



Revisões de Literatura da Geomorfologia Brasileira



caliandra



ORGANIZADORES

Osmar Abílio de Carvalho Júnior
Maria Carolina Villaça Gomes
Renato Fontes Guimarães
Roberto Arnaldo Trancoso Gomes



CONSELHO EDITORIAL

Membros internos:

Prof. Dr. André Cabral Honor (HIS/UnB) - **Presidente**

Prof. Dr. Herivelto Pereira de Souza (FIL/UnB)

Prof^ª Dr^ª Maria Lucia Lopes da Silva (SER/UnB)

Prof. Dr. Rafael Sânzio Araújo dos Anjos (GEA/UnB)

Membros externos:

Prof^ª Dr^ª Ângela Santana do Amaral (UFPE)

Prof. Dr. Fernando Quiles García (Universidad Pablo de Olavide - Espanha)

Prof^ª Dr^ª Ilía Alvarado-Sizzo (UniversidadAutonoma de México)

Prof^ª Dr^ª Joana Maria Pedro (UFSC)

Prof^ª Dr^ª Marine Pereira (UFABC)

Prof^ª Dr^ª Paula Vidal Molina (Universidad de Chile)

Prof. Dr. Peter Dews (University of Essex - Reino Unido)

Prof. Dr. Ricardo Nogueira (UFAM)



A UnB quem faz
é a gente

Organizadores: Osmar Abílio de Carvalho Júnior
Maria Carolina Villança Gomes
Renato Fontes Guimarães
Roberto Arnaldo Trancoso Gomes

Título: Revisões de Literatura da Geomorfologia Brasileira

Volume: 1

Local: Brasília

Editor: Selo Caliandra

Ano: 2022

Parecerista: João Cândido André da Silva Neto

Capa: Luiz H S Cella



Creative Commons Attribution-NonCommercial-NoDerivatives 4.0 International (CC BY-NC-ND 4.0)

Ficha catalográfica elaborada pela Biblioteca Central da Universidade de Brasília
Heloiza Faustino dos Santos - CRB 1/1913

R454 Revisões de literatura da geomorfologia brasileira [recurso eletrônico] / organizadores Osmar Abílio de Carvalho Júnior ... [et al.]. – Brasília : Universidade de Brasília, 2022.
1057 p. : il.

Inclui bibliografia.

Modo de acesso: World Wide Web:
<<http://caliandra.ich.unb.br/>>.
ISBN 978-65-86503-85-2.

1. Geomorfologia - Brasil. I. Carvalho Júnior, Osmar Abílio de.

CDU 551.4

Lista de autores

Abner Monteiro Nunes Cordeiro
Adão Osdayan Cândido de Castro
Alberto Oliva
Alex de Carvalho
Ana Camila Silva
André Augusto Rodrigues Salgado
André Luiz Carvalho da Silva
André Paulo Ferreira da Costa
Antônio Carlos de Barros Corrêa
Antonio José Teixeira Guerra
Antônio Pereira Magalhães Junior
Antonio Rodrigues Ximenes Neto
Archimedes Perez Filho
Beatriz Abreu Machado
Breno Ribeiro Marent
Bruno Venancio da Silva
Carlos de Oliveira Bispo
Carmélia Kerolly Ramos de Oliveira
César Augusto Chicarino Varajão
Claudia Rakel Pena Pereira
Cristiano da Silva Rocha
Cristina Helena Ribeiro Augustin
Daniel Françoso de Godoy
Daniel Peifer
Danielle Lopes de Sousa Lima
Danilo Vieira dos Santos
David Hélio Miranda de Medeiros
Delano Nogueira Amaral
Dirce Maria Antunes Suertegaray
Edison Fortes
Edivando Vitor do Couto
Eduardo Souza de Moraes
Edwilson Medeiros dos Santos
Éric Andrade Rezende
Fabiana Souza Ferreira
Fábio Perdigão Vasconcelos
Fabrizio de Luiz Rosito Listo
Fabrizio do Nascimento Garritano
Felipe Gomes Rubira
Flávio Rodrigues do Nascimento
Francisco Dourado
Francisco Edmar de Sousa Silva
Francisco Leandro de Almeida Santos
Frederico de Holanda Bastos
Gisele Barbosa dos Santos
Giselle Ferreira Borges
Guilherme Borges Fernandez
Hugo Alves Soares Loureiro
Idjarrury Gomes Firmino
Isabel Cristina Moroz-Caccia Gouveia
Jáder Onofre de Moraes
Jémison Mattos dos Santos
João Paulo de Carvalho Araújo
José Fernando Rodrigues Bezerra
Juliana Sousa Pereira
Julio Cesar Paisani
Jurandyr L. Sanches Ross
Karine Bueno Vargas
Kleython de Araújo Monteiro
Laryssa Sheydder de Oliveira Lopes
Leonardo dos Santos Pereira
Leonardo José Cordeiro Santos
Letícia Augusta Faria de Oliveira
Lidriana de Souza Pinheiro,
Lígia Padilha Novak
Luiz Fernando de Paula Barros
Manoel do Couto Fernandes
Marcel Hideyuki Fumiya,
Marcelo Martins de Moura Fé
Marcos César Pereira Santos
Maria Bonfim Casemiro
Mariana Silva Figueiredo
Marli Carina Siqueira Ribeiro
Martim de Almeida Braga Moulton
Michael Vinicius de Sordi
Mônica dos Santos Marçal
Neiva Barbalho de Moraes
Nelson Ferreira Fernandes
Nelson Vicente Lovatto Gasparetto
Oswaldo Girão da Silva
Otávio Augusto de Oliveira Lima Barra
Otávio Cristiano Montanher
Paulo Cesar Rocha
Paulo de Tarso Amorim Castro
Paulo Roberto Silva Pessoa
Pedro Val
Peter Christian Hackspacher
Rafaela Soares Niemann
Raphael Nunes de Souza Lima
Roberto Marques Neto

Roberto Verdum
Rodrigo Vitor Barbosa Sousa
Rubson Pinheiro Maia
Sandra Baptista da Cunha
Sarah Lawall
Sérgio Cadena de Vasconcelos
Sérgio Murilo Santos de Araújo
Silvio Carlos Rodrigues
Silvio Roberto de Oliveira Filho
Simone Cardoso Ribeiro
Tania Cristina Gomes

Thais Baptista da Rocha
Thiago Gonçalves Pereira
Thiago Pereira Gonçalves
Thomaz Alvisi de Oliveira
Tulius Dias Nery
Úrsula de Azevedo Ruchkys
Vanda de Claudino-Sales
Vanessa Martins Lopes
Vinícius Borges Moreira
Vitor Hugo Rosa Biffi

PREFÁCIO

O presente livro consiste em um conjunto de revisões sobre os avanços teóricos e tecnológicos nos diversos temas da Geomorfologia. Concebido para estar em uma plataforma on-line com acesso gratuito, o livro destina-se aos cursos de graduação e pós-graduação que utilizam os conhecimentos geomorfológicos, incluindo Geografia, Geologia, Ecologia, Engenharia, Planejamento Territorial, entre outros. Para atender o escopo e o desafio imposto, a obra possui um total de 36 capítulos que congregam 111 pesquisadores das diversas regiões do Brasil, trazendo relatos relevantes de nossa paisagem e dos avanços alcançados pela Geomorfologia brasileira. Os capítulos do livro estão segmentados em contextos temáticos e geográficos de estudo, incluindo: dinâmica fluvial, ambientes costeiros, evolução de vertentes, micro relevo, ambientes cársticos, geomorfologia regional, geomorfologia estrutural; mapeamento geomorfológico, patrimônio natural, mitigação de riscos naturais; interações pedo-geomorfológicas, etnogeomorfologia, modelos numéricos, novas abordagens tecnológicas em geomorfologia. Além de abranger os conceitos e o estado da arte na análise dos processos e sistemas geomorfológicos, os capítulos realizam uma visão crítica dos diversos temas abordados.

Na última década, inúmeros avanços foram alcançados com o aumento da disponibilidade de dados de monitoramento da superfície terrestre, métodos computacionais e compartilhamento de experiências. A grande quantidade de dados e métodos resulta em novos desafios de análise e processamento na busca de respostas científicas dentro de uma apreciação crítica. A concepção desse livro integra revisões e discussões sobre essas novas abordagens teóricas, instrumentais e tecnológicas que passam a ter um fator primordial para estabelecer os novos rumos da ciência geomorfológica.

Dada a magnitude continental do nosso território, não é surpreendente que a paisagem brasileira seja evidenciada e detalhada em suas peculiaridades nos textos. Portanto, vários capítulos exploram e refletem a natureza distinta da paisagem e da biota brasileira, revelando os processos naturais e as perturbações antrópicas que alteram o meio ambiente e desencadeiam processos erosivos, movimento de massa, inundações, entre outros. Nesse contexto, as pesquisas aplicadas são extremamente oportunas devido à alta demanda para solução de problemas prementes e complexo de nossos ambientes e sociedade, necessitando continuamente de alternativas, novos conceitos, perspectivas tecnológicas e inovações metodológicas. Muitos capítulos abordam revisões sobre trabalhos aplicados na investigação geomorfológica e resolução de problemas, normalmente desencadeados por perturbações humanas com consequências variadas nos diferentes sistemas.

Os editores abnegaram a oportunidade de contribuir com capítulos para garantir a imparcialidade na seleção dos textos que compõe o livro. Por fim, os editores agradecem especialmente a União de Geomorfologia Brasileira e a todos os colaboradores que contribuíram com seus conhecimentos específicos para a elaboração dessa obra abrangente e de grande relevância para o conhecimento da Geomorfologia nacional.

Osmar Abílio de Carvalho Júnior
Maria Carolina Villaça Gomes
Renato Fontes Guimarães
Roberto Arnaldo Trancoso Gomes

SUMARIO

1. CONSIDERAÇÕES EPISTEMOLÓGICAS EM TORNO DA PESQUISA EM GEOMORFOLOGIA: DO PROJETO AO ARTIGO CIENTÍFICO

André Augusto Rodrigues Salgado
Alberto Oliva

----- 16

2. ARQUIVOS FLUVIAIS QUATERNÁRIOS NO INTERIOR CONTINENTAL: O CONTEXTO SERRANO DE MINAS GERAIS, BRASIL

Antônio Pereira Magalhães Junior
Luiz Fernando de Paula Barros
Alex de Carvalho
Letícia Augusta Faria de Oliveira

----- 39

3. PROCESSOS DE REORGANIZAÇÃO DA REDE DE DRENAGEM NO BRASIL

Breno Ribeiro Marent
Éric Andrade Rezende
Michael Vinícius de Sordi
André Augusto Rodrigues Salgado

----- 76

4. AVALIAÇÃO INTEGRADA DE SISTEMAS FLUVIAIS: SUBSÍDIO PARA IDENTIFICAÇÃO DE VALORES PATRIMONIAIS

Carmélia Kerolly Ramos de Oliveira
Paulo de Tarso Amorim Castro
Úrsula de Azevedo Ruchkys

----- 98

5. GEOMORFOLOGIA FLUVIAL E GESTÃO DE RISCO DE INUNDAÇÕES

Claudia Rakel Pena Pereira
Sandra Baptista da Cunha

----- 124

6. AJUSTAMENTO FLUVIAL À AGROPECUÁRIA, URBANIZAÇÃO E RESERVATÓRIO E ANÁLISE CIENTOMÉTRICA DO IMPACTO DESSAS ATIVIDADES NOS RIOS BRASILEIROS	
Eduardo Souza de Morais Otávio Cristiano Montanher	
-----	143
7. GEOMORFOLOGIA FLUVIAL DO BRASIL ASSOCIADA AO ATUAL CONTEXTO SOCIOAMBIENTAL	
Giselle Ferreira Borges Neiva Barbalho de Morais Ana Camila Silva Leonardo dos Santos Pereira Sarah Lawall	
-----	176
8. CONTROLE TECTONO-ESTRUTURAL DOS SISTEMAS DE DRENAGEM: REVISÃO LITERÁRIA E PROPOSTAS METODOLÓGICAS	
Idjarrury Gomes Firmino Karine Bueno Vargas Edison Fortes	
-----	212
9. GEOMORFOLOGIA FLUVIAL E GESTÃO DOS RIOS NO BRASIL	
Mônica dos Santos Marçal Adão Osdayan Cândido de Castro Raphael Nunes de Souza Lima	
-----	240
10. INUNDAÇÕES E CONCEITOS CORRELATOS: REVISÃO BIBLIOGRÁFICA E ANÁLISE COMPARATIVA.	
Rodrigo Vitor Barbosa Sousa Paulo Cesar Rocha	
-----	265
11. SISTEMAS LACUSTRES INTERIORES: AVANÇOS E TÉCNICAS DE ESTUDO	
Gisele Barbosa dos Santos Paulo de Tarso Amorim Castro	
-----	278

12. EVOLUÇÃO MORFODINÂMICA DE PLANÍCIES COSTEIRAS:
DO QUATERNÁRIO AOS EVENTOS ATUAIS

Guilherme Borges Fernandez
Thais Baptista da Rocha
Silvio Roberto de Oliveira Filho
Sérgio Cadena de Vasconcelos
André Luiz Carvalho da Silva
Thiago Gonçalves Pereira
Martim de Almeida Braga Moulton

----- 308

13. MORFOLOGIA COSTEIRA EM LITORAIS URBANOS

Otávio Augusto de Oliveira Lima Barra
Fábio Perdigão Vasconcelos
Cristiano da Silva Rocha
Maria Bonfim Casemiro
Danilo Vieira dos Santos
Francisco Edmar de Sousa Silva
Delano Nogueira Amaral

----- 351

14. DELTAS DOMINADOS POR ONDAS: TRAJETÓRIA CONCEITUAL,
DINÂMICA E EVOLUÇÃO A PARTIR DE EXEMPLOS DO COMPLEXO
DELTAICO DO RIO PARAÍBA DO SUL

Thaís Baptista da Rocha
Sérgio Cadena de Vasconcelos
André Paulo Ferreira da Costa
Beatriz Abreu Machado
Mariana Silva Figueiredo
Lígia Padilha Novak
Thiago Pereira Gonçalves
Guilherme Borges Fernandez

----- 381

15. REGISTROS DAS VARIAÇÕES DO NÍVEL RELATIVO DO MAR NO
LITORAL BRASILEIRO E AS IMPLICAÇÕES
PERANTE A MORFOGÊNESE DE SUPERFÍCIES GEOMORFOLÓGI-
CAS EM AMBIENTES COSTEIROS

Felipe Gomes Rubira
Archimedes Perez Filho

----- 410

16. VALES INCISOS SUBMERSOS DA PLATAFORMA
CONTINENTAL SEMIÁRIDA DO BRASIL

Antonio Rodrigues Ximenes Neto
Lidriana de Souza Pinheiro
David Hélio Miranda de Medeiros
Paulo Roberto Silva Pessoa
Jáder Onofre de Moraes

----- 445

17. GEOMORFOLOGIA EÓLICA CONTINENTAL E OS
CAMPOS DE DUNAS HOLOCÊNICAS DO PAMPA NO RIO
GRANDE DO SUL, BRASIL

Tania Cristina Gomes
Roberto Verdum

----- 471

18. EROSÃO POR VOÇOROCAS: ESTADO DA ARTE

Juliana Sousa Pereira
Silvio Carlos Rodrigues

----- 499

19. MONITORAMENTO DA EROSÃO HÍDRICA NO BRASIL:
DOS MÉTODOS MANUAIS AOS DIGITAIS

Hugo Alves Soares Loureiro
Antonio José Teixeira Guerra
José Fernando Rodrigues Bezerra
Leonardo dos Santos Pereira
Fabrizio do Nascimento Garritano

----- 526

20. MOVIMENTOS DE MASSA: ESTADO DA ARTE,
ESCALAS DE ABORDAGEM, ENSAIOS DE CAMPO E LABORATÓRIO
E DIFERENTES MODELOS DE PREVISÃO

Fabrizio de Luiz Rosito Listo
Tulius Dias Nery
Carlos de Oliveira Bispo
Fabiana Souza Ferreira
Edwilson Medeiros dos Santos

----- 560

21. MORFOGÊNESE DE MICRORRELEVOS SIMILARES
A MURUNDUS NA PAISAGEM
- Vinícius Borges Moreira
Archimedes Perez Filho
- 593
22. APLAINAMENTO NO NOROESTE DO PARANÁ:
DE MODELOS POLICÍCLICO À MORFOTECTÔNICA
QUATERNÁRIA
- Marcel Hideyuki Fumiya
Edivando Vitor do Couto
Leonardo José Cordeiro Santos
- 615
23. GEOMORFOLOGIA DO QUATERNÁRIO E
GEOARQUEOLOGIA: ASPECTOS CONCEITUAIS, METODOLÓGICOS
E APLICAÇÕES NO SUL DO BRASIL
- Vitor Hugo Rosa Biffi
Marcos César Pereira Santos
Julio Cesar Paisani
Nelson Vicente Lovatto Gasparetto
- 648
24. TERMOCRONOLOGIA APLICADA À EVOLUÇÃO
GEOMORFOLÓGICA DO NORDESTE SETENTRIONAL DO BRASIL:
UMA BREVE REVISÃO
- Francisco Leandro de Almeida Santos
Flávio Rodrigues do Nascimento
Peter Christian Hackspacher (In Memoriam)
Marli Carina Siqueira Ribeiro
Bruno Venancio da Silva & Daniel França de Godoy
- 677
25. A TAXONOMIA DO RELEVO E A CARTOGRAFIA
GEOMORFOLÓGICA REGIONAL
- Jurandyr L. Sanches Ross
Isabel Cristina Moroz-Caccia Gouveia
- 701

26.	RELEVOS GRANÍTICOS DO NORDESTE BRASILEIRO: UMA PROPOSTA TAXONÔMICA	
	Frederico de Holanda Bastos Danielle Lopes de Sousa Lima Abner Monteiro Nunes Cordeiro Rubson Pinheiro Maia	
	-----	733
27.	REVISITANDO OS MODELOS CLÁSSICOS DE EVOLUÇÃO DO RELEVO	
	Daniel Peifer Cristina Helena Ribeiro Augustin	
	-----	759
28.	SUPERFÍCIES GEOMORFOLÓGICAS E MODELOS CLÁSSICOS DE EVOLUÇÃO DO RELEVO	
	Karine Bueno Vargas Idjarrury Firmino Michael Vinicius de Sordi	
	-----	793
29.	A GEOMORFOLOGIA NOS ESTUDOS INTEGRADOS DA PAISAGEM: ENFOQUE EVOLUTIVO E DINÂMICO NA INTERPRETAÇÃO DOS SISTEMAS GEOMORFOLÓGICOS	
	Roberto Marques Neto Thomaz Alvisi de Oliveira	
	-----	813
30.	ESTADO DA ARTE DOS ESTUDOS GEOMORFOLÓGICOS NO NORDESTE BRASILEIRO: UMA SÍNTESE (E VÁRIAS TESES)	
	Vanda de Claudino-Sales Antonio Carlos Barros Côrrea Kleython de Araújo Monteiro Rubson Pinheiro Maia	
	-----	845
31.	AS SUPERFÍCIES DE EROSÃO DO “BRASIL ORIENTAL”	
	César Augusto Chicarino Varajão	
	-----	875

32.	ETNOGEOMORFOLOGIA - RELAÇÕES ENTRE POPULAÇÕES TRADICIONAIS E A PAISAGEM FÍSICA	
	Simone Cardoso Ribeiro Vanessa Martins Lopes Osvaldo Girão da Silva Antônio Carlos de Barros Corrêa	
	-----	886
33.	DESAFIOS E PERSPECTIVAS DAS PESQUISAS SOBRE O PATRIMÔNIO GEOMORFOLÓGICO NO BRASIL	
	Vanda de Claudino-Sales Laryssa Sheydder de Oliveira Lopes	
	-----	910
34.	USO DO LIDAR NA GEOMORFOLOGIA: APLICAÇÕES E DESAFIOS FUTUROS	
	João Paulo de Carvalho Araújo Rafaela Soares Niemann Francisco Dourado Manoel do Couto Fernandes Nelson Ferreira Fernandes	
	-----	927
35.	MODELOS NUMÉRICOS DE EVOLUÇÃO DO RELEVO (LEMS) E SUA IMPORTÂNCIA PARA ESTUDOS DE EVOLUÇÃO DA PAISAGEM	
	Nelson F. Fernandes Daniel Peifer Pedro Val	
	-----	953
36.	SOLO HISTÓRICO DA DESERTIFICAÇÃO NO BRASIL	
	Jémison Mattos dos Santos Sérgio Murilo Santos de Araújo Dirce Maria Antunes Suertegaray	
	-----	1000

37. GEOMORFOLOGIA ESTRUTURAL:
REVISITANDO TEORIAS, MÉTODOS E ESTUDOS
DE CASO NO NORDESTE BRASILEIRO

Frederico de Holanda Bastos
Abner Monteiro Nunes Cordeiro
Marcelo Martins de Moura Fé

----- 1029

1. CONSIDERAÇÕES EPISTEMOLÓGICAS EM TORNO DA PESQUISA EM GEOMORFOLOGIA: DO PROJETO AO ARTIGO CIENTÍFICO

André Augusto Rodrigues Salgado¹ & Alberto Oliva²

¹ Professor Associado do Departamento de Geografia da Universidade Federal de Minas Gerais; aarsalgadoufmg@gmail.com

² Professor Titular do Departamento de Filosofia da Universidade Federal do Rio de Janeiro; aloliva@uol.com.br

Resumo: Desde o início do século XXI houve significativo aumento no número de pesquisadores e professores de Geomorfologia no Brasil. Porém, esse crescimento não foi acompanhado de proporcional incremento nos recursos financeiros disponíveis para pesquisa científica. Paralelamente, em todo o globo, a investigação em Geomorfologia tem se tornado mais onerosa, pois os principais periódicos internacionais demandam número considerável de dados consistentes para que os artigos a elas submetidos sejam admitidos como publicáveis. A junção destes fatos faz com que se torne um desafio crescente produzir boas pesquisas científicas de Geomorfologia no Brasil. Diante disso, insere-se o presente texto que discute algumas questões, inclusive epistemológicas, que envolvem a produção de conhecimento geomorfológico relevante no Brasil atual. Esta discussão abrange desde a apresentação do projeto científico até a submissão do artigo. As principais conclusões demonstram a necessidade de, nas pesquisas científicas, haver diálogo entre as hipóteses, os objetivos e os materiais e métodos utilizados. Indicam a cooperação científica como melhor caminho para produção de conhecimento geomorfológico de relevância internacional. Apontam para o fato de as ideologias e de muitas correntes de pensamento geográfico constituírem risco para a boa prática investigativa geomorfológica. Demonstram que é mais fácil publicar internacionalmente estudos de morfodinâmica que expliquem processos geomorfológicos do que estudos de caso acerca da morfogênese de alguma região. Por fim, indicam que apesar do avanço ferramental da geomorfologia moderna, nada ainda substituiu a necessidade do trabalho de campo, da observação rigorosa e da análise detalhada dos fenômenos investigados.

Palavras-Chave: Geomorfologia; Epistemologia; Artigo Científico; Morfogênese; Morfodinâmica.

Abstract: Since the beginning of the 21st century, there has been a significant increase in the number of Geomorphology researchers and professors in Brazil. However, this growth was not followed by a proportional increase in the financial resources available for those scientific

researches. Meanwhile, research in Geomorphology has become more expensive globally, with the leading international journals requiring a considerable number of consistent data for the submitted articles to be admitted and published. The combination of these facts makes it a growing challenge to produce good scientific research on Geomorphology in Brazil. Therefore, this text discusses some issues, including epistemological ones, that involve the production of relevant geomorphological knowledge in Brazil today. This discussion ranges from the presentation of the scientific project to the submission of the article. The main conclusions demonstrate how scientific researches need a dialogue between the hypotheses, the objectives, and the materials and methods used. They indicate scientific cooperation as the best way to produce geomorphological knowledge of international relevance. They point out that ideologies and many currents of geographic thought pose a risk to good geomorphological investigative practice. They also demonstrate that it is easier to publish internationally morphodynamic studies that explain geomorphological processes than case studies about the morphogenesis of any region. Finally, they indicate that despite the tooling advance of modern geomorphology, nothing has yet replaced the need for fieldwork, rigorous observation, and detailed analysis of the investigated phenomena.

Keywords: Geomorphology, Epistemology, Scientific Paper; Morphogenesis; Morphodynamic.

Tema: Epistemologia em Geomorfologia

1. INTRODUÇÃO

Nos últimos anos, graças à política federal do REUNI de ampliação do ensino superior, o Brasil viveu um crescimento significativo no número de professores/pesquisadores que trabalham com Geomorfologia. Entretanto, esse aumento não foi acompanhado de igual expansão dos recursos financeiros aplicados em investigação científica. Em paralelo, a pesquisa geomorfológica tem se tornado cada vez mais onerosa. Construções e aferições predominantemente dedutivas como aquelas realizadas por Lester Charles King para explicar a morfogênese de superfícies aplainadas (KING, 1953) ou a evolução do relevo brasileiro (KING, 1956) não são mais aceitas como científicas pela comunidade internacional. Mesmo no Brasil, esses tipos de estudo têm enfrentado dificuldades para conseguir espaço para publicação nos principais periódicos nacionais.

Os avanços da modelagem matemática computacional, geocronologia, equipamentos de campo capazes de mensurar processos, sensoriamento remoto e geoprocessamento exigem dos pesquisadores em Geomorfologia uma quantidade crescente de dados empíricos aptos a dar sustentação às teorizações. Por consequência, fazer pesquisa em Geomorfologia se tornou tarefa de difícil execução no Brasil. Muitos projetos são apresentados, mas só há recursos financeiros para apoiar uma parcela diminuta. Salvo os nomes já consagrados, a maior parte dos professores/pesquisadores enfrentará dificuldades crescentes para desenvolver pesquisas com o requerido apoio das agências financiadoras. Além disso, para se atender às crescentes exigências de

internacionalização dessas agências é necessário publicar em gabaritados veículos especializados fora do País, o que envolve proficiência em língua inglesa.

Levando em conta essas ponderações, o presente texto tem por objetivo destacar o papel cumprido por algumas noções filosóficas básicas na elaboração de um projeto de pesquisa em Geomorfologia. Almeja igualmente formular questões importantes concernentes a como deve ser feita a publicação de resultados por meio de artigo científico. Recorreremos a noções basilares da Filosofia da Ciência a fim de sugerir algumas formas de prática científica adotáveis no âmbito da Geomorfologia. Em uma segunda etapa, o alvo será o de esclarecer como devem se interrelacionar em um projeto de pesquisa geomorfológico elementos fundamentais para a conquista de sucesso explicativo/preditivo e instrumental. Na última parte, serão abordadas questões importantes relativas à melhor maneira de divulgação dos resultados da pesquisa por meio de artigo que satisfaça aos requisitos da cientificidade.

Apesar de as dificuldades epistemológicas suscitadas por toda e qualquer investigação científica serem de difícil equacionamento, estamos convencidos que enfrentá-las pode ter serventia na boa condução e fundamentação da pesquisa que se pretende empírica. Não se trata de um saber que se sobreponha ou se acrescente ao conhecimento dos fatos e sim uma atividade de elucidação conceitual que ajuda a melhor conduzir o estudo e a optar pela via mais segura em busca de sua fundamentação. A metodologia adotada se estriba em pressupostos cujo embasamento precisa ser conhecido para que não seja aplicada de modo “mecânico” e acrítico. Nesse sentido, a atenção ao substrato epistemológico pode contribuir para o amadurecimento da pesquisa científica feita em Geomorfologia (RHOADSÞ, 1996a). Até porque a sustentabilidade de uma pesquisa só logra ser firmemente defendida quando se tem a adequada compreensão do que embasa a metodologia escolhida.

2. CONCEITOS BASILARES DE FILOSOFIA DA CIÊNCIA E DESAFIOS EXTRACOGNITIVOS À CONQUISTA DA CIENTIFICIDADE

De modo geral, os geomorfólogos consideram a publicação do artigo *The Geographical Cycle* de William Morris Davis em 1899 como a certidão de nascimento da Geomorfologia como ciência, que passa a ostentar independência conceitual frente à Geologia e à Geografia. No entanto, suas raízes são muito mais antigas e devem ser buscadas, no mínimo, no século XVIII nas pesquisas de James Hutton, que deram início à Geologia moderna e estabeleceram a teoria do *uniformitarismo*. Essa teoria, que precisa ser tomada como ponto de partida de qualquer pesquisa em Geomorfologia, se alicerça em dois princípios: (1) *gradualismo* e (2) *atualismo*.

O *gradualismo* representa o entendimento de que as mudanças no planeta Terra ocorrem de forma lenta e gradual sem que isso signifique que eventos de magnitude como, por exemplo, vulcanismo, grandes cheias de um rio ou volumosos escorregamentos, sejam incapazes de alterar uma paisagem de forma célere. Expressa apenas o fato de que

a história da Terra e de suas paisagens não pode ser contada com base em um único evento catastrófico que tenha tudo modificado, uma vez que ela é o resultado da ação do tempo geológico e do sucessório somatório de uma série de eventos de maior ou menor magnitude que, no passado, atuaram sobre o planeta. Em contraposição, o *atualismo* abraça o princípio de que o presente é a chave para se compreender o passado. Sendo assim, pressupõe-se que as leis da Física e da Química são imutáveis, de tal maneira que compreendê-las concentrando-se na observação atual do planeta enseja o entendimento da morfodinâmica e da morfogênese da Terra em eras passadas.

Apesar de ser impossível comprovar inequivocamente a veracidade dessas premissas, sobretudo no que concerne ao *atualismo*, a ciência geomorfológica tem obtido sucesso na compreensão e explicação da morfogênese e dos processos que moldam as paisagens terrestres. Cabe, a essa altura, ressaltar que a história da Ciência e a Filosofia da Ciência contemporânea tendem a apoiar o falibilismo que se contrapõe à visão de senso comum de que a Ciência é capaz de oferecer soluções definitivas e explicações últimas dos fatos. Enquanto a pesquisa não exaurir os fatos investigados, enquanto novas evidências tiverem de ser levadas em consideração, não se tem como provar que as leis da Física e da Química não virão a ser abaladas por contraexemplos. Quase todos os resultados científicos têm passado por revisão, muitos têm sido abandonados ao longo da caminhada em busca de melhores e mais sólidas explicações. Nenhuma teoria tem a garantia de que sobreviverá no futuro. Por isso, como bem ressaltou Merton (1973), a atividade científica se caracteriza pelo ceticismo organizado. Isso quer dizer que apesar de o pesquisador partir de crenças como, por exemplo, a da existência de regularidades/uniformidades na natureza, é sempre saudável ser prudente na averiguação dos fatos em virtude de as descontinuidades fatuais poderem sempre se manifestar. O que se acolhe como conhecimento está longe de poder receber certificação definitiva. Só mantendo essa postura, é possível conservar a constância da atitude crítica nas investigações. Porém, a despeito de o ceticismo organizado ser sempre epistemologicamente saudável, na prática o sucesso instrumental e preditivo da Geologia e da Geomorfologia gera a forte impressão de que se tem conseguido uma maior aproximação à verdade, de que os fatos têm sido mais bem explicados, de tal maneira que há ainda *bons motivos* para acreditar nas premissas de James Hutton. Isso pode ser afirmado em razão de o sucesso preditivo e instrumental só ocorrerem quando há algum grau de conquista explicativa comprovada, quando é alcançado um real avanço no conhecimento dos fatos.

Questões como essas podem parecer inócuas, sem relevância direta para as práticas de pesquisa, mas na realidade não é isso o que ocorre. Mesmo porque a maior parte dos professores/pesquisadores de Geomorfologia está lotada em departamentos de Geografia e estes, geralmente, são dominados por pesquisadores que procuram se inserir mais no campo das técnicas de pesquisa historicamente associadas às Ciências Sociais. Os modos de se fazer e se compreender a natureza da Ciência nessas disciplinas são bem diferentes daqueles padronizados no estudo dos fenômenos naturais. As Ciências Naturais

costumam ser encaradas como produtoras de teorias diretamente derivadas dos fatos, de tal maneira que só podem aspirar à condição de científicas as proposições capazes de ser aprovadas ou reprovadas pela experiência (OLIVA, 2003). Embora as Ciências Sociais também precisem construir teorias que se submetam ao crivo da experiência, é razoável colocar em dúvida sua capacidade de efetivamente explicar fatos e, mais ainda, a de fazer previsões confiáveis. É cabível falar em imprevisibilidade dos fenômenos sociais em razão da história dos fracassos acumulados por suas teorias. Mesmo quando as Ciências Sociais procuraram imitar o que supostamente seriam os métodos bem sucedidos das Ciências Naturais, os resultados foram decepcionantes. Enquanto as Ciências Naturais permaneceram mais ou menos presas ao ideal de *descrever e explicar, e se possível prever*, as sociais se mantiveram mais aferradas à retórica de *transformar a realidade* por meio da práxis política. O resultado disso foi um crescente distanciamento prático e epistemológico entre a Geomorfologia e as disciplinas/áreas sociais da Geografia.

Após a publicação de *A Estrutura das Revoluções Científicas* de Kuhn (2018), a concepção tradicional de ciência foi gradualmente abalada por visões relativistas e pela proposta de que as Ciências Sociais podem oferecer contribuições fundamentais ao entendimento das Naturais. Kuhn (2018) defendeu nessa obra a ideia de que a prática científica e a própria evolução da ciência não podem ser desvinculadas dos aspectos sociais e históricos que envolvem a atividade rotineira dos cientistas. As ciências maduras seriam praticadas sob a égide de paradigmas que resultam da associação entre teoria, linguagem adotada, ontologia reconhecida, educação recebida, fatores sociais etc. Mais abrangentes que as teorias, os paradigmas selecionam como e o que deve ser observado: inexistente acesso aos fatos sem óculos teóricos cuja armação é socialmente montada. Tenta-se assim colocar em xeque a velha crença de que a base da ciência se forma a partir de observações puras e neutras. O ataque crítico ao paradigma, a crise que levou toda uma comunidade a revisá-lo, podem culminar em sua substituição por outro. A derrocada do paradigma não resulta de ter sido refutado, mas de ter se mostrado incapaz de superar a crise em que mergulhou como consequência de anomalias que se tornaram visíveis e se agravaram gerando a percepção de que a funcionalidade do paradigma estava comprometida. A entrada em cena de um novo modelo teórico leva a uma nova forma de ver o mundo, a um novo tipo de prática científica. Uma vez aceita pela comunidade, a nova teoria define os conteúdos e as bases do que vinha até então sendo considerado conhecimento científico.

O *Programa Forte da Sociologia da Ciência* é um desdobramento sociológico radicalizado do tipo de visão que passou a conferir papel importante aos fatores sociais na construção e elucidação da chamada racionalidade científica. O ápice ocorre com a introdução da tese de que tudo, inclusive o conteúdo das teorias científicas, é socialmente construído/causado e de que inexistem diferenças cruciais entre ciência, pseudociência e ideologia (OLIVA, 2003). Isso fez com que uma série de posições relativistas e pós-modernistas ganhassem apoio dos geógrafos brasileiros críticos, principalmente de orientação marxista. Segundo Diniz Filho (2009, 2013), esses geógrafos, em reação à

falência do socialismo real em 1989, encontraram no relativismo do pós-modernismo um importante aliado em sua oposição ao que qualificam como o iníquo modo de produção capitalista.

O resultado da “aliança” da Geografia Crítica com os pós-modernistas criou um ambiente um tanto hostil aos geomorfólogos brasileiros lotados em departamentos de Geografia. Projetos de pesquisa de Geomorfologia, que em bancas de admissão de programas de pós-graduação eram anteriormente julgados não só por sua qualidade científica, mas igualmente por sua “utilidade social”, passaram a ter seus métodos criticados por doutores com posições pós-modernistas. À crítica de inspiração marxista de que *isso não é Geografia* (por carecer de manifesta “utilidade social”) acrescentou-se uma desconfiança pós-modernista relativa à validade dos métodos empregados na Geomorfologia. É bem verdade que o pós-modernismo sofreu críticas contundentes como as apresentadas por Sokal & Bricmont (2012), que apontam que boa parte de seus principais expoentes quando utilizam alguns conceitos das Ciências Naturais, ou quando os criticam, o fazem sem nem mesmo adequadamente compreendê-los na sua formulação original. Além disso, o inequívoco *sucesso instrumental e preditivo* das ciências maduras constitui, por si só, poderoso argumento contra essa corrente de pensamento que, a exemplo do ceticismo dogmático, é incapaz de lidar com os problemas práticos desafiadores que surgem em vários domínios. A crítica marxista da falta de *valor social* fica prejudicada quando a Geomorfologia, ao gerar conhecimento, enseja a solução de problemas práticos trazendo benefícios para toda a sociedade. O próprio Thomas Kuhn recusou algumas das consequências sociologistas que foram derivadas de suas ideias. Mesmo tendo elucidado fatos importantes encontráveis na história da ciência, a metaciência gera controvérsias por falta de evidências suficientes para comprovar a visão de que na ciência os fatores sociais são tão decisivos quanto as razões epistêmicas para ditar os rumos da pesquisa (OLIVA, 2012). Questões complexas envolvendo o processo de produção do conhecimento são negligenciadas pelos esquematismos sociologistas que reduzem os conteúdos das teorias científicas a processos de construção social. A relativização do valor epistêmico da ciência e a politização de seus resultados práticos deságuam na negação de sua capacidade explicativa condenando-a a cumprir a função de mera partícipe no domínio das disputas do poder intelectual. Com isso, abandona-se a intrincada problemática da relação entre razões epistêmicas e fatores sociais no processo de aceitação, ainda que provisória, das teorias.

De fato, a verdade deixa de ser vista como um ideal regulador a orientar a Ciência como seu fim último se tudo, no fim das contas, se resume a um debate de natureza político-social. Para muitos geógrafos humanos que defendem esse ponto de vista, a Geomorfologia precisa abdicar dos princípios metodológicos tradicionais sobre os quais tem se assentado. Precisa deixar de se inspirar nas práticas metodológicas das Ciências Naturais para se vincular às correntes das Ciências Sociais, sendo que algumas delas politizam os fatos em nome da assunção de uma postura crítica diante da sociedade rotulada de burguesa. Porém, quando deixa de se centrar na realidade dada, evitando

naturalizá-la, a Ciência se torna politicamente ativista, ou seja, coloca o foco na luta pela transformação da sociedade em nome da construção de um sistema político-econômico idealmente concebido como mais justo.

Ainda no que se refere ao conflito existente no interior da Geografia brasileira, cumpre ressaltar que as críticas dirigidas pela Geografia Humana à Geomorfologia têm natureza mais próxima da velha *Filosofia Social* do que da *Filosofia das Ciências Sociais* preocupada, como destaca Rudner (1966), com as questões metodológicas suscitadas pelas peculiaridades dos fatos sociais. Nesse sentido, é importante fazer a observação de que não há grandes diferenças entre as Ciências Sociais e as Naturais no que se refere ao método científico (HEMPEL, 1966; RUDNER, 1966), pois ambas as modalidades de ciência precisam estar embasadas em dados empíricos e em formas de inferência lógica seguras. O que está sempre essencialmente em questão é o emprego de procedimentos dedicados a confirmar ou refutar hipóteses. A grande diferença entre ambas reside na complexidade dos fenômenos estudados e na fragilidade das teorias sociais diante de evidências que variam mais do que no domínio dos fatos naturais. Nas Ciências Naturais, os critérios de validação dos resultados se apoiam mais facilmente em regularidades e uniformidades, ao passo que nas Ciências Sociais os padrões, mesmo quando encontrados, pouco sobrevivem ao tempo. Sem contar que nos processos sociais fatores subjetivos, de difícil controle metodológico, afetam o curso dos acontecimentos. Emoções, sentidos subjetivos conferidos à ação e significatividade intrínseca aos fatos sociais são difíceis de explicar e de ter sua intercorrência prevista. Os mecanismos de quantificação e mensuração são de difícil aplicação dificultando ainda mais a avaliação e validação das teorias (Voegelin, 1979; Merton, 1968). Por mais que a Filosofia das Ciências Sociais procure ser neutra, por mais que busque empregar uma lógica científica da justificação das teorias, se defronta com dificuldades resultantes de todo fato social sempre se apresentar pré-interpretado, o que quer dizer que os estudados, indivíduos ou grupos, formam uma compreensão do que é vivido por eles antes de o pesquisador entrar em cena. Historicamente, o filósofo social mostra propensão para elaborar uma visão de como a sociedade deveria ser a partir de como ela é. Intenta substituir a realidade por uma utopia. A realidade social é observada para ser criticada e ser substituída por um modelo de organização considerado superior ao que evoluiu de modo espontâneo ao longo de determinado processo histórico. Por essa óptica, para se construir uma nova sociedade, não é necessário ser neutro, nem observar os fatos como se apresentam com o objetivo de explicá-los de modo embasado. A questão da justificação metodológica de uma teoria se torna secundária quando se prioriza seu potencial revolucionário.

No Brasil, embora tenha havido inúmeros pesquisadores que se dedicaram a filosofar sobre o espaço, praticamente inexistem filósofos das Ciências Sociais que tenham voltado sua atenção para a Geografia. Os que na Geografia brasileira se debruçaram sobre questões filosóficas foram quase sempre cientistas sociais que trataram a Geomorfologia de forma muito periférica e que gastaram quase toda sua energia na elaboração de concepções acerca da natureza do espaço social ou na identificação das

fontes ou raízes das proclamadas injustiças sociais (DINIZ FILHO, 2009, 2013). Não raro, indicaram ideais ou modelos de sociedades melhores que as atuais. Sendo assim, não se dedicaram à Filosofia das Ciências Sociais. No máximo, podem ser classificados, segundo a caracterização de Rudner (1966), como filósofos sociais. Isso significa que pouco podem contribuir para o tipo de trabalho de pesquisa levado a cabo pela Geomorfologia e pelos demais ramos da Geografia Física. Para a geomorfologia brasileira praticada no interior de programas de pós-graduação e departamentos de Geografia, tentativas de aproximá-la com a Filosofia da Geografia que foi elaborada no Brasil, salvo raríssimas exceções, poderão representar afastamento da busca de cientificidade.

Sendo assim, este texto defende a ideia de que a geomorfologia brasileira corre o risco de incorrer em ingenuidades epistemológicas ou mesmo se afastar do ideal de cientificidade se tentar se “*geografar*” segundo os parâmetros postos por alguns geógrafos brasileiros que têm discutido epistemologia da Geografia. A Geomorfologia é um ramo da ciência em crescimento e nunca se consolidará se se comportar contrariando sua natureza – a de uma disciplina natural que busca, apesar de todos os obstáculos, conhecer a realidade através da observação, análise e explicação empiricamente embasada dos fatos geomorfológicos. Em termos globais, isso parece indiscutível e a geomorfologia brasileira se distanciará do intercâmbio internacional se renunciar às suas concepções, técnicas, métodos e objetividade oriundos das Ciências Naturais.

3. O TEXTO CIENTÍFICO E OS TIPOS DE GEOMORFOLOGIA

Um texto científico que se proponha a veicular uma teoria que se pretenda em correspondência com os fatos ou que apreenda uniformidades ou regularidades empíricas pode, em alguns casos, ambicionar formular hipóteses universais ou “leis empíricas” (HEMPEL, 1966). Nesse caso, a teoria pode ser dissecada em termos **Semióticos** com atenção especial à sintaxe e à semântica sem descurar da pragmática. A **sintaxe** diz respeito ao rigor na elaboração dos conceitos resultante, entre outras coisas, da maneira adequada de combinar os signos de determinado sistema linguístico, seja ele de uma língua natural ou de uma linguagem artificial. O emprego apropriado do jargão técnico é obviamente condição para se levar a cabo uma pesquisa digna de ser qualificada de científica. O texto científico precisa ser objetivo, possuir clareza e utilizar-se de termos rigorosamente definidos e unívocos, isto é, que se mostrem insuscetíveis de dar margem a duas ou mais interpretações. Deve, além do mais, se manter fiel ao uso da linguagem na terceira pessoa, já que a veiculação do conhecimento se submete a processos impessoais de avaliação. A **semântica** diz respeito à relação dos signos com os referentes, dos estados de coisas com as proposições; o conceito de verdade se insere no plano da semântica na medida em que se trata da relação entre o que se diz e o que é.

O *ethos* da ciência, tal qual o define Merton (1973), tem um fundamento ético em virtude de uma pesquisa poder chegar a resultados contrários às crenças ou aos interesses reinantes. Grupos de pressão e preferências ideológicas devem ser submetidos a controles

para evitar que a pesquisa apresente viés que distorça a relação da teoria com os fatos, com os dados ou com as evidências empíricas em geral. Sendo assim, o texto precisa passar por crivos eficazes antes mesmo de ser submetido à avaliação dos membros da comunidade científica. Quando se dá atenção ao plano da **pragmática** se busca aferir a teoria no contexto em que ocorreu sua produção e em que poderá se dar sua aceitação pelos pares e sua posterior difusão. O estudo de tipo pragmático pode se dedicar a responder a que e a quem pode interessar a pesquisa proposta no projeto. Isso faz com que seus objetivos tenham de ser justificados de modo nítido apontando os efeitos potenciais que podem vir a ter sobre a realidade estudada. Por fim, cumpre também indicar que contribuições podem vir a dar para o avanço do conhecimento em uma área específica como, por exemplo, a de um espaço geográfico ou a de determinado processo natural.

No que concerne às condições básicas para a realização de qualquer pesquisa em Geomorfologia, o texto científico deve também respeitar as regras de inferência da Lógica e buscar o amplo emprego da Matemática em seu seio. Qualificadas em termos de suas peculiaridades cognitivas, a **Lógica** e a **Matemática** são ciências formais em virtude de não se devotarem, como as ciências empíricas, à verificação ou refutação de teorias. Não produzem conhecimentos sobre fatos, mas cumprem a missão de, com suas linguagens sintaticamente seguras, contribuir para infundir rigor e exatidão aos conteúdos veiculados em ciências como, por exemplo, a Física. A busca da verdade pode ser vista como o alvo das ciências factuais, ao passo que a Lógica se ocupa essencialmente da problemática da validade, do que se segue do que, de como determinadas premissas ensejam certa conclusão. Sendo assim, sua utilização é essencial em qualquer ciência, incluindo a Geomorfologia, cujos conteúdos se mostrem passíveis de formalização. Já as chamadas ciências empíricas, entre quais se situa a Geomorfologia, podem ser divididas em dois grandes grupos: **nomotéticas** ou **idiográficas**. As primeiras objetivam estabelecer leis gerais acerca de alguns tipos de fenômeno e englobam a imensa maioria dos ramos da ciência. Já as segundas procuram principalmente compreender fenômenos sociais e culturais que, inseridos em processos históricos, costumam apresentar singularidades. A Geomorfologia pode produzir ambos os tipos de conhecimento. Seu ramo conhecido como *morfogênese* objetiva entender a história natural de um relevo ou paisagem. Estuda, portanto, um fenômeno isolado que não pode ser reproduzido artificialmente fora de seu contexto original, pois pertence ao passado e contém diversas particularidades. Embora o somatório de estudos de caso possa vir a ser útil para compreensão de processos atuais e para a história natural de outras regiões, a morfogênese não se propõe a estabelecer leis gerais. Nesse sentido, justifica-se caracterizá-la como idiográfica. Já a *morfodinâmica* procura compreender os processos que agem e moldam a paisagem com o objetivo de estabelecer leis gerais. Isso lhe confere o estatuto de nomotética.

No Brasil, essa divisão praticamente não é levada em conta na elaboração de projetos de pesquisa em Geomorfologia. Geralmente, prevalecem investigações de cunho idiográfico, ou seja, estudos de caso que procuram elucidar como determinada paisagem

ou região evoluiu ao longo do tempo geomorfológico. Entretanto, no exterior, principalmente nos países anglo-saxões, essa divisão é bem marcada e os estudos idiográficos são desvalorizados. Em algumas universidades, não são mais acolhidos como trabalhos de geomorfológicos, pois são denominados de *paleogeográficos*. Conservam maior prestígio apenas as pesquisas de morfodinâmica.

Esse quadro se deve ao fato de as pesquisas de morfodinâmica, ao estabelecerem leis gerais acerca dos processos naturais que moldam a superfície terrestre, suscitarem maior interesse para a comunidade global. Isso quer dizer que uma pesquisa que tenha por foco explicar como um processo fluvial ocorre será potencialmente útil para toda a comunidade internacional que trabalha com Geomorfologia Fluvial, visto que se dedica a estabelecer leis gerais. Já uma investigação que tenha por foco a evolução do relevo de determinada área, tenderá a gerar mais interesse por parte daqueles que estudam aquela região. Seus resultados dificilmente serão compulsados por pesquisadores que trabalham em muitas outras regiões do planeta, e isso faz com que até os periódicos científicos demonstrem menor interesse em publicá-los. Isso é compreensível porque o prestígio desses periódicos científicos e dos pesquisadores está cada dia mais atrelado ao número de citações que o artigo científico e o autor recebem. É óbvio que se busca sempre publicar trabalhos com potencial de provocar maior fator de impacto. Por consequência, os principais periódicos internacionais de Geomorfologia estão dificultando a publicação de pesquisas que claramente constituam estudos de caso. Sendo assim, se um pesquisador brasileiro que pretende trabalhar com evolução geomorfológica de determinada área quiser internacionalizar seus resultados necessitará demonstrar que o caso por ele investigado contribui para uma melhor compreensão da morfogênese de outras regiões do globo. Deve demonstrar que a história natural da região por ele investigada contém elementos manifestamente úteis para a melhor compreensão da morfogênese de outras regiões do globo.

Conforme demonstrado por Church (1996) e Richards (1996), as pesquisas de morfodinâmica também são baseadas em estudos de caso, o que faz com que possuam uma fronteira nem sempre claramente demarcada com estudos de morfogênese. Isso ocorre em razão de os processos naturais não poderem ser adequadamente reproduzidos em laboratório em toda sua complexidade. Investigações processuais são construídas sobre estudos de caso em que, quanto mais minuciosa for a pesquisa, mais detalhada deve ser também a escala temporal e espacial do estudo. Nesse contexto, para uma pesquisa de morfodinâmica se realizar é necessário se selecionar uma área na qual esse processo ocorra de forma exemplar. Entretanto, para fazer essa seleção, o pesquisador precisa conhecer o mínimo indispensável acerca da morfogênese da região por ele selecionada, visto que sem esse conhecimento anterior não terá condições de afirmar que a área delimitada é representativa para o processo a ser investigado. Do mesmo modo, conforme bem definiu Richards (1996), para realizar estudos de caso e compreender a morfogênese de uma região, é necessário compreender bem os processos e mecanismos geomorfológicos, ou seja, ter uma base mínima de morfodinâmica. Sendo assim, os dois

tipos de estudo – morfodinâmica e morfogênese - embora tenham objetivos diferentes, estão intrinsecamente relacionados na prática científica. A principal diferença entre ambos parece residir nos objetivos da pesquisa e na escala temporal e espacial do estudo. A morfodinâmica objetiva compreender a dinâmica de um processo natural, de tal modo que quanto maior for o nível de detalhe pretendido, mais restrita deve ser a escala temporal e espacial do estudo. Por sua vez, a morfogênese é completamente dependente do tamanho da área investigada. Quanto maior for a mesma, menos conhecimento se terá acerca dos detalhes e processos que influenciaram sua evolução e mais ampla será a escala temporal abordada. A ponte necessária entre ambos os tipos de estudo e escalas - espaciais e temporais - são os modelos teóricos que, segundo Kirkby (1996): “*fornecem meios para se extrapolar as medições de curto prazo do processo para a evolução em longo prazo das formas macroscópicas*”.

De qualquer modo, ao selecionar uma **pergunta norteadora**, ao especificar a questão científica que o estudo tentará responder, o pesquisador deve ter em mente ao elaborar um projeto de pesquisa em Geomorfologia o seguinte: a pergunta que quero responder faz alusão à morfodinâmica ou à morfogênese? Em outras palavras, minha pergunta norteadora objetiva elucidar como ocorre um processo e assim colaborar com a elaboração de leis gerais que regem esse processo ou ambiciona investigar determinada história natural (pesquisa a evolução de certo curso fluvial, por exemplo)? Dependendo dos objetivos do pesquisador – por exemplo, ter facilidade para publicar em periódicos internacionais – responder a essa questão é crucial até para seleção da pergunta norteadora que o projeto tentará elucidar. Por visarem a estabelecer leis gerais, pesquisas de morfodinâmica, quando bem feitas, tendem a ter maior facilidade de gerar uma publicação internacional de impacto. Já as de morfogênese, conforme destacamos, só alcançarão a possibilidade de veiculação em prestigiosa publicação internacional se forem capazes de demonstrar que o estudo de caso fornece elementos úteis para melhor compreensão de um processo geomorfológico; ou que, pelo menos, trata-se de um caso exemplar para melhor entender a morfogênese de diversas outras regiões.

4. HIPÓTESE, OBJETIVOS, MATERIAIS E MÉTODOS

Uma vez selecionada a questão norteadora e tendo-se clareza a respeito do domínio da Geomorfologia no qual a pesquisa está situada, parte-se para a segunda etapa do projeto científico: a formulação das hipóteses e sua submissão a crivos eficazes. Em termos taxonômicos, as hipóteses podem ser definidas como enunciados teóricos a serem indiretamente testados por seus vínculos com enunciados observacionais (HEMPEL, 1966). Também podem ser encaradas como possibilidades de resposta que o pesquisador, com base em seu conhecimento acerca do tema - e até mesmo na sua criatividade, intuição e imaginação - é capaz de vislumbrar para a questão norteadora. Na Geomorfologia, o número de hipóteses com que uma pesquisa consegue trabalhar é razoavelmente baixo. Apenas as mais plausíveis devem permanecer no projeto. Vale ressaltar que mesmo nas

investigações em que as hipóteses não estão bem delineadas, elas sempre se fazem presentes, ao menos tacitamente guiam a pesquisa, pois estão no subconsciente do pesquisador. Como na Geomorfologia não é fácil fazer pesquisa experimental, isolando em laboratório os elementos investigados, o conhecimento só avança por meio do teste das teorias propostas como resposta à pergunta norteadora. Por exemplo, em um projeto de pesquisa na Geomorfologia Fluvial em que o pesquisador pretenda colocar pinos nas margens de um curso fluvial para mensurar sua movimentação lateral, está implícita a hipótese de que para o proponente do projeto, o meandar do rio é um elemento fundamental para sua evolução e dinâmica. Caso contrário, não se justifica a colocação de pinos em suas margens.

Ao alinhar as principais hipóteses, o proponente do projeto já é capaz de delinear os seus *objetivos principais* que, implícita ou explicitamente, servirão para confirmar ou refutar essas hipóteses. Uma vez que esses objetivos principais estejam bem delineados, é possível que sejam selecionados os *materiais e métodos* a serem empregados na pesquisa. Esses, em última instância, visam tornar possível a conquista dos objetivos perseguidos. Um exemplo hipotético, didático e simples: se uma pesquisa objetiva descobrir quando um rio alterou seu percurso, é importante que os materiais e métodos prevejam a procura e datação absoluta (Carbono 14, OSL etc.) de terraços fluviais atrelados ao antigo percurso que foi abandonado. Somente assim o objetivo traçado poderá ser cientificamente alcançado.

Embora isso possa parecer óbvio, a falta de recursos financeiros para pesquisa no Brasil, conjugada com a explosão do número de projetos de pesquisa apresentados em processos seletivos de programas de pós-graduação, faz com que parte considerável das pesquisas de Geomorfologia realizadas no Brasil atual não contem com recursos para alcançar os objetivos visados. Isto faz com que, não raro, os materiais e métodos selecionados – financeiramente possíveis – não tenham capacidade de efetivamente permitirem que os objetivos inicialmente propostos sejam alcançados. Quando isso ocorre, o mais seguro é revisar todo o projeto: da pergunta norteadora às hipóteses e objetivos. Para o investigador, é melhor realizar uma “pequena pesquisa” exequível do que ter objetivos ambiciosos que, por falta de recursos e meios, levam à produção de “má ciência” pela utilização de materiais e métodos incapazes de dar sustentação às afirmações e discussões a serem realizadas. O intercâmbio crítico deve, em última instância, honrar os objetivos inicialmente traçados. Em outras palavras, antes prometer pouco e cumprir, do que se comprometer com metas ambiciosas e deixar de alcançá-las.

Importante salientar que os materiais quando bem reunidos e os métodos quando bem aplicados permitem apontar as etapas da pesquisa a serem realizadas para que os objetivos principais sejam conquistados. Essas diversas fases podem, por sua vez, ser delineadas como *objetivos secundários*. Isso não significa que os objetivos secundários representem, obrigatoriamente, diferentes etapas da pesquisa. Apenas quer dizer que cada fase da pesquisa permitirá alcançar conhecimentos setoriais e específicos, que podem ser apresentados como objetivos secundários. Por exemplo, se quero entender a morfogênese

quaternária de uma serra que constitua divisor hidrográfico entre duas grandes bacias e verifico que a mesma possui sinais de capturas fluviais, comprovar a existência dessas capturas é uma etapa fundamental para que objetivo principal seja alcançado. Sendo assim, embora a identificação e comprovação da pirataria fluvial não possa ser considerada o objetivo principal da pesquisa, constitui conhecimento complementar que poderá ser proposto como um dos objetivos secundários da pesquisa.

Por fim, um bom projeto de pesquisa em Geomorfologia deve apresentar uma série de informações úteis como, por exemplo, um cronograma, uma seção que elenque a infraestrutura existente capaz de ensejar o sucesso da empreitada, as referências bibliográficas etc. Entretanto, essas são partes mais formais que, em si mesmas, prescindem de análise.

5. A NECESSIDADE DE CONTATO COM A REALIDADE

O fato de um projeto de pesquisa em Geomorfologia estar embasado teoricamente em ampla bibliografia, ser bem redigido e estruturado (hipóteses, objetivos e métodos em diálogo), não garante que preencha os requisitos da cientificidade e que seja capaz de alcançar bons resultados. O relevo terrestre não pode ter seus elementos separados e testados individualmente em laboratório, e isso dificulta, em muito, a pesquisa geomorfológica, pois exige do pesquisador um tipo de análise que, apesar de objetiva, está sujeita a avaliações subjetivas.

A ciência como hoje a conhecemos foi pioneiramente teorizada no livro *Novum Organum* de 1620, no qual Francis Bacon procurou definir um caminho para o conhecimento diferente do que vinha sendo proposto pela longa tradição metafísica especulativista. Sendo o silogismo uma variante de raciocínio dedutivo, é desprezado por Bacon (1952) por sua incapacidade de produzir conhecimento do mundo e das coisas que o habitam. Nada tendo a ver com a produção do conhecimento alcançável pela via da experiência, escorada na observação, o silogismo também é duramente atacado, por outros motivos, pelo racionalismo de Descartes. Na busca de conhecimento dos fatos, o emprego da dedução fica adstrito à construção dos argumentos. Mesmo porque um argumento dedutivo só será válido se na conclusão não houver aumento do conteúdo veiculado nas premissas. Argumentos são proposições que se articulam entre si de um modo que permite chegar a conclusões lógicas ou probabilisticamente derivadas das premissas (SALMON, 1965). O problema da forma dedutiva de inferência é sua impotência para promover a expansão do conhecimento calcado na experiência. Já a dificuldade do raciocínio indutivo privilegiado por Bacon (1952) reside em se poder ter premissas verdadeiras, escoradas na constatação de fatos, e a generalização presente na conclusão poder vir a se revelar falsa.

Bacon (1952) colocou em segundo plano o tipo de conhecimento demonstrativo, que Hume (2003) depois veio a caracterizar como resultante do estabelecimento de meras relações entre ideias. As *antecipações mentais*, em parte comparáveis às hipóteses, são

depreciadas por Bacon (1952) com base na alegação de que se mostram desconectadas do registro do que se passa no mundo. Só a interpretação da natureza calcada na observação dos fenômenos propicia a elaboração de explicações com fundamento empírico capaz de ensejar predições que propiciem ter algum tipo de controle sobre o estudado. Sendo assim, para Bacon (1952) o método empírico indutivo é o único caminho para se chegar a teorias gerais sobre os fatos alicerçadas no acompanhamento diuturno deles. Só através da repetição de observações que configurem regularidades é possível alcançar o genuíno conhecimento da natureza. Sendo o autêntico saber só alcançável por meio do registro metuculoso e criterioso dos fatos, para Bacon a formulação de hipóteses passa a ter papel secundário. Tudo que importa é registrar com fidedignidade os fatos para se lograr generalizar com um mínimo de segurança epistêmica. A experiência oferece acesso a casos particulares e a indução adequadamente operada leva a teorias gerais embasadas, mas não imunes a erros ou a novas evidências contrárias às coletadas. Entretanto, o reiterado contato empírico com os fatos permite neles constatar comportamentos típicos, que fomentam generalizações que arriscadamente passam de casos particulares para teorias gerais.

À exceção da Lógica e da Matemática, o método das ciências pode ser genericamente chamado de indutivo por mais que ciências como a Física venham sendo crescentemente matematizadas de um modo que dificulta separar de maneira rígida o que nelas é dedutivo e o que é indutivo. Costuma-se pensar que a observação é a base fornecedora dos conteúdos e que as generalizações têm sua confiabilidade epistêmica medida pelo cuidado com que são derivadas dos fatos particulares. O problema é que generalizações podem ser gradualmente confirmadas ou subitamente refutadas por novas evidências. Bacon (1952) reconheceu que esse método apresenta riscos e que é mais fácil provar que uma afirmação está errada do que ter a certeza de que se manterá de pé ao longo do tempo, pois maior é a força do contraexemplo em razão de ter o poder de quebrar a universalidade de uma teoria. Apesar disso, a indução é reputada a única via para se chegar ao conhecimento da natureza e para se superar a ignorância humana acerca de fenômenos que sempre geraram superstição. Ademais, além de necessitar ser compreendida, a natureza precisa ser domada para que se consiga colocar sob controle as forças cegas que a habitam. Essa concepção moderna de ciência procura combinar a explicação com o poder instrumental sobre o que se investiga. A efetiva explicação dos fenômenos propicia, como pioneiramente apregoa Bacon (1952), a conquista de poder sobre eles. Torna-se, por isso, arma fundamental no enfrentamento de desafios naturais que colocam em risco a sobrevivência do homem no planeta.

Bacon (1952) estava convencido do poder do novo método, embora estivesse também ciente de que o caminho para o conhecimento precisa partir da identificação dos obstáculos por ele denominados de ídolos. Os ídolos podem ser considerados entraves ao sucesso da empreitada científica. O primeiro tipo de ídolo foi denominado de *ídolos da tribo* em referência à condição humana, aos modos de ver as coisas típicos de nossa espécie, aos figurinos perceptuais que empregamos para enquadrar e classificar os fatos.

O segundo tipo são os *ídolos da caverna*, que concernem às idiossincrasias, às histórias de vida, à formação da personalidade humana (suas crenças, suas vivências reiterativas marcantes etc.). Representam a caverna particular na qual cada um de nós vive. O terceiro são os *ídolos do mercado*, que fazem alusão à utilização da linguagem que gera ambiguidade, equivocidade e confusão conceitual decorrente de se discorrer sobre o que não existe ou de se discorrer sobre o que existe de modo abstruso a ponto de criar insuperáveis barreiras interpretativas entre os interlocutores. Por fim, o quarto obstáculo são os *ídolos do teatro* que se referem à existência de doutrinas cuja aceitação é devida à autoridade intelectual petrificada sem lastro nos fatos. Chega-se assim à conclusão de que Bacon (1952) apontou alguns dos principais obstáculos que, ainda hoje, dificultam o progresso da Ciência. As observações mal realizadas ou mesmo as generalizações baseadas em um diminuto número de estudos de caso são, no fundo, resultantes da prevalência, ainda que discreta, de algum tipo de ídolo. O mesmo se pode dizer do personalismo que leva o pesquisador a direcionar as observações para que se ajustem às teorias adotadas. Além disso, a falta de interlocução fluida e destravada, bem como a nebulosidade dos conceitos, costuma resultar do uso inadequado da linguagem.

Na Geomorfologia, os “ídolos” de Bacon (1952) ainda constituem riscos identificáveis. Não raro, pesquisadores estão tão envolvidos com uma teoria que, mesmo diante de evidências contrárias, não conseguem sequer notar a existência delas. Essa situação se faz ainda mais presente na atualidade, pois boa parte dos jovens geomorfólogos faz uso irrefletido, por exemplo, dos métodos geocronológicos e de geoprocessamento. O uso irrefletido dessas metodologias invariavelmente conduz o pesquisador a interpretações equivocadas. Um bom exemplo é o atual uso indiscriminado de parâmetros morfométricos nas pesquisas geomorfológicas realizadas no Brasil. Esses parâmetros são úteis se vistos como mais um indício entre inúmeros outros que podem ajudar a reforçar ou a refutar os resultados de uma investigação científica. No entanto, não devem ser os principais ou únicos instrumentos a sustentar ou a contrariar uma tese. Apesar disso, são cada dia mais frequentes as pesquisas que, sem contar com dados empíricos oriundos de observações de campo, inferem, entre outros, processos de atividade ou estabilidade tectônica simplesmente em função de determinado índice morfométrico - gerado por geoprocessamento - ter apresentado valor X ou Y. Ao fazerem isso, demonstram carecer do ceticismo organizado a que se refere Merton (1968, 1973). Demonstram falta de prudência e acabam por confundir ferramentas auxiliares com métodos absolutos de análise.

O mesmo problema ocorre quanto aos dados geocronológicos. Primeiro, ao se fazer uso deste tipo de instrumento, cumpre saber: (i) o que se quer datar; (ii) se o método geocronológico é o adequado ao que se quer e se; (iii) em campo, a amostragem foi apropriada. Um erro em qualquer dessas três etapas e a idade obtida não será útil. Além disso, a datação de qualquer evento não esclarece a sua dinâmica. Mesmo quando bem realizada, apenas fornece uma idade ou uma taxa. A interpretação não é direta e só será bem feita quando for embasada na observação de campo, mesmo que essa seja permeada

de relativa subjetividade. Sendo assim, o avanço ferramental na Geomorfologia abriu a possibilidade de melhorar, em muito, a análise dos fenômenos. Entretanto, até o atual momento, jamais substituiu a observação empírica e a reflexão detalhada. Nesse sentido, o trabalho intelectual tanto o de campo quanto o feito em gabinete ainda é insubstituível.

6. A TEORIA CIENTÍFICA, O PENSAMENTO INDUTIVO E O DEDUTIVO

O resultado final de uma pesquisa em Geomorfologia precisa ser uma **teoria que preencha os requisitos da cientificidade por meio da exibição de inequívoca capacidade** explicativa e, quiça, preditiva. Em termos bastante gerais, modelares, uma teoria científica em Geomorfologia precisa satisfazer tanto a exigências lógicas quanto empíricas. Portanto, pode ser sucintamente definida como: (1) Um conjunto de enunciados de tal forma integrados que subsistem entre eles relações logicamente organizadas de consequência; (2) nos quais se estabeleçam relações de correspondência dos enunciados com a “realidade” (estado de coisas). Tudo se resume a descrever com fidedignidade para viabilizar a construção de explicações seguras em condições de proporcionar previsões confiáveis. Além disso, as teorias científicas são comparáveis a argumentos no sentido de que são formadas por enunciados que cumprem a missão de premissas ou a de conclusão, de tal maneira que cabe buscar a concatenação entre o antes e o depois, entre tudo o que foi primeiramente formulado com vistas à extração de determinada consequência. Tanto os argumentos dedutivos quanto os indutivos são importantes para a Ciência. Por partirem da constatação de casos particulares, os indutivos buscam o devido amparo nos fatos para poderem de modo confiável chegar a teorias gerais sobre eles. Neste sentido, reiteramos que os argumentos indutivos são, mais para algumas ciências que para outras, cruciais à realização da pesquisa empírica por mais procedentes que sejam as críticas dirigidas às inferências ampliativas.

Os argumentos dedutivos nada necessitam além do emprego de regras inferenciais preservadoras da verdade, ou seja, que ensejam passar de modo necessário da verdade das premissas para a das conclusões. A transição é feita com total segurança inferencial porque inexistem informações novas para se levar em consideração na sustentação da conclusão. Sendo assim, os argumentos dedutivos não são expostos à constatação de novos fatos ou de evidências empíricas adversas. Para esses argumentos serem válidos basta as premissas (antecedente) implicarem logicamente a conclusão (consequente). O argumento será inválido apenas quando as premissas forem verdadeiras e a conclusão falsa, Exemplo de argumento dedutivo (válido):

Apenas processos fluviais geram depósitos de seixos rolados
X é um depósito de seixos rolados
Logo, X é um depósito fluvial.

De qualquer forma, quando se acredita que as ciências empíricas, entre elas a Geomorfologia, constroem suas teorias com base na observação cuidadosa e minuciosa de casos particulares, dá-se importância crucial aos procedimentos de generalização típicos das **formas indutivas de argumentação**. Nas ciências, a maioria dos argumentos não tem como demonstrar a verdade de suas conclusões, ou seja, não tem como apresentá-las como consequências inquestionáveis das evidências veiculadas nas premissas (SALMON, 1965). Daí a ambição tender a ser a atribuição de probabilidade às conclusões. Teorias são, quando muito, provavelmente verdadeiras à luz da evidência empírica recolhida. Essa é uma limitação insuperável das chamadas inferências não demonstrativas. Enquanto um argumento dedutivo é válido ou inválido de forma peremptória, o indutivo é sempre mais ou menos provável a depender da quantidade e qualidade que as evidências, veiculadas pelas premissas, oferecem à conclusão. Como nunca é possível esgotar as evidências empíricas, o argumento indutivo é sempre considerado inconclusivo por mais considerável que seja a evidência a sustentar sua conclusão.

A despeito de um crescente acúmulo de evidências favoráveis ser fundamental em termos psicológicos para aumentar a confiança na conclusão, no domínio epistemológico isso jamais é decisivo, de uma maneira que proporcione uma justificação definitiva. Como existe a possibilidade de se encontrar uma evidência desfavorável à conclusão, é imperioso realizar mais e mais investigações. Isso impede a aceitação definitiva da conclusão alcançada. Sendo assim, os argumentos indutivos podem possuir premissas verdadeiras e conclusão falsa, pois as primeiras não implicam logicamente a segunda. Isso significa que mesmo quando a base é dada por premissas verdadeiras, não há como assegurar a derivação de conclusão igualmente verdadeira. Toda conclusão será, no máximo, provavelmente verdadeira. Em paralelo e por consequência, a conclusão está sempre além daquilo que está nas premissas, e é isso que faz com que as conclusões dos argumentos indutivos sejam sempre passíveis de revisão.

Logo, é essencial a todo geomorfólogo muita cautela. O acúmulo de fortes e amplas evidências antes de se sustentar qualquer afirmação é passo fundamental para realização da “boa” pesquisa geomorfológica. A humildade nas afirmações também, pois conforme visto acima, por melhores que sejam as evidências empíricas de uma pesquisa, o máximo que uma teoria consegue alcançar é que ela é provavelmente verdadeira. Entretanto, todo pesquisador deve ter ciência que a vida cotidiana exige praticidade e nenhum periódico ou agência de fomento têm interesse em publicar ou financiar um trabalho que seja repetitivo, que constate ou objetive testar algo já consolidado como conhecimento científico. Por mais que possa sempre surgir um contraexemplo, o que se valoriza é a inovação na pesquisa e nos resultados. A Ciência possui baixo interesse em estudos que confirmem aquilo que já foi demonstrado e confirmado por estudos precedentes. Sendo assim, na prática vida cotidiana, as teorias são aceitas como verdadeiras até que surjam contraexemplos.

7. COPERAÇÃO CIENTÍFICA, ÉTICA E PRODUTIVISMO

O somatório dos fatos aqui já discutidos – maior concorrência por financiamento para pesquisa, necessidade de contato empírico com o objeto de estudo, de uma robusta coleta de dados, de testes laboratoriais sofisticados, do acúmulo de fortes e amplas evidências, bem como o interesse dos periódicos internacionais em publicar apenas os trabalhos com maior capacidade de impacto - desaguam em uma crescente dificuldade para a realização de pesquisas geomorfológicas que gerem conhecimento com relevância suficiente para vindicar publicação em um bom periódico. Porém, este não é um obstáculo posto unicamente para os geomorfólogos e para os pesquisadores brasileiros. Trata-se de um desafio crescente para os cientistas naturais de todo o globo. Entretanto, no Brasil esse desafio é agravado tanto pela falta de recursos financeiros, quanto pela crescente demanda dos novos pesquisadores para uma melhor divisão das poucas possibilidades de financiamento.

A solução encontrada em todo o mundo para a superação dos desafios à realização da boa pesquisa foi a cooperação científica. A junção de diferentes investigadores em uma única pesquisa permite não só o somar de saberes, competências e equipamentos como também a divisão dos custos financeiros. Além disso, a complexidade do conhecimento já alcançado pela ciência moderna, naturalmente exigiu a união de diversos cérebros para que algo realmente novo pudesse ser apresentado. Ao se observar o crescente número de pesquisadores que são coautores de artigos científicos em revistas de ponta ou que fazem parte das equipes laureadas com prêmios Nobel, a sedimentação do processo de cooperação e coautoria fica evidente. Na Geomorfologia brasileira, há estudos que demonstram que a cooperação entre pesquisadores, inclusive internacional, também foi o caminho encontrado para a produção de conhecimento de maior relevância (SALGADO et al., 2008; OLIVEIRA & SALGADO, 2013; SALGADO & LIMOEIRO, 2017). Cooperação essa que naturalmente desaguou na coautoria do artigo científico que apresenta os resultados da pesquisa realizada em equipe. Entretanto, nem sempre a coautoria é resultado de um amplo trabalho em equipe. Em alguns casos pode ser indício de falta de ética na construção do artigo científico. Dois pesquisadores podem desenvolver trabalhos individualmente e convidarem o parceiro para ser coautor de seu trabalho em troca de também serem convidados pelo colega para serem coautores do artigo dele. Ao fazerem isso, dobram sua produtividade de forma inadequada e pouco ética. Transformam o artigo científico – que constitui o meio de excelência à divulgação dos resultados de uma pesquisa científica, pois os capítulos de livro devem ser usados principalmente para apresentar o “estado da arte” do conhecimento sedimentado - em instrumento que visa primordialmente enriquecer o currículo do pesquisador. Essa degeneração do processo de coautoria é uma das faces do que atualmente se denomina, pejorativamente, como produtivismo.

No entanto, para além da falsa coautoria, o avanço da investigação científica também tem produzido outros tipos de distorções na publicação dos resultados. A mais

evidente é o surgimento da assim chamada “ciência salame”, que se caracteriza pela prática de se “fatiar” o resultado de uma pesquisa em diversas partes para publicar cada uma delas em separado e assim aumentar a produtividade (número de artigos) do autor da pesquisa. Em vez de se produzir um único artigo denso e forte, os pesquisadores estão preferindo subdividir seus resultados e publicá-los separadamente. Se essa escolha por um lado enfraquece a qualidade das publicações, por outro, torna o pesquisador que conduziu o estudo mais produtivo.

A “ciência salame” é um fenômeno global, mas é particularmente forte no Brasil. O sistema brasileiro Qualis/CAPES de avaliação de periódicos favorece essa prática, pois supervaloriza a quantidade em detrimento da qualidade. Desconsidera a imensa discrepância quanto ao fator de impacto de diversos periódicos e os avalia dentro de um mesmo grupo - A1, A2, B1, B2, B3, B4, B5 e C - sem fornecer diferenças significativas de pontuação entre os grupos de avaliação. Sendo assim, no Brasil é melhor para a carreira de um pesquisador publicar muitos trabalhos medianos do que produzir poucos bons artigos. Isso faz com que, em um ambiente cada vez mais competitivo pelas poucas verbas de pesquisa, os investigadores optem pela “ciência salame”, ou seja, por subdividir os resultados de seus trabalhos em publicações medianas em detrimento da elaboração de um único e impactante artigo.

É consensual no meio científico que, para o progresso da ciência, essa não é uma boa estratégia, pois ela faz com que se multipliquem os artigos, sem que haja um incremento qualitativo. Um investigador precisa compulsar um número cada vez maior de textos para saber pouco mais do que antes obtinha efetuando menos leituras. Há também menor coesão nos resultados das pesquisas, pois nada garante que todos os leitores lerão a totalidade dos artigos dispersos que antes compunham um todo mais homogêneo com início, meio e fim e resultados que tendiam a convergir. Trata-se, portanto, de um clássico exemplo de situações em que as boas intenções ficam longe de gerar os resultados esperados, em que o interesse pessoal do pesquisador pode estar divorciado do processo coletivo que permite os avanços do conhecimento científico. Se para um pesquisador pode ser interessante circunstancialmente “fatiar” seus resultados em diversas publicações, para a ciência esse é um processo puramente reiterativo. Esse efeito negativo fez com que no Brasil a pressão em prol do aumento da quantidade das publicações em detrimento da qualidade também desaguasse no produtivismo.

É bem verdade que no Brasil, em especial na Geografia brasileira, tantas vezes se levantaram contra o produtivismo que até profícuos pesquisadores, os que publicam muito e com alta qualidade, chegaram a ser acusados de produtivistas. A rejeição ao produtivismo se tornou também, em muitos casos, uma espécie de ressentimento contra a produtividade. Vive-se o paradoxo de muitos férteis pesquisadores serem acusados de produtivistas, mas não se percebe nenhuma condenação pública, por parte dos seus pares, à improdutividade. Sendo assim, no Brasil atual parece ser mais socialmente aceito ser improdutivo do que ser muito produtivo, visto que os primeiros não são importunados e os segundos, não raro, são malvistas pelos colegas.

O “paradoxo” da produtividade é uma dentre as várias distorções encontráveis nos modos com que a pesquisa é feita, veiculada e financiada no Brasil. A improdutividade deveria ser mais criticada do que o produtivismo sem que se deixasse de apontar os problemas gerados por ele. Nesse sentido, muitas ideias surgiram na Geografia brasileira para o combate ao produtivismo, mas quase todas deixaram de atacar as reais causas do problema ou são nocivas à Geomorfologia e às demais Ciências Naturais. Um bom exemplo dessas propostas equivocadas é a que tenta limitar o número de participantes de pesquisas e de autores de artigos científicos. Uma proposição como essa, se conseguir diminuir o produtivismo, o fará à custa de matar a ciência de ponta. Trata-se de uma proposta que visa exterminar a doença através do assassinio dos pacientes. Conforme já ressaltado nesse texto, a cooperação científica em grandes equipes se tornou o único caminho possível para a produção de conhecimento geomorfológico relevante. Logo, em um mundo onde, cada vez mais, para se atestar algo novo é necessária a colaboração de diversos profissionais com diferentes conhecimentos, não faz sentido a criação de barreiras para a cooperação e coautoria na produção do conhecimento científico (SALGADO, 2012).

Sendo assim, ofato é que a falsa coautoria, a “ciência salame” e o produtivismo constituem problemas mundiais que, no Brasil, são agravados pelo Qualis/CAPES. Internacionalmente, a situação já começa a ser combatida pelos próprios periódicos científicos de ponta que estão, a cada dia, mais exigentes no processo de aceitação de um trabalho. No que concerne a “ciência salame” algumas editoras já exigem em seus periódicos que a avaliação seja feita por três pareceristas em vez do tradicional par de revisores. Isso ajuda a fazer com que apenas os trabalhos mais densos e completos sejam aceitos e, por consequência, dificulta o fatiamento dos resultados de uma pesquisa. Outros métodos de avaliação como a quantidade de citações que cada trabalho recebe ao invés da qualidade do periódico no qual o artigo foi publicado também já se encontram em uso.

Obviamente, essas são respostas que, isoladamente, não terminarão com o produtivismo, mas que estão, em conjunto, obtendo algum êxito em inibi-lo. De qualquer modo, terão pouco impacto no Brasil enquanto existir o Qualis/CAPES ou durante o tempo que ele gerar distorções como, por exemplo, a de conceder a periódicos departamentais brasileiros que possuem a maior parte de seus artigos redigidos em português um conceito igual ou melhor do que o conferido a periódicos internacionais de língua inglesa, que chegam a direcionar, em escala global, o avanço da Ciência. Ao pesquisador brasileiro, sobretudo ao doutorando ou recém-doutor que pretende melhorar seu CV para obter um posto em uma universidade pública, o sacrifício de qualidade nas publicações como forma de favorecer um aumento da produtividade ainda deve se manter como a estratégia útil por um bom tempo. As críticas ao produtivismo tendem a ignorar que os jovens pesquisadores são incentivados a praticá-lo para se credenciarem a ingressar no sistema acadêmico em busca de inserção profissional.

8. CONCLUSÕES

Ao final deste texto é possível perceber que os desafios que a Geomorfologia brasileira precisa enfrentar são grandes. Inicialmente, é necessário evitar se render às posições pós-modernistas e às filiações ideológicas. A Ciência deve sempre buscar o genuíno conhecimento procurando desenvolver pesquisas da forma a mais neutra possível. Se os jovens geomorfólogos brasileiros se sujeitarem a interesses políticos específicos ou a molduras ideológicas aprisionadoras, a Geomorfologia brasileira “desaparecerá” ou se tornará medíocre. Paralelamente, deve ser considerado que a Geomorfologia é uma ciência ambígua, pois possui duas vertentes que se inter-relacionam. Uma nomotética e outra idiográfica. Isso influi diretamente na capacidade de publicação das pesquisas geomorfológicas; sendo que, as que se situam no primeiro grupo (morfodinâmica), possuem maior facilidade de obter resultados de interesse internacional e potencial de citação do que as que se localizam no segundo grupo (morfogênese). Além disso, os desafios futuros incluem o fato de que, apesar do avanço do ferramental - modelagem matemática computacional, geocronologia, equipamentos de campo capazes de mensurar processos, sensoriamento remoto e geoprocessamento -, na Geomorfologia atual, nada ainda substituiu a necessidade de observações meticulosas e análise detalhada dos fenômenos investigados. Nesse sentido, o trabalho investigativo de campo e o de gabinete continuam a ser necessários. Incluindo uma análise com razoável grau de subjetividade, pois dados e datas não falam por si mesmos. Eles precisam ser analisados buscando a interação entre a teoria adotada e o material empírico coletado, em um contato ativo do pesquisador com o objeto de estudo.

A cooperação científica entre diversos pesquisadores foi identificada como o melhor caminho para a Geomorfologia moderna produzir conhecimento relevante. Obviamente, essa cooperação desagua no aumento do número de coautores dos artigos científicos e por consequência na possibilidade de um pesquisador participar de diversas publicações em um resumido período. Fica assim difícil separar os pesquisadores produtivos daqueles produtivistas que inflam o próprio currículo com falsas e relativas coautorias. A complexa questão da interação entre cooperação científica, coautoria de artigos científicos, produtividade e produtivismo gera muita ambivalência no mundo acadêmico brasileiro, pois ao mesmo tempo em que se critica o produtivismo - por vezes de forma tão intensa que até os pesquisadores produtivos são censurados - se criam métodos de avaliação que induzem os pesquisadores, principalmente os mais jovens, a serem produtivistas. Isto faz com que até mesmo a subdivisão que será dada aos resultados de uma pesquisa visando à sua publicação, suscite questões éticas e de impacto sobre a evolução da ciência. De qualquer modo, para além da questão do produtivismo, é necessário que todo artigo científico mantenha uma estrutura e uma argumentação respeitosa da lógica e ancorada em análises embasadas nos fatos.

Agradecimentos

Este texto surgiu de um pós-doutorado financiado pelo CNPq (Projeto 102176/2018-3) do Professor de Geomorfologia André Salgado no Programa de Pós-graduação em Lógica e Metafísica da UFRJ junto ao Professor Alberto Oliva. Logo, agradecemos não só ao CNPq, bem como ao Departamento de Geografia da UFMG e ao Programa de Pós-graduação em Lógica e Metafísica da UFRJ. Agradecemos ainda a Livia Perry Rodrigues Salgado e a Weber Soares pelas proficuas discussões.

Referências Bibliográficas

- BACON, F. **Novum Organum**. Chicago: Encyclopedia Britannica, 1952.
- BAKER, V. R. Hypotheses and Geomorphological Reasoning. In: RHOADS, B. L.; THORN, C. **The Scientific Nature of Geomorphology**. Editora John Wiley & Sons, 1996, p. 57-86.
- CHURCH, M. Space, Time and the Mountain - How Do We Order What We See? In: RHOADS, B. L.; THORN, C. **The Scientific Nature of Geomorphology**. Editora John Wiley & Sons, 1996, p. 147-170.
- DAVIS, W. M. The Geographical Cycle. **Geographical Journal**, v.14, n. 5, p. 481-504, 1899.
- DINIZ FILHO, L. L. **Fundamentos Epistemológicos da Geografia**. Curitiba: IBPEX, 2009.
- DINIZ FILHO, L. L. **Por uma crítica da Geografia Crítica**. Ponta Grossa: UEPG, 2013.
- HEMPEL, C. G. **Philosophy of Natural Science**. Englewood: Prentice-Hall, 1966.
- HUME, D. **Investigações sobre o Entendimento Humano e sobre os Princípios da Moral**. São Paulo: UNESP, 2003.
- KING, L.C. 1953. Canons of Landscape Evolution. **Geological Society of America Bulletin**, v. 64, p. 721-752, 1953.
- KING, L.C. A Geomorfologia do Brasil Oriental. **Revista Brasileira de Geografia**, v. 18, n. 2, p. 147-267, 1956.
- KIRKBY, M. J. A Role for Theoretical Models in Geomorphology? In: RHOADS, B. L.; THORN, C. **The Scientific Nature of Geomorphology**. Editora John Wiley & Sons, 1996, 171-190.
- KUHN, T. **A Estrutura das Revoluções Científicas**. São Paulo: Perspectiva, 2018.
- MERTON, R. K. **Social Theory and Social Structure**. New York: The free press, 1968.
- MERTON, R. K. **The Sociology of Science**. Chicago: The University of Chicago Press Books, 1973.

- OLIVA, A. **Filosofia da Ciência**. Rio de Janeiro: Editora Zahar, 2003.
- OLIVA, A. 2012. O relativismo de Kuhn é derivado da História da Ciência ou é uma Filosofia aplicada à Ciência? **Scientia Studiae**, v. 10, p. 561-592, 2012.
- OLIVEIRA, C. K. R.; SALGADO, A. A. R.; Geomorfologia brasileira: Panorama geral da produção nacional de alto impacto no quinquênio entre 2006-2010. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 14, n. 1, p.117 - 123, 2013.
- RHOADS, B. L.; THORN, C. 1996a. Toward a Philosophy of Geomorphology. In: RHOADS, B. L.; THORN, C. **The Scientific Nature of Geomorphology**. Editora John Wiley & Sons, 1996a, p. 115-143.
- RHOADS, B. L.; THORN, C. Observation in Geomorphology. *In*: RHOADS, B. L.; THORN, C. **The Scientific Nature of Geomorphology**. Editora John Wiley & Sons, 1996b, p. 21-56.
- RICHARDS, K. Samples and Cases: Generalisation and Explanation in Geomorphology. In: RHOADS, B. L.; THORN, C. **The Scientific Nature of Geomorphology**. Editora John Wiley & Sons, 1996: 171-190.
- RUDNER, R. S. **Philosophy of Social Science**. Englewood: Prentice-Hall, 1966.
- SALGADO, A. A. R.; BIAZINI, J.; HENNIG, S. Geomorfologia brasileira: panorama geral da produção nacional no início do século XXI (2001-2005). **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 9, n. 1, p. 85-91, 2008.
- SALGADO, A. A. R. Ética na autoria de artigos científicos e seus reflexos na Geografia Física brasileira. **Geografias (UFMG)**, v. 8, p. 98-102, 2012.
- SALGADO, A. A. R.; LIMOEIRO, B. F. Geomorfologia brasileira: Panorama geral da produção nacional de alto impacto no quinquênio entre 2011-2015. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 18, n. 1, p. 225 - 236, 2017.
- SALMON, W. C. **Lógica**. Rio de Janeiro: Editora Zahar, 1965.
- SOKAL, A.; BRICMONT, J. **Imposturas Intelectuais: O abuso da Ciência pelos filósofos pós-modernos**. Rio de Janeiro: Record, 2012
- VOEGELIN, E. **A Nova Ciência da Política**. Brasília: Editora UNB, 1979.

2. ARQUIVOS FLUVIAIS QUATERNÁRIOS NO INTERIOR CONTINENTAL: O CONTEXTO SERRANO DE MINAS GERAIS, BRASIL

Antônio Pereira Magalhães Junior¹, Luiz Fernando de Paula Barros², Alex de Carvalho³ & Leticia Augusta Faria de Oliveira⁴

¹ Departamento de Geografia do Instituto de Geociências da Universidade Federal de Minas Gerais; antonio.magalhaes.ufmg@gmail.com

² Departamento de Geografia do Instituto de Geociências da Universidade Federal de Minas Gerais; luizfpbarros@yahoo.com.br

³ Instituto Federal de Minas Gerais – Campus Ouro Preto; alexrochacarvalho@gmail.com

⁴ Departamento de Geografia do Instituto de Geociências da Universidade Federal de Minas Gerais; leticia.afoliveira@gmail.com

Resumo: Os sedimentos fluviais estão dentre os principais registros do passado geomorfológico, sendo tradicionalmente investigados em estudos de reconstituição paleoambiental. Entretanto, os depósitos são facilmente erodidos, descaracterizados e homogeneizados nos domínios intertropicais úmidos e em áreas mais ativas tectonicamente. A sua preservação em contexto serrano é ainda mais difícil, pois os depósitos tendem a ser de pequena extensão e espessura, consequência da acumulação fragmentada. Nesse sentido, os estudos de geomorfologia fluvial no Brasil tendem a se concentrar em grandes sistemas fluviais em contextos de planícies. Apesar de sua ocorrência fragmentada e pontual, os arquivos fluviais podem ser os principais indícios da evolução geomorfológica em diferentes recortes espaciais, marcando eventos deposicionais e desnudacionais associados a fatores exogenéticos e endogenéticos. Por causa de sua alta energia, os sistemas fluviais em ambientes serranos podem ser ainda mais vulneráveis às mudanças ambientais, com impactos nos processos geomórficos e na frequência, magnitude e periodicidade de eventos extremos, como inundações. Este texto busca discutir a importância dos arquivos fluviais na interpretação da evolução das paisagens e apresentar as bases conceituais, técnicas e limitações dessa abordagem, sobretudo em contextos serranos do estado de Minas Gerais. Também trazemos um quadro geral dos principais avanços no entendimento dos eventos tectônicos e climáticos do Quaternário na transformação de paisagens serranas no estado.

Palavras-Chave: Geomorfologia Fluvial, Registros Sedimentares, Mudanças Ambientais, Neotectônica, Oscilações Climáticas.

Abstract: Fluvial sediments are some of the main geomorphological records of the past, being traditionally investigated in studies of paleoenvironmental reconstitution. However, in humid

intertropical domains, especially the more tectonically active ones, depositional records are easily eroded, mischaracterized, and homogenized. Its preservation in mountain valleys is even more difficult since deposits tend to be of small extension and thickness due to fragmented accumulation. Thereby, studies on fluvial geomorphology in Brazil tend to focus on large fluvial systems in lowland contexts. Despite their fragmented and punctual occurrence, fluvial archives can be the main evidence of geomorphological evolution in different scales, pointing out depositional and denudational events associated with exogenetic and endogenetic factors. Because of their high energy, mountain river systems can be even more vulnerable to environmental changes, impacting geomorphic processes and the frequency, magnitude, and periodicity of extreme events, such as floods. We seek to discuss the importance of fluvial archives in the landscape study, especially in mountain areas of the Minas Gerais state, Southeastern Brazil, presenting the main concepts, techniques, and limitations of this approach. We also seek to present a general picture of the main advances in the understanding of Quaternary tectonic and climatic events in the transformation of the landscapes in the regional highlands.

Keywords: Fluvial Geomorphology, Sedimentary Records, Environmental Changes, Neotectonics, Climatic Oscillations.

Tema: Geomorfologia Fluvial

1. INTRODUÇÃO

A investigação da sequência e da magnitude dos paleoeventos de transformação dos sistemas fluviais é tradicionalmente inferida a partir da análise de depósitos fluviais (JACOBSON *et al.*, 2003; PAZZAGLIA, 2013). Os registros deposicionais carregam indícios da evolução das paisagens e se constituem em evidências e/ou respostas de eventos desnudacionais e deposicionais (SOMMÉ, 1990). Por isso, os registros sedimentares são comumente concebidos como “arquivos fluviais” na literatura internacional e considerados componentes essenciais para a construção de uma compreensão integrada da evolução dos sistemas fluviais, do relevo e das paisagens (BRIDGLAND & WESTAWAY, 2014). Nesse sentido, os arquivos fluviais podem atender com eficiência aos princípios uniformitaristas, segundo os quais o presente oferece evidências para a compreensão do passado, bem como auxiliar a compreensão do futuro ao subsidiar a modelagem do comportamento de sistemas fluviais e previsão de mudanças (PETTS & FOSTER, 1985; JACOBSON *et al.*, 2003).

Os estudos envolvendo os depósitos fluviais têm se baseado nos processos que modelam o relevo e na estratigrafia sedimentar (PAZZAGLIA, 2013). No caso das abordagens morfogenéticas, é comum a análise da distribuição espacial de sedimentos em níveis deposicionais, bem como dos condicionantes físicos e humanos de cada configuração. No caso dos estudos estratigráficos, é comum a interpretação dos depósitos visando a reconstituição de processos e paleoambientes fluviais. Entretanto, as abordagens em ambientes tropicais são particularmente desafiadoras, pois os eficientes

processos de meteorização mecânica e geoquímica tendem a remover e fragmentar os registros deposicionais, especialmente em domínios serranos, onde são menos desenvolvidos.

A interpretação de arquivos fluviais envolve, tradicionalmente, a análise de condicionantes ambientais que atuam na dinâmica dos cursos d'água, sobretudo os climáticos e os tectônicos. As dinâmicas climática e tectônica condicionam variações na carga sedimentar e nas características dos fluxos superficiais, determinando ajustes na geometria e nos padrões fluviais (OLLIER, 1991; BROCARD *et al.*, 2003; SCHUMM, 2005; CHARLTON, 2008; HAYAKAWA & ROSSETTI, 2012; STOKES *et al.*, 2012; PAZZAGLIA, 2013; MAIA & BEZERRA, 2013; PARANHOS FILHO *et al.*, 2017; DEMOULIN *et al.*, 2017). No entanto, o tempo de reação (*lag time*) de cada sistema é particular, conforme cada contexto e escala, e os depósitos podem não apresentar evidências de mudanças paleoambientais, principalmente os mais distantes dos focos dessas mudanças (MIALL, 2006).

Nesse contexto, o presente capítulo discute a importância dos arquivos fluviais interioranos na interpretação da evolução da paisagem, abordando os principais avanços no entendimento dos eventos tectônicos e climáticos do Quaternário nos contextos serranos do estado de Minas Gerais. Por causa de sua alta energia, os sistemas fluviais de ambientes serranos podem ser ainda mais vulneráveis às mudanças ambientais, com impactos nos processos geomórficos e na frequência, magnitude e periodicidade de eventos extremos, como as inundações (STOFFEL *et al.*, 2016).

2. BASES CONCEITUAIS

Os arquivos deposicionais fluviais se referem a sedimentos transportados por cursos d'água e podem ser separados em três ambientes deposicionais principais, diferenciados segundo a posição atual (Figura 1): leitos fluviais, planícies de inundação e níveis deposicionais inativos (incluindo terraços). As planícies de inundação (ou aluviais) são definidas, tradicionalmente, como formas deposicionais ativas, geradas por inundações marginais periódicas de cursos d'água, com topografia suavizada ou relativamente plana e configurada por sedimentos aluviais inconsolidados (LEOPOLD *et al.*, 1964; BAKER, 1988; KNIGHTON & NANSON, 1993; RITTER *et al.*, 2002; BRIDGE, 2003). A periodicidade dos processos de inundação é bastante variável conforme cada contexto, mas o período de retorno deve ser suficiente para manter a forma das planícies sob construção. Desse modo, a morfologia e as características dos depósitos das planícies registram a dinâmica recente/atual dos cursos d'água, e as definições mais comuns no âmbito da geomorfologia se referem a critérios hidrogeomorfológicos (ANDERSON *et al.*, 1999; CHARLTON, 2008).

Um conjunto de processos fluviais está envolvido na gênese das planícies de inundação (LEOPOLD *et al.*, 1964; KNIGHTON, 1998; MARRIOTT, 2004; STEVAUX & LATRUBESSE, 2017; MAGALHÃES JR. & BARROS, 2020a). Os depósitos são formados essencialmente por processos de acreção vertical, mas também de migração

lateral dos canais, principalmente em sistemas fluviais com baixos gradientes e climas úmidos. Assim, as sucessões sedimentares das planícies são comumente caracterizadas por granodecrescência ascendente, ou seja, depósitos de calha grossos (como grânulos, areia grossa e/ou cascalho), recobertos por sedimentos mais finos (como areia fina, silte e argila) transportados em suspensão (STØLUM, 1996; POSAMENTIER & WALKER, 2006; HOWARD, 2009; GUINASSI *et al.*, 2019). Nos casos de canais em que a migração lateral é nula ou incipiente, planícies podem ser formadas somente por acreção vertical de sedimentos, como no caso de cursos d'água fortemente controlados por estruturas geológicas por longos períodos ou de canal anastomosado, de baixa energia dos fluxos e margens muito estáveis.

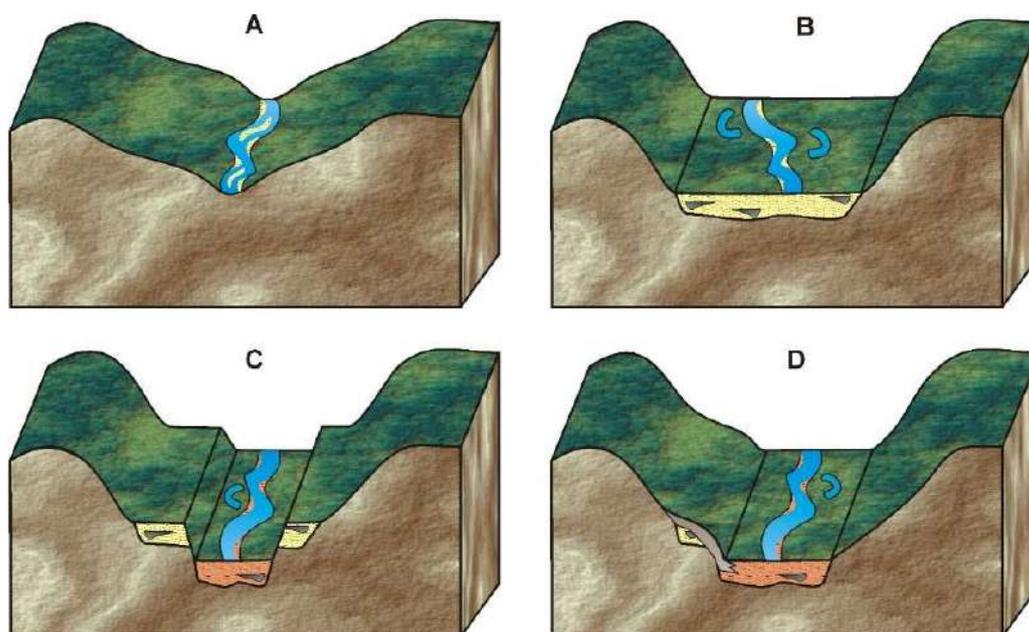


Figura 1. A) acumulação sedimentar em um canal fluvial; B) erosão lateral do vale e formação de planície de inundação; C) incisão vertical, abandono da planície inicial (transformada em terraço) e formação de nova planície; D) atuação de processos modeladores de vertentes na desconfiguração morfológica do nível fluvial abandonado e recobrimento dos depósitos por colúvios.

Durante as inundações, as áreas marginais se tornam palco da ativação do leito maior dos cursos d'água. Os fluxos podem carrear quantidade significativa de sedimentos em suspensão, que são depositados por acreção vertical à medida que a energia de transporte é reduzida. Esta redução, em relação ao leito menor, ocorre automaticamente nas inundações, pois há ampliação da seção transversal de escoamento e maior rugosidade nos ambientes marginais em função de elementos como a cobertura vegetal (BAKER, 1988; HUPP & OSTERKAMP, 1996). A frequência das inundações e o volume de carga sedimentar em suspensão nas inundações influenciam a taxa de deposição vertical e evolução das planícies. Porém, eventos extremos de elevada energia e pouca carga sedimentar podem provocar processos de erosão das planícies ao invés de deposição, o que depende também da resistência dos materiais (KNIGHTON, 1998). A existência e a configuração das planícies dependem desta relação dinâmica entre processos de

construção e de desmonte ao longo dos eventos hidrogeomorfológicos. Portanto, nem sempre as inundações são processos formadores de planícies, podendo, ao contrário, desconfigurá-las em função de sua alta energia.

As planícies podem apresentar subambientes específicos e respectivos depósitos correlativos em função da energia dos fluxos e dos processos hidrogeomorfológicos envolvidos. É o caso de diques marginais e dos materiais oriundos do seu rompimento (*crevasse splay*), canais ativos e/ou abandonados e preenchidos, meandros abandonados (que podem se apresentar sob forma de lagos), barras de pontal e cordões marginais (*meander scrolls*) (ANDERSON *et al.*, 1999; RITTER *et al.*, 2002; DEY, 2014; GUINASSI *et al.*, 2019). Correntes secundárias (canais temporários) de elevada energia também podem acumular sedimentos mais grossos nas planícies durante as inundações, gerando lentes detríticas nas colunas estratigráficas (MIALL, 2006). Cada subambiente pode gerar, deste modo, depósitos com fácies¹ específicas, mas a diversidade tende a aumentar em sistemas fluviais meandrantos clássicos, com extensas planícies, o que não tende a ser o caso de ambientes montanhosos (LEOPOLD *et al.*, 1964). Nestes pode haver, inclusive, importante interdigitação de alúvio com colúvio nas porções da planície mais próximas às encostas.

Entretanto, as planícies não são feições duradouras no processo de transformação contínua dos sistemas fluviais. O seu abandono pela dinâmica hidrogeomorfológica atual pode ocorrer em função de diferentes contextos e processos naturais e/ou antrópicos associados a mudanças nas condições de energia dos fluxos e à produção de sedimentos (KNIGHTON, 1998; CHEETAM *et al.*, 2010). São comuns as referências a terraços como planícies fluviais abandonadas (LEOPOLD *et al.*, 1964; SCHUMM, 1977; BRIDGE, 2003; JACOBSON *et al.*, 2003). Sendo feições deposicionais inativas, os terraços tendem a apresentar predomínio de processos de degradação, ainda que ocasionais eventos extremos de inundação e deposição possam ocorrer (LEOPOLD *et al.*, 1964; SCHUMM, 1977; RITTER *et al.*, 2002; BRIDGE, 2003; JACOBSON *et al.*, 2003). Assim, um terraço não está mais em construção pelo regime ordinário do curso d'água, tendendo a ser erodido e desmontado ao longo do tempo.

A definição de terraço fluvial está relacionada à forma que se observa na paisagem, pois são formas de origem sedimentar, suavizadas, inativas e com frequentes sedimentos aluviais correlativos. Desse modo, o alúvio é uma unidade estratigráfica e não o terraço em si (LEOPOLD *et al.*, 1964; RITTER *et al.*, 2002). Para Suguio (1998), terraço é uma superfície sub-horizontal presente em porções marginais de sistemas fluviais e lacustres, de caráter erosivo (ou abrasivo) ou deposicional. Terraços podem ser gerados em sistemas fluviais clássicos, como os meandrantos, entrelaçados (*braided*) e anastomosados, ou em contextos mais complexos como os leques aluviais, marcados por processos de deposição fluvial e movimentos de massa. A justaposição de leques e terraços fluviais pode levar a

¹ Fácies: termo relativo a uma unidade homogênea de depósitos ou rochas sedimentares que pode ser distinguida por critérios como gênese, geometria, composição granulométrica, estruturas sedimentares, padrão de paleocorrentes, conteúdo fossilífero e/ou propriedades geofísicas (BRIDGE, 2003).

erros de interpretação. Por isso, Larson *et al.* (2015) propõem o uso do termo “*toe-cut terrace*” para as feições resultantes da interação entre o fluxo do curso d’água principal de uma bacia hidrográfica com leques aluviais dos tributários. Eles geralmente se formam quando o curso d’água principal migra lateralmente e erode a porção distal de um leque aluvial tributário (“*toe-cutting*”).

A diferenciação entre planícies e terraços também pode ser difícil, pois a morfologia pode ser semelhante, os desníveis podem ser pouco marcados e as inundações podem ter diferentes períodos de recorrência e abrangência. Isso é frequente em sistemas deposicionais recentes em fundos de vales. Por outro lado, a diferenciação deve levar em conta que planícies são feições ativas e em construção, com forma e sedimentos compatíveis, portanto, com a dinâmica fluvial atual (RITTER *et al.*, 2002; JACOBSON *et al.*, 2003), e terraços não. A relação entre inundações e configuração das planícies faz com que vários autores priorizem o componente hidrológico na sua identificação, sendo aceito, com certa frequência, que a planície seja concebida como a área inundada em determinados períodos de recorrência. Na hidrologia, por exemplo, é comum considerar períodos inferiores a três anos (HUPP, 1988).

A Lei de Trowbridge de Ascendência² contribuiu para a compreensão da gênese dos terraços fluviais, pois considera o princípio de que cursos d’água tendem a encaixar e aprofundar os seus vales ao longo do tempo, abandonando níveis deposicionais pretéritos. As taxas de encaixamento no substrato podem permitir a formação e a preservação de planícies por longos períodos. Porém, taxas de encaixamento mais intensas e superiores às dos processos de agradação podem resultar em dissecação e abandono de níveis deposicionais, que se tornam terraços.

No entanto, nem todos os terraços são gerados por encaixamento fluvial no substrato rochoso, podendo haver causas relacionadas a rearranjos da rede de drenagem (como capturas fluviais) ou à redução de vazões por causas climáticas e/ou antrópicas que podem resultar em novas planícies, embutidas em terraços recém-formados. Mudanças em níveis de base também podem alterar a energia dos fluxos e provocar alterações hidrossedimentológicas relacionadas a vazões, regime fluvial e carga sedimentar (KNIGHTON, 1998; CHEETAM *et al.*, 2010). Como resultado, podem ocorrer processos de incisão fluvial ou de embutimento dos processos de deposição, gerando terraços. Níveis de base podem ser reposicionados a partir de eventos tectônicos, eustáticos (de efeitos muito limitados no interior continental) e/ou isostáticos, assim como a propagação remontante de *knickpoints* (FRANKEL *et al.*, 2007; MERRITTS *et al.*, 2012).

Por outro lado, respostas internas em um sistema fluvial podem levar à formação de terraços, mas, nesses casos, há a tendência de formação de níveis deposicionais menos extensos e desenvolvidos. Alterações nos perfis longitudinais e transversais dos cursos d’água podem impactar ou derivar de mudanças nos balanços de energia de cada sistema fluvial como respostas à dinâmica das vazões e da carga sedimentar, podendo impulsionar

² Conforme a Lei de Trowbridge de Ascendência, unidades deposicionais fluviais inativas (em posições altimétricas superiores) são mais antigas que as situadas em cotas mais baixas (JACOBSON *et al.*, 2003).

processos de incisão. A literatura menciona, com frequência, mudanças/oscilações climáticas e processos de rearranjo espacial da rede de drenagem como causas potenciais de alterações no regime hidrossedimentar em diferentes escalas de tempo (BRIDGLAND & WESTAWAY, 2008a,b; 2014).

Os terraços fluviais podem servir, portanto, como registros do histórico de abertura dos vales fluviais, guardando evidências de condições hidrogeomorfológicas pretéritas (CHEETAM *et al.*, 2010). Um terraço, porém, pode ser originalmente formado por diversos períodos de agradação aluvial, sem que haja a sua diferenciação morfoestratigráfica, tornando a morfologia um critério incompleto para a reconstituição dos eventos fluviais ao longo de um vale (BRIDGE, 2003). Ademais, em certos contextos, como os tropicais e os tectonicamente ativos, os registros deposicionais tendem a ser rapidamente removidos e desmontados pelos eficientes processos de meteorização. Este é um dos vários desafios que se apresentam nos intentos de identificação e análise de níveis e sucessões deposicionais fluviais.

Assim, além dos registros sedimentares ocorrerem em uma variedade e complexidade que dificultam generalizações (RITTER *et al.*, 2002), os depósitos observáveis podem ser apenas fragmentos escassos da história fluvial, podendo, uma grande parte, ter sido removida ou descaracterizada pelos processos morfodinâmicos. Ademais, mesmo que a sedimentação seja contínua ao longo dos vales, nem sempre são formados níveis deposicionais, já que os sedimentos podem ser escoados para além do exutório por eficientes processos de transporte fluvial.

Nos sistemas fluviais de baixa ordem hierárquica de contextos serranos é comum que os depósitos sejam esparsos e com pequena extensão e espessura, tornando a sua preservação ainda mais difícil. Por isso, terraços mais desenvolvidos e preservados se concentram nos fundos dos vales, onde a dinâmica fluvial mais recente atua. Com o encaixamento fluvial, os níveis mais antigos que passam a integrar os contextos de encostas são geralmente desfigurados pela erosão e/ou inumados por colúvios. Sem a sua forma característica, esses registros não devem ser referidos como terraços, mas somente como níveis deposicionais fluviais abandonados (MAGALHÃES JR. & BARROS, 2020a). Os níveis deposicionais são, portanto, registros espaço-temporais da história evolutiva dos sistemas fluviais, representando estágios erosivo-sedimentares. O seu reconhecimento deve considerar as discordâncias erosivas no substrato rochoso ou no contato com outros níveis deposicionais.

2.1. Classificação de níveis deposicionais fluviais

A classificação de níveis deposicionais (tipologia) reflete a história evolutiva dos sistemas fluviais, tema largamente abordado na literatura (STEVAUX, 2000; ETCHEBEHERE *et al.*, 2005; LATRUBESSE & FRANZINELLI, 2005; LATRUBESSE *et al.*, 2010; MAGALHÃES JR. *et al.*, 2011; BRIDGLAND & WESTAWAY, 2014; MARÇAL *et al.*, 2015; SOUZA & PEREZ FILHO, 2018; BARROS & MAGALHÃES JR., 2020a). O que define a tipologia é, portanto, o arranjo espacial dos registros

sedimentares, o tipo de substrato e os contatos em relação aos demais níveis, dependendo, portanto, do grau de atividade atual e de preservação da morfologia. A tipologia de um mesmo nível pode variar ao longo dos vales, já que pode haver influências locais/regionais diferenciadas em relação aos níveis de base e ao balanço de energia dos fluxos, gerando comportamentos distintos ao longo dos segmentos fluviais.

Quanto à distribuição transversal nos vales (Figura 2), os níveis deposicionais podem ser pareados ou isolados (LEOPOLD *et al.*, 1964; SUGUIO & BIGARELLA, 1979; CHRISTOFOLETTI, 1981; RITTER *et al.*, 2002; CHARLTON, 2008; PAZZAGLIA, 2013). Os pareados ocorrem na mesma cota em ambas as margens, resultado de incisão vertical relativamente rápida em relação à deposição. Os não pareados resultam de processos sincrônicos de incisão vertical e migração lateral. Pulsos de soerguimento relativamente rápidos tendem a formar níveis pareados e processos de soerguimento mais lentos e contínuos favorecem a origem de níveis não pareados.

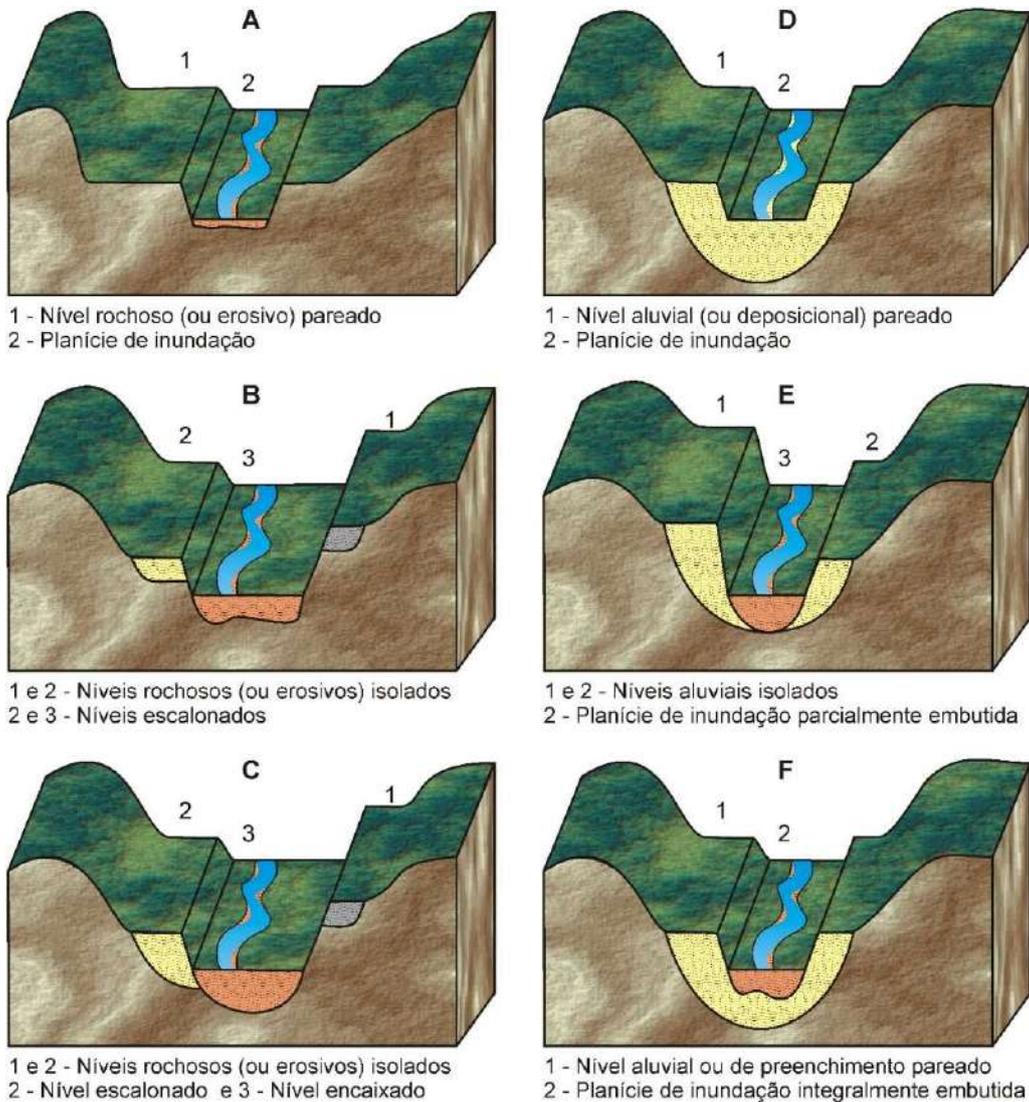


Figura 2. Tipologias fundamentais de níveis deposicionais fluviais.

Quanto ao substrato, os terraços rochosos (erosivos) resultam da incisão fluvial em substrato rochoso, sendo formados por uma base erosiva (*strath*) recoberta ou não por alúvio. A abertura dos fundos dos vales pela migração lateral e posterior incisão vertical dos canais pode gerar amplas superfícies erosivas conhecidas como *bedrock strath terraces*, fato condicionado pelo substrato geológico (SCHANZ & MONTGOMERY, 2016). Esses níveis podem ser úteis como *proxies* paleoclimáticos ou paleotectônicos (FINNEGAN & BALCO, 2013; SCHANZ *et al.*, 2018) quando guardam registros de influências no posicionamento de níveis de base, na descarga fluvial e/ou na carga de sedimentos. Nesses últimos casos, a ação antrópica também pode ser indutora da formação de *bedrock strath terraces* devido às influências no aporte sedimentar aos cursos d'água (SCHANZ *et al.*, 2018).

Os terraços aluviais (ou deposicionais) resultam da incisão fluvial em sedimentos pré-existentes, marcando *inputs* de energia ao longo de um estágio deposicional, particularmente devido a alterações tectônicas ou climáticas. Comumente, terraços aluviais são gerados como resposta à alternância de ciclos glaciais-interglaciais ao longo do Quaternário (TOFELDE *et al.*, 2017). Em certas partes do Globo, estágios glaciais (mais áridos) podem favorecer a agração de canais por material detrítico, enquanto períodos interglaciais (mais úmidos) podem ser marcados por incisão. Entretanto, oscilações climáticas mais curtas também podem ter exercido esse tipo de controle (BRIDGLAND & WESTAWAY, 2008a; BARROS *et al.*, 2016).

Quanto ao arranjo espacial, os níveis deposicionais são tradicionalmente classificados como escalonados, encaixados e embutidos (SUGUIO & BIGARELLA, 1979; CHRISTOFOLETTI, 1981; BARROS & MAGALHÃES JR., 2020a). A diferença decorre da relação topográfica de cada nível com o imediatamente anterior. Os tipos escalonado e encaixado (*cut-in-bedrock terraces*) resultam do entalhe fluvial do substrato rochoso, sendo concebidos como níveis deposicionais erosivos ou rochosos (EASTERBROOK, 1999; PAZZAGLIA, 2013). No caso dos níveis escalonados a incisão resulta na exposição do substrato rochoso entre o nível mais antigo e o mais recente, enquanto nos níveis encaixados a dissecação menos expressiva faz com que os sedimentos do nível mais recente recubram o substrato rochoso e este não é, portanto, exposto. Assim, a diferenciação pode ser difícil, já que nem sempre é possível visualizar o contato dos depósitos com o substrato. Nestes casos, há que se buscar critérios estratigráficos e sedimentológicos.

A magnitude do encaixamento define, portanto, a diferenciação entre terraços escalonados e encaixados. Porém, a incisão vertical não é contínua ao longo do tempo, podendo ter variações de intensidade e ocorrer sob forma de pulsos. Em contextos de incisão vertical persistente durante longos períodos de tempo, os níveis deposicionais podem formar sequências escalonadas (*staircases*) ao longo dos vales (BRIDGLAND & WESTAWAY, 2008b; STOKES *et al.*, 2012). Por outro lado, fatores como o aumento na carga sedimentar (PAZZAGLIA, 2013) ou a formação de couraças nos leitos fluviais

(BARROS & MAGALHÃES JR., 2012; 2019; COTA *et al.*, 2018) podem retardar o encaixamento.

Quando um nível aluvial é erodido por incisão vertical, gerando um patamar, mas sem acumulação de novos sedimentos, pode ser formado um *cut-in-fill* ou *fill-cut terrace* (EASTERBROOK, 1999). Por sua vez, os níveis aluviais embutidos indicam estágios de energia pouco eficientes para o encaixamento no substrato rochoso. O nível mais recente (embutido – *nested-fill* ou *cut and fill terrace*) pode ser envolto pelos sedimentos do nível mais antigo (de preenchimento – *fill terrace*) e/ou ambos podem compartilhar da mesma superfície basal. O embutimento fluvial pode ocorrer devido a alterações hidrossedimentológicas em relação às condições que geraram o nível de preenchimento, fato que pode estar relacionado a mudanças no regime de vazões por causas climáticas, rearranjos da drenagem ou fatores antrópicos. Nesse sentido, as vazões podem ser reduzidas por captações diretas, desvios de drenagem, barramentos ou interferências nas recargas dos aquíferos (BUENO *et al.*, 1997; COSTA *et al.*, 2010; ROSSETTI *et al.*, 2014). Barreiras ao encaixamento também podem favorecer o embutimento, como no caso de encouraçamento de calhas fluviais (COTA *et al.*, 2018).

2.2. Abordagens e critérios metodológicos

O estudo de arquivos deposicionais fluviais possui diferentes objetivos, particularmente à reconstituição do histórico evolutivo de cursos d'água, redes de drenagem e bacias hidrográficas, incluindo o papel dos condicionantes fisiográficos e paleoambientais. Nesse intuito, uma variada gama de técnicas de gabinete, campo e laboratório pode ser empregada (Figura 3).

A investigação de níveis deposicionais envolve, geralmente, o levantamento de evidências que facilitam as relações entre os registros, tais como cotas altimétricas, altura em relação às calhas atuais, composição e sucessão de fácies, posição estratigráfica e relações laterais e verticais entre níveis deposicionais. A organização longitudinal e transversal de registros ao longo dos vales e a caracterização estratigráfica e sedimentológica definem o potencial interpretativo dos arquivos. Portanto, registros espacialmente desconectados podem ser de um mesmo nível deposicional, isto é, de um mesmo estágio erosivo-deposicional na história de um sistema fluvial.

É comum que critérios topográficos e morfológicos sejam mais facilmente aplicados na identificação de níveis deposicionais, podendo ser baseados em técnicas de geoprocessamento, sensoriamento remoto e campo (MEIKLE *et al.*, 2010; DEMIR *et al.*, 2012; DUARTE *et al.*, 2018). Porém, em sistemas fluviais de baixa ordem hierárquica de ambientes serranos tropicais, os critérios topomorfológicos podem ser pouco eficientes, pois as superfícies não são preservadas devido à meteorização intensa e à rápida desconfiguração dos arquivos abandonados.

Nesses casos, os elementos estratigráficos e sedimentológicos podem ter mais a dizer. Podem ser priorizados perfis expostos em cortes naturais ou construídos (como em estradas) e trincheiras podem ser abertas em locais estratégicos, como em rupturas

topográficas nas vertentes. Nesses processos, os desafios podem ser importantes, pois os arquivos podem estar completamente obliterados e/ou recobertos. Deve-se primar pela adequada localização dos registros para posterior espacialização e correlação, o que pode ser feito via aparelhos receptores do Sistema de Posicionamento Global (GPS). Altitudes mais precisas podem ser obtidas por meio de GPS diferencial, embora mais caro e de configuração mais complexa (MADDY *et al.*, 2012).

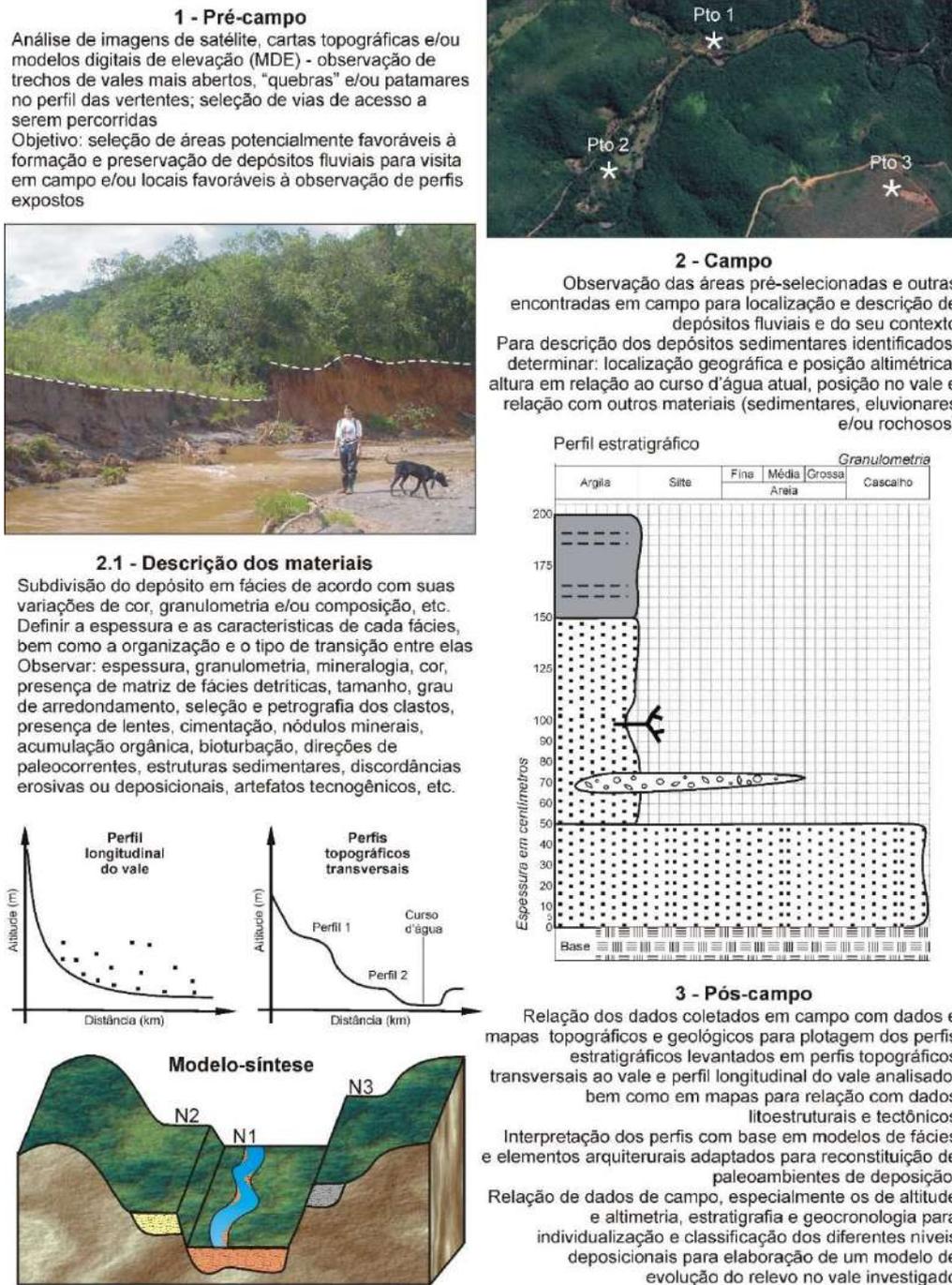


Figura 3. Passos metodológicos básicos para o levantamento e análise de sucessões e níveis deposicionais fluviais.

A análise dos arquivos deposicionais no estudo dos sistemas fluviais estabelece uma estreita relação entre geomorfologia e estratigrafia. A estratigrafia é um ramo da ciência que busca compreender a origem e o significado espaço-temporal de camadas e sequências de fácies, buscando determinar eventos, processos e ambientes paleodeposicionais associados, incluindo fases erosivas e hiatos deposicionais (CATUNEANU, 2006; MIAL, 2016). Várias concepções estratigráficas vêm sendo aplicadas na geomorfologia fluvial ao longo do tempo, podendo ser citadas a morfoestratigrafia, a aloestratigrafia e a tectonoestratigrafia (MAGALHÃES JR & BARROS, 2020b). Cada processo investigativo deve selecionar a abordagem que melhor atenda aos objetivos desejados e às possibilidades de aplicação.

A investigação de arquivos deposicionais com base na análise estratigráfica é tradicionalmente alicerçada na descrição de perfis verticais, a sua comparação ao longo do vale e a interpretação dos registros à luz de modelos de fácies propostos na literatura. Deste modo, a ausência da estrutura tridimensional dos arquivos, englobando as variações de composição e geometria das fácies e depósitos, pode ser um fator limitador. Ainda assim, a caracterização das fácies e de seu arranjo pode indicar condições sindeposicionais, como muito abordado em obras de estratigrafia, sedimentologia e geomorfologia fluvial (WALKER, 1984; CATUNEANU, 2006; BOGGS JR., 2011; MAGALHÃES JR & BARROS, 2020b).

É comum a descrição de parâmetros como substrato (rochoso ou aluvial), espessura, granulometria (textura) e mineralogia dos sedimentos, cor das fácies finas (incluindo a matriz de fácies detríticas), tamanho, grau de arredondamento e petrografia dos clastos, e organização, geometria e tipo de contato entre as fácies. Também pode ser descrita a presença de lentes, cimentação, nódulos minerais, acumulação orgânica, bioturbação e direções de paleocorrentes com base em estratos cruzados e/ou imbricamento de seixos. Discordâncias erosivas ou deposicionais podem indicar hiatos temporais e mudanças na dinâmica fluvial. Também podem ser registrados vestígios de artefatos tecnogênicos, como restos de materiais de construção e resíduos sólidos.

O tamanho e o grau de arredondamento dos clastos podem revelar as condições hidrológicas de energia de transporte e a competência dos paleosistemas fluviais (JACOBSON *et al.*, 2003; PAZZAGLIA, 2013), bem como a distância das áreas fonte. Técnicas de contagem e morfometria podem ser aplicadas a amostras de clastos de leitos atuais ou pretéritos, como as técnicas de análise de imagens e protocolos de *pebble count* (KONDOLF, 1997; MONTGOMERY & BUFFINGTON, 1997; BUNTE *et al.*, 2009). As estruturas sedimentares, por sua vez, podem indicar a energia dos ambientes deposicionais e os padrões fluviais associados. Estruturas plano-paralelas em fácies de sedimentos finos transportados em suspensão ocorrem comumente em planícies de inundação. Já as estruturas cruzadas acanaladas são típicas de ambientes de maior energia, como leitos fluviais. As publicações sobre estratigrafia apresentam uma densa base de informações sobre este tema (READING, 1996; CATUNEANU, 2006; POSAMENTIER & WALKER, 2006; MIAL, 2006; 2016; BOGGS JR., 2011).

O grau de seleção dos sedimentos pode indicar as condições das variações temporais da energia dos fluxos. A análise granulométrica pode ser realizada visualmente ou em laboratório, quando se requer maior precisão. Em campo, a caracterização dos sedimentos de textura igual ou inferior à areia é aproximada. Em laboratório podem ser realizadas análises de difração de raio X para individualização mineralógica de argilas, as quais podem indicar condições paleoclimáticas específicas.

Para objetivos de reconstituição de eventos e ambientes, a datação de sedimentos fluviais pode ser decisiva. As técnicas geocronológicas aplicadas à geomorfologia fluvial avançaram consideravelmente nas últimas décadas, com destaque para as de radiocarbono (^{14}C), Luminescência Opticamente Estimulada (LOE), Ressonância do Spin Eletrônico (RSE), série de urânio e isótopos cosmogênicos. Entretanto, nos ambientes serranos certas técnicas podem ser de difícil aplicação, dada a comum ocorrência de depósitos pouco extensos e espessos, a sua desfiguração pelos processos morfodinâmicos (muitas vezes recobertos por colúvios) e as dificuldades de coleta de amostras. Nesse sentido, os depósitos mais facilmente datáveis estão situados nas planícies e terraços recentes nos fundos dos vales. Além disso, como destacam Barros & Salgado (2020), a datação por radiocarbono demanda material orgânico, o que limita a datação, muitas vezes, a materiais de planícies de inundação e terraços recentes, devido à degradação relativamente rápida da matéria orgânica. A LOE, por sua vez, pode apresentar um limite temporal restrito para áreas de elevada radiação ambiental, além de demandar lentes ou camadas arenosas relativamente homogêneas e de boa espessura, dificilmente encontradas nos depósitos de domínios serranos. A RSE ainda está sujeita a incertezas, dependendo, de um controle independente de idade em alguns casos, o que encarece as análises. Na série de Urânio, o uso do ^{210}Pb é o mais adequado para o contexto fluvial, mas é bastante limitado quanto à escala temporal. A aplicação dos isótopos cosmogênicos também é restrita a materiais de terraços espessos e bem preservados (geralmente apenas os mais recentes), além de ter custo elevado.

Os níveis deposicionais podem ser caracterizados quanto ao tipo, posição e distribuição transversal e longitudinal nos vales. Podem ser elaborados perfis de cada seção deposicional e perfis-síntese (com a sobreposição de informações) ou seções-tipo (as mais representativas) de cada nível. Individualizar e caracterizar as fácies é importante para a reconstituição de condições genéticas e padrões fluviais sindeposicionais (POSAMENTIER & WALKER, 2006; MIAL, 2006; 2016). A análise de fácies pode permitir a reconstituição do regime hidrológico, de condições de fornecimento de sedimentos e de áreas fonte dos mesmos (JACOBSON *et al.*, 2003). Podem ser identificadas associações de fácies geneticamente relacionadas e sucessões de fácies com mudanças verticais progressivas em parâmetros diagnósticos. Assim, modelos de fácies podem ser concebidos, sintetizando ambientes sedimentares e padrões fluviais específicos. A conexão entre modelos de fácies e padrões fluviais é tradicional na geomorfologia fluvial desde os anos 1970 (WALKER & CANT, 1984; PETTS & FOSTER, 1985; MIAL, 1985; 2006; 2016). Nos contextos serranos de Minas Gerais

domina o padrão meandrante, o qual adquire, comumente, nuances intermediárias com o padrão entrelaçado em certos segmentos fluviais marcados por elevada carga arenosa de leito (MAGALHÃES JR & BARROS, 2020b). Segmentos retilíneos ocorrem frequentemente nos canais de baixa ordem, mas esta é uma configuração geométrica e não um padrão hidrogeomorfológico de canais.

Os arquivos dos sistemas deposicionais meandrantos são marcados, frequentemente, por sucessões de fácies com granodecrescência ascendente, caracterizada por níveis de clastos e/ou areia grossa na base (fácies de leito), depósitos arenosos de acreção lateral (barras de pontal) e finos (argilas, silte e/ou areia fina) no topo, característicos de acreção vertical em planícies. São comuns estruturas cruzadas acanaladas e/ou tabulares nas fácies detríticas e arenosas, indicando condições de maior energia. Não é raro que as fácies de finos nas planícies apresentem estratificação plano-paralela e laminações cruzadas, comuns em ambientes de menor energia. Nas fácies de planícies também são comuns sedimentos orgânicos associados, muitas vezes, a meandros abandonados colmatados. Porém, os arquivos deposicionais dos contextos serranos de Minas Gerais não são ricos em fácies e estruturas internas, na maior parte dos casos. São comuns sequências com fácies basal de clastos e/ou areia, recobertos somente por fácies arenosa ou argilosa maciça, ou ainda com somente uma fácies detrítica basal (calha) ou fina com mistura de areia, silte e argila (MAGALHÃES JR & SAADI, 1994; MAGALHÃES *et al.*, 2011; BARROS *et al.*, 2016; MAGALHÃES JR & BARROS, 2020b).

A utilização de arquivos deposicionais na reconstituição de paleoambientes e padrões fluviais em ambientes tropicais pode ser prejudicada pela ausência de um panorama tridimensional dos registros e pela comparação com modelos de fácies tradicionais na literatura, os quais são muitas vezes rígidos e voltados a afloramentos rochosos e/ou a ambientes fluviais temperados ricos em fácies. Nesse sentido, pode ser útil a adaptação de abordagens como a análise arquitetural de Miall (1985; 2006; 2016), envolvendo a análise, codificação e associação de fácies em modelos de padrões fluviais e sistemas deposicionais. As adaptações são necessárias em função da pouca variedade faciológica nos ambientes serranos de Minas Gerais. Certas feições e fácies da proposta de Miall, como as relativas a diques marginais e *crevasse splay*, são raras. Ademais, as feições e as estruturas internas dos depósitos tendem a ser bastante obliteradas pelos processos geomorfológicos e pedogenéticos, modificando ou apagando planos de estratificação, descontinuidades deposicionais e aspectos sedimentológicos. Portanto, estudos baseados na análise detalhada de fácies é mais viável em depósitos de planícies e terraços recentes nos fundos de vales (BAYER & ZANCOPE, 2014).

3. ESTUDOS DE CASO

Três domínios serranos de Minas Gerais foram selecionados para exemplificar a aplicação dos conceitos, técnicas e limitações da abordagem de arquivos fluviais expostos anteriormente (Figura 4): Quadrilátero Ferrífero (região de Belo Horizonte), Serra do

Espinhaço Meridional (região de Gouveia) e Serra da Mantiqueira (região de Ubá). A partir desses estudos de caso, procura-se apresentar também um quadro geral dos principais avanços no entendimento dos eventos tectônicos e climáticos do Quaternário na transformação das paisagens serranas no estado.

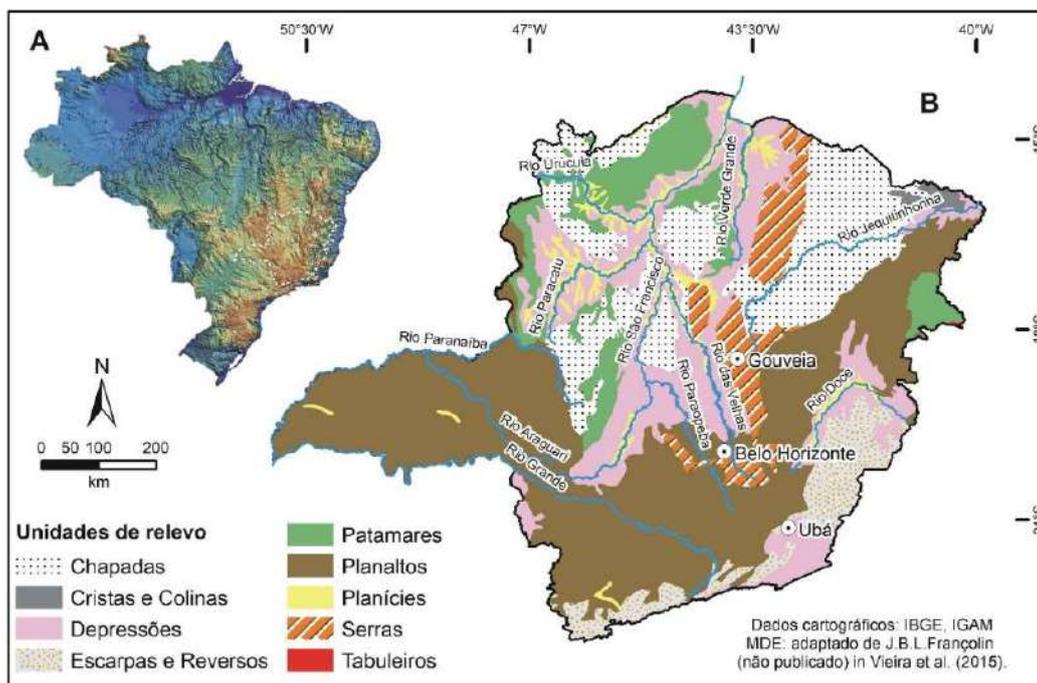


Figura 4. A) Localização de Minas Gerais em Modelo Digital de Elevação (MDE) do território brasileiro; B) Unidades de relevo no estado de Minas Gerais.

3.1. O Quadrilátero Ferrífero

O estudo de arquivos deposicionais fluviais no Quadrilátero Ferrífero (QF) tem sido feito por diversos autores, tendo como objetivo central a compreensão do importante papel dos cursos d'água na estruturação da paisagem no Cenozoico. Esses trabalhos foram recentemente revisitados por Barros & Magalhães Jr. (2020b) que propuseram uma sistematização do quadro regional, a qual serve de base para o panorama que se segue.

Foram levantados dados de sucessões deposicionais fluviais em 13 vales (Figura 5). Nas campanhas de campo, os depósitos foram caracterizados estratigraficamente, a partir de seções verticais e foi observado seu contexto espacial e as relações com outros depósitos. Em cada vale, os diversos depósitos foram organizados em níveis deposicionais que foram identificados, sobretudo, pela relação dos dados de composição estratigráfica e altura dos depósitos. Apenas sucessões deposicionais representativas dos diversos níveis fluviais foram amostradas para obtenção da idade dos sedimentos via LOE. A seleção dos arquivos fluviais a serem amostrados foi, muitas vezes, limitada pela própria disponibilidade de camadas sedimentares mais favoráveis à aplicação da técnica. Em geral, as amostras foram coletadas próximo à base dos perfis e, desse modo, foram tomadas como referentes ao início da formação dos depósitos. Uma vez organizados os dados de cada vale, foi elaborada uma proposta de fases regionais de formação de níveis

fluviais. Em outras palavras, buscou-se correlacionar os níveis de diferentes vales a fim de identificar as principais fases de evolução da paisagem fluvial regional.

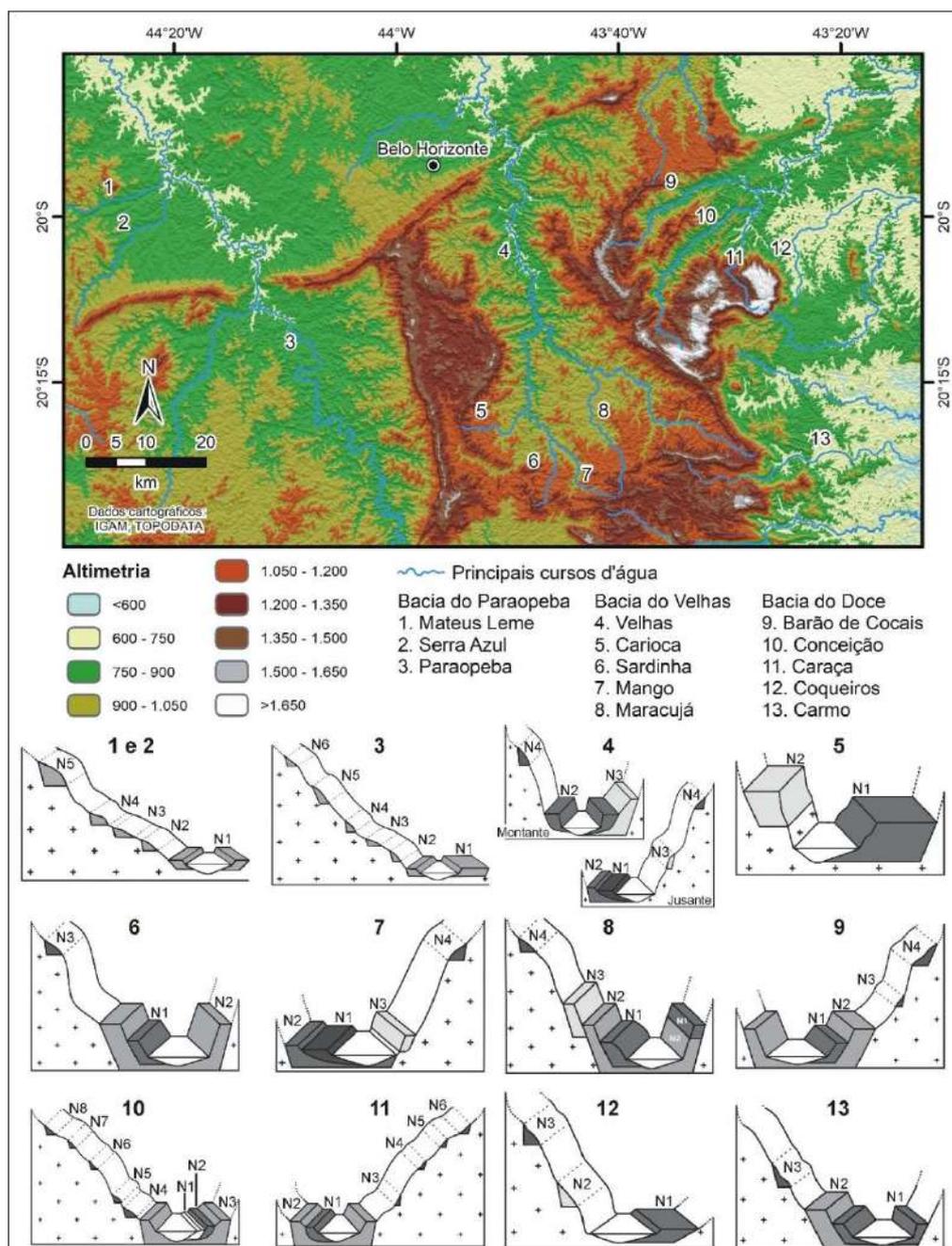


Figura 5. Hipsometria na região do Quadrilátero Ferrífero com os cursos d'água estudados e os respectivos perfis-síntese dos níveis deposicionais (sem escala).

Assim, foram identificadas sete fases regionais de evolução do sistema fluvial entre ~83 ka e o presente. Elas foram propostas a partir da relação da idade dos depósitos fluviais, características das sucessões deposicionais (presença de couraças ferruginosas, por exemplo) e contexto geomorfológico dos níveis fluviais em seus respectivos vales – sua relação com níveis mais antigos e/ou mais recentes.

Foi calculada a média das datações obtidas para os depósitos de cada fase regional identificada, obtendo-se idades que representariam as referidas fases, a saber (Figura 6): Fase 1, ~83 ka; Fase 2, ~47 ka; Fase 3, ~36 ka; Fase 4, ~26 ka; Fase 5, ~8 ka; Fase 6, ~1,4 ka; e Fase 7, a mais recente, porém sem idade definida. A partir dessas idades, foram buscadas na literatura informações quanto aos eventos tectônicos e aos contextos paleoclimáticos que podem ter influenciado as características de cada fase e a evolução geomorfológica dos sistemas fluviais de um modo geral. Assim, percebeu-se que os processos e condicionantes da evolução dos vales fluviais na área são regionais. Entretanto, as respostas e registros dessa evolução variam entre os vales estudados devido à atuação de níveis de base locais, bem como à configuração litoestrutural de cada bacia e a uma possível tectônica diferencial em blocos.

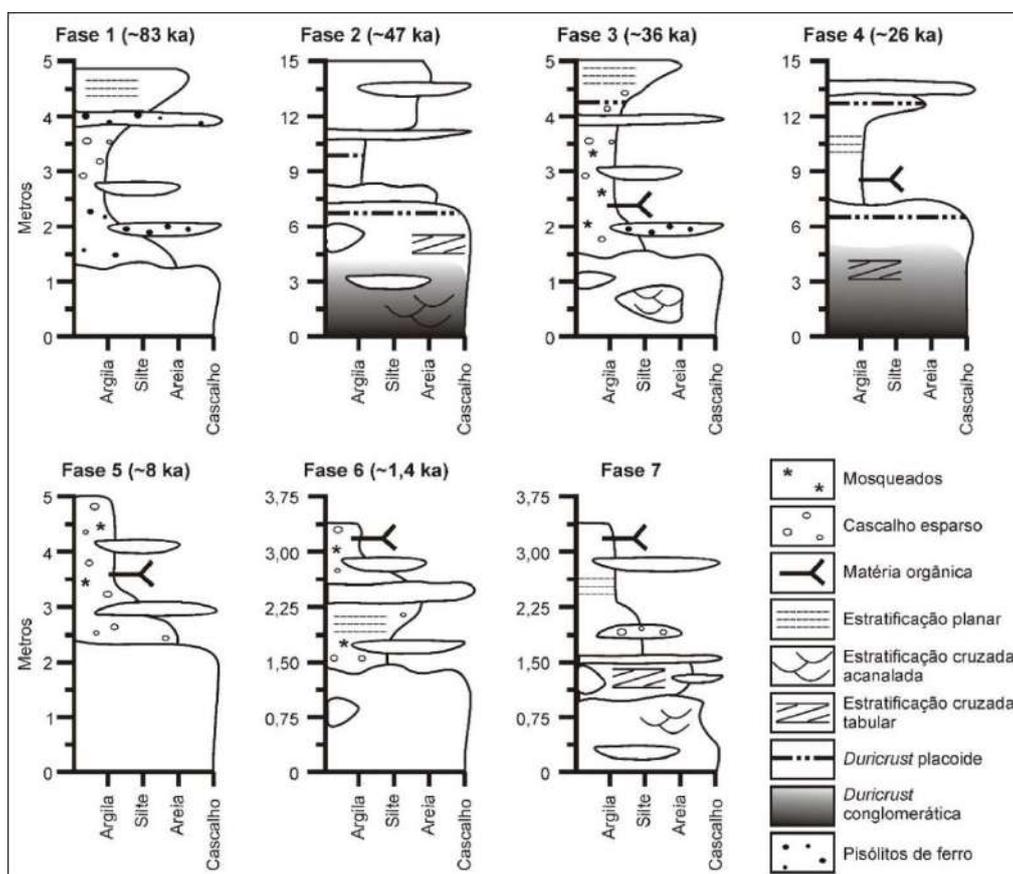


Figura 6. Perfis-síntese das sucessões deposicionais das fases de evolução dos sistemas fluviais do QF.

O processo acelerado de dissecação regional, do qual os registros deposicionais analisados são testemunhos, seria associado ao terceiro e último pulso neotectônico da Plataforma Brasileira, no Pleistoceno Médio a Inferior (SAADI, 1993), o qual se refletiria em um importante soerguimento regional. O QF possui a segunda maior dentre as anomalias geoidais positivas no Brasil (+8 m), sendo estas geralmente bem correlacionadas com áreas elevadas e ativas em termos neotectônicos e sísmicos (USSAMI *et al.*, 1999). Os arquivos fluviais também denotam a neotectônica regional

por meio de basculamentos, armadilhas tectônicas de sedimentos (extensas acumulações em relação aos seus pares), deformação de depósitos e deslocamento de níveis fluviais, bem como pela peculiaridade na organização dos níveis ao longo de alguns vales (Alto Rio das Velhas e Ribeirão Coqueiros/Maquiné, por exemplo).

A resposta dos sistemas fluviais à atividade neotectônica, no entanto, não é homogênea, visto que as taxas de incisão são muito variadas. Nesse sentido, a bacia do Rio Paraopeba parece abranger um bloco tectônico mais ativo que condiciona elevadas taxas de encaixamento fluvial. Além disso, a cronologia da sedimentação permitiu a associação das fases regionais com oscilações climáticas descritas na literatura, as quais podem ter influenciado diretamente os ritmos da incisão fluvial.

A presença generalizada de terraços escalonados nos vales do QF pode ser considerada uma resposta a fases de maior incisão fluvial. A formação continuada de terraços escalonados é comumente atribuída a soerguimentos regionais (BRIDGLAND & WESTAWAY, 2008a; SCHANZ *et al.*, 2018). No entanto, é improvável que cada fase de incisão corresponda a um pulso neotectônico, pois não há evidências de um número tão grande de pulsos diferentes durante os últimos ~100 ka (SAADI, 1993; FERRARI, 2001; SARGES, 2002; MODENESI-GAUTTIERI *et al.*, 2002; RICCOMINI *et al.*, 2004; SILVA & MELLO, 2011). Portanto, considera-se que a atividade neotectônica no Quaternário Tardio tenha levado a um intenso processo de incisão fluvial no QF, porém em fases aceleradas em maior ou menor grau de acordo com a variação das condições de produção e vazão de sedimentos ao longo das artérias hidrográficas.

Foi observada uma alternância entre fases desenvolvidas sob condições climáticas mais úmidas/quentes e sob condições mais secas/frias, sendo estas marcadas pela formação de expressivas couraças ferruginosas (*duricrusts*) nas sucessões deposicionais. Para teste dessa hipótese, Barros *et al.* (2016) empreenderam análises de fitólitos e isótopos de carbono em depósitos representativos. Os resultados mostraram que, durante o Último Máximo Glacial, grande quantidade de cascalho e areia teria sido aportada aos eixos de drenagem, formando espessas sucessões deposicionais conglomeráticas. Nos fundos de vale, soluções enriquecidas em ferro poderiam percolar com facilidade em meio a esses depósitos. A formação das couraças ocorreria pela precipitação do ferro em solução, devido a flutuações do nível d'água subterrâneo (condizentes com o estresse hídrico indicado por índices fitolíticos) que propiciariam mobilidade da zona redutora. Estruturas microlaminares na cimentação das couraças foram observadas em análises micromorfológicas e reforçam a atuação da flutuação do nível freático na formação desses materiais (BARROS, 2015).

Assim, uma hipótese plausível é a do preenchimento do fundo dos vales nas fases secas em detrimento da incisão fluvial no substrato rochoso. Nas fases úmidas, a incisão relativamente rápida ocorreria inicialmente nos sedimentos acumulados e, na sequência, no saprolito, deixando os registros da fase seca escalonados. Com a incisão fluvial ocorrendo em certo equilíbrio com a sedimentação, as sucessões fluviais da fase úmida seriam acumuladas. No entanto, devido à permanência das condições úmidas e da incisão,

haveria uma migração remontante de *knickpoints* e conseqüente abandono dos registros da fase úmida. O retorno de uma fase seca iniciaria um novo ciclo. Reforçando o pulso neotectônico do Pleistoceno Médio a Inferior, os movimentos epirogenéticos induzidos pelo balanço de massa da crosta em resposta à intensa desnudação regional também podem ter sido responsáveis pelo *input* de energia no sistema fluvial.

Em alguns vales, apenas oscilações climáticas (induzindo mudanças hidrosedimentológicas nos sistemas fluviais) poderiam ter causado abandono e formação de níveis fluviais em resposta às novas condições climáticas do Holoceno, como visto em várias áreas tropicais (THOMAS, 2008). Parece ser o caso dos vales dos rios Mango, Maracujá, Conceição, Caraça e Barão de Cocais. Os arquivos fluviais da Fase 4 ainda estão presentes no fundo desses vales, de modo que os registros subsequentes estão embutidos (Fases 6 e 7). Assim, neste período não houve dissecação fluvial e não há evidências de grandes rearranjos fluviais que justifiquem alterações no regime hidrosedimentológico potencialmente formadoras do mesmo quadro.

A observação das fases regionais de formação de níveis fluviais permite constatar ainda que depósitos cronocorrelatos são encontrados em níveis fluviais com marcantes diferenças em termos de altura para a drenagem atual entre um vale e outro. Isso foi interpretado como resultado da atuação de níveis de base locais e de uma tectônica em blocos (ainda que toda a região esteja, predominantemente, em soerguimento). Também foi proposto que alguns vales podem apresentar um ritmo mais lento de dissecação devido à formação recorrente de couraças conglomeráticas ferruginosas, tendo em vista a distribuição espacial dos níveis fluviais onde ocorrem. Além da expressiva deposição a que estão associadas essas couraças, a cimentação dos sedimentos pode ter fornecido resistência à erosão fluvial, retardando o entalhe do substrato rochoso e, logo, o encaixamento da drenagem. Assim, a despeito de serem esperados maiores desníveis para os vales da bacia do Rio Doce – voltada para a fachada atlântica brasileira – esta área apresenta menor incisão da drenagem quando comparada com vales das bacias dos rios das Velhas e, sobretudo, do Paraopeba – afluentes do Rio São Francisco, com extensa bacia no interior continental. Desse modo, dados de altitude e altura não são determinantes para a correlação de níveis deposicionais de diferentes áreas no QF.

3.2. A Serra do Espinhaço Meridional (SdEM)

Vários estudos pedológicos e geomorfológicos foram realizados na SdEM desde a década de 1980, destacando-se a área da bacia do Rio Paraúna. As pesquisas mostram que a Serra estaria passando por um período de instabilidade tectônica responsável por ajustes nos sistemas fluviais. Os indícios passam por alterações na cobertura pedológica e encaixamento da rede de drenagem. Os estudos geomorfológicos de âmbito regional focam em questões geoquímicas e interpretações da paisagem a partir das características do modelado do relevo, com base em análises morfoestruturais e morfotectônicas. Por outro lado, os estudos com viés fluvial são mais setorizados espacialmente e quase sempre

concentrados na bacia do Ribeirão do Chiqueiro, um dos afluentes do Rio Paraúna. A partir dos anos 1990, intensificaram-se os estudos voltados à compreensão do papel fluvial na configuração do relevo com base na investigação de níveis e sequências deposicionais. Neste sentido, Carvalho *et al.* (2018) e Carvalho (2019) investigaram o panorama regional da bacia do Rio Paraúna no contexto serrano.

Apesar do seu desmantelamento por processos naturais e antrópicos, os arquivos deposicionais são fundamentais para a compreensão da evolução geomorfológica regional. Os estudos mais recentes de Carvalho *et al.* e Carvalho (*op. cit.*) na bacia do Rio Paraúna revelam uma paisagem fluvial jovem e um relevo dinâmico, que têm respondido a condicionantes geológicos, bioclimáticos e antrópicos no Pleistoceno Inferior e no Holoceno, principalmente.

Entretanto, o quadro litoestrutural, os níveis de base locais e um possível comportamento tectônico diferencial têm levado a respostas diferentes ao longo dos compartimentos internos da Serra. Nos vales do Paraúna, Chiqueiro e Rio Grande ocorrem ao menos seis níveis deposicionais, variando entre dois e cinco nos demais vales estudados. Os níveis mais antigos são do tipo escalonado, enquanto as planícies e certos terraços recentes estão predominantemente embutidos ou levemente encaixados. O quadro encontrado sugere uma dinâmica condicionada pela estabilização da dinâmica do Rio Paraúna (nível de base regional), o qual é controlado pelos espessos pacotes de rochas quartzíticas e metaconglomeráticas do Supergrupo Espinhaço e do Grupo Macaúbas no segmento onde o rio sai do contexto serrano (Figura 7).

A Figura 8 ilustra um dos arranjos espaciais de níveis deposicionais e sucessões de fácies típicos na área. Ainda que os níveis deposicionais representem registros fragmentados do passado, a sua configuração espacial ao longo dos vales (transversal e longitudinal) e as suas relações com os demais níveis auxiliam a investigação das condições geomorfológicas pretéritas, permitindo a identificação de múltiplas fases de incisão fluvial na maior parte dos vales. A sucessão de fases mais propícias à deposição nos fundos dos vales ou à incisão fluvial em ambientes de maior energia refletiu o papel de alterações bioclimáticas e tectônicas ao longo do Quaternário. De fato, o final do Pleistoceno Inferior e Holoceno apresentam indícios de flutuações climáticas na região (BARROS *et al.*, 2011; HORÁK-TERRA *et al.*, 2011; 2015).

Por outro lado, Valadão (2009), Bueno *et al.* (1997), Saadi (1995), Augustin (1995) e Saadi & Valadão (1987) apontaram indícios de neotectônica regional. Considerando que o último pulso da Plataforma Brasileira data do Pleistoceno Médio a Inferior (SAADI, 1993), é possível que o escalonamento de níveis deposicionais espelhe esse soerguimento. Os arquivos fluviais auxiliam a reconstituir um panorama regional marcado por respostas diferenciadas às influências tectônicas ao longo da Serra. Os densos sistemas de estruturas e zonas de cisalhamento regionais parecem ter tido papel importante no controle tectônico das fases de incisão fluvial. O rompimento de níveis de base locais/regionais sob condições de maior energia também pode ter controlado a dinâmica fluvial, dado o substrato de rochas resistentes (quartzitos e metaconglomerados) e os mergulhos das

camadas para leste, em oposição à direção geral do Rio Paraúna (nível de base regional) e de vários segmentos de seus afluentes. A presença de níveis de base locais dados por litologias mais resistentes é marcante nos segmentos de alto curso, enquanto os demais segmentos tendem a possuir substratos mais friáveis como os granitos e gnaisses do Complexo Gouveia.

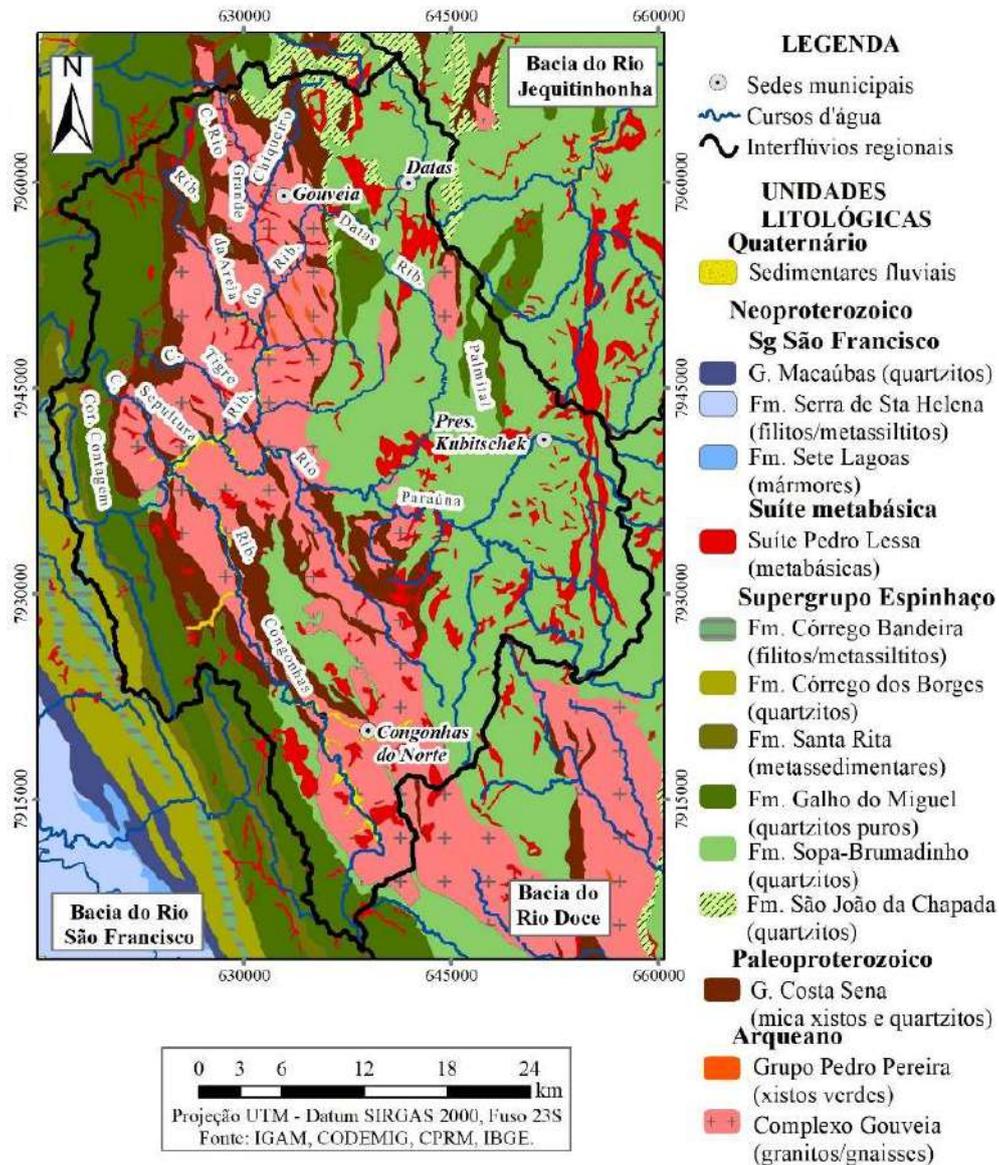


Figura 7. Unidades litológicas na bacia do Rio Paraúna (SdEM).

Nas superfícies elevadas, o controle litoestrutural e a sua associação com as alterações bioclimáticas possibilitou ciclos de encaixamento diferenciados. A distribuição espacial dos depósitos, a configuração dos vales e a geometria da rede de drenagem também sugerem processos de reorganização da rede de drenagem na região, com tendência de migração dos canais para leste. Atualmente, o quadro litoestrutural parece atuar dificultando a incisão fluvial nos vales das superfícies elevadas, preservando por mais tempo a posição dos *knickpoints*. Na Depressão de Gouveia, por sua vez, a

configuração dos vales reflete a maior friabilidade das rochas do Complexo Gouveia, facilitando o entalhe fluvial e a conexão com o nível de base regional. O relevo foi modelado em formas mais suavizadas de colinas alongadas e o controle litológico tem desempenhado papel importante para a estabilização do nível de base regional, freando a incisão fluvial do Rio Paraúna na saída da Serra. O mergulho das camadas rochosas teve papel importante no desenvolvimento de bacias e vales assimétricos, com os cursos d'água visivelmente deslocados para a margem esquerda (leste). Entretanto, é possível que a dinâmica neotectônica tenha contribuído com tais anomalias e com a reorganização da rede de drenagem. Este é o caso do Alto curso do Ribeirão do Chiqueiro, o qual apresenta extensos níveis deposicionais na margem direita em resposta a uma intensa migração lateral unidirecional do canal. Esse processo deve refletir o referido condicionamento do mergulho das camadas, mas também pode responder a um evento de basculamento de bloco e formação de um *hemi-graben*.

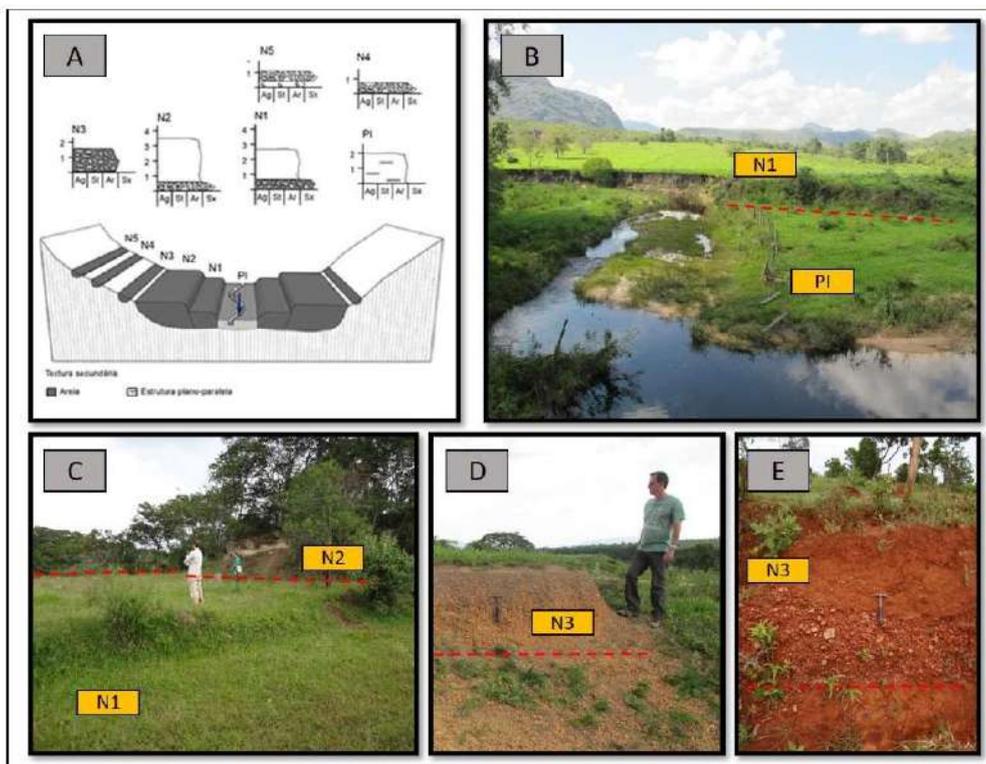


Figura 8. A – organização transversal dos níveis deposicionais no vale do Ribeirão do Chiqueiro; B e C – níveis embutidos em fundo de vale nos córregos da Sepultura e Rio Grande, respectivamente; D e E – níveis escalonados em contexto de vertente nos ribeirões Congonhas e do Chiqueiro, respectivamente. As linhas vermelhas indicam os limites/contatos aproximados.

Atualmente, a dinâmica geomorfológica da Depressão de Gouveia é marcada por estabilidade do nível de base regional e pela reativação de terraços inferiores com sedimentação recente (inundações). As condições climáticas atuais e as encostas desestabilizadas pelo último evento de incisão fluvial e desprotegidas por atividades antrópicas (pastagens) condicionam o aumento das taxas de erosão. No atual regime hidrológico controlado por um nível de base estabilizado, as condições de capacidade e

competência fluvial não são suficientes para o transporte eficiente da carga sedimentar. Como resultado, são formados pavimentos detríticos relativamente imóveis que originam o encouraçamento (*bed armouring*) das calhas, como ocorre no Córrego Rio Grande (COTA *et al.*, 2018). Esse processo bloqueia a incisão fluvial e eleva o nível relativo da calha em função da contínua sedimentação, permitindo que as inundações periódicas atinjam os terraços inferiores. As baixas condições de energia dos canais e o encouraçamento favorecem, por sua vez, o aumento da sinuosidade fluvial e a migração lateral das calhas, contribuindo para a remoção das fácies finas dos níveis deposicionais recentes e a exposição dos clastos das fácies basais do N1 e do N2 (Figura 9). Com a contínua entrada destes clastos nas calhas, ocorre a retroalimentação do processo de encouraçamento (CARVALHO *et al.*, 2018).



Figura 9. Encouraçamento de leitos fluviais na bacia do Córrego Rio Grande. A) leito com seixos e matacões; B) nível basal do N1, de onde são liberados clastos para o leito fluvial.

Datações de sedimentos por LOE foram realizadas para os níveis mais recentes, já que a constituição quase exclusiva de clastos dos níveis mais antigos dificulta sobremaneira a aplicação desta técnica. Com o auxílio das datações, o conjunto de informações indica que as fases deposicionais no Pleistoceno Inferior imprimiram registros específicos em cada vale, com respostas distintas aos condicionantes bioclimáticos e/ou tectônicos. Os níveis e sucessões mais antigos foram observados nos vales dos córregos da Sepultura (N2 ~ 26ka), da Contagem (N1 ~ 16ka) e dos ribeirões Datas (N2 ~ 20ka – alto curso) e do Chiqueiro (N3 ~ 11ka). As idades distintas sugerem respostas com velocidades diferentes às alterações dos condicionantes geomorfológicos regionais ou locais. Por outro lado, as idades dos níveis mais recentes indicam fases deposicionais de caráter regional ao longo do Holoceno, sobretudo nos baixos cursos. Os terraços do Rio Paraúna (N3 ~ 4ka), do Ribeirão Congonhas (N2 ~ 5ka), do Ribeirão do Chiqueiro (N2 ~ 3ka) e do Córrego Rio Grande (N1 ~ 3ka) apresentam idades mais próximas. As idades das planícies de inundação do Rio Paraúna (PI ~ 150 anos), do Ribeirão Congonhas (PI ~ 170 anos), do Ribeirão da Areia (PI ~ 390 anos) e do Córrego

Rio Grande (PI ~ 600 anos) indicam a possibilidade de influências das ações antrópicas (garimpo histórico, sobretudo). As idades indicam que certas fases de sedimentação não deixaram registros em todos os vales ou sofreram a influência de condicionantes locais que promoveram eventos deposicionais com tempos de resposta distintos.

3.3. O domínio da Serra da Mantiqueira

A Serra da Mantiqueira é uma das mais imponentes feições morfotectônicas da borda atlântica do continente sul-americano (ALMEIDA & CARNEIRO, 1998). A região de Ubá marca o contato entre a Depressão Escalonada dos Rios Pomba-Muriaé (localmente, Depressão de Ubá ou do Rio Pomba), afluentes do Rio Paraíba do Sul, e o Planalto de Campos das Vertentes, predominantemente drenado pelo Rio Piranga, afluente do Rio Doce. Esse contato é marcado por uma pronunciada escarpa com, em média, 450 m, chegando a 550 m na porção norte. No entanto, o interflúvio entre as bacias dos rios Piranga e Pomba está recuado em relação à escarpa da Mantiqueira (RAPOSO & SALGADO, 2010), muito mais pronunciada na vertente atlântica. Há, nesse cenário, evidências de eventos de capturas fluviais, por meio das quais a bacia do Rio Doce vem perdendo área para a do Rio Paraíba do Sul (CHEREM *et al.*, 2013).

Apesar dos compartimentos morfológicos distintos, a área possui certa homogeneidade litológica em escala regional, suscitando fatores tectônicos para sua gênese. São escassos, porém, estudos sobre o papel da tectônica na evolução da Depressão. Visando contribuir para a compreensão da influência da dinâmica fluvial na configuração da Depressão do Rio Pomba, Oliveira (2012) e Oliveira *et al.* (2014) realizaram o levantamento, caracterização, interpretação e datação (via LOE) de depósitos fluviais dos principais cursos d'água da região. Além do próprio vale do Rio Pomba (Alto e Médio cursos), foram contemplados quatro afluentes e dois subafluentes (Ribeirão Espírito Santo, Rio São Manuel, Rio Paraopeba, Ribeirão Ubá, Rio Xopotó e o Rio dos Bagres), todos de margem esquerda e que drenam a vertente atlântica da Serra da Mantiqueira (Figura 10).

Regionalmente, há três conjuntos de níveis deposicionais fluviais abandonados (Figura 11): i) níveis com ~25 m de altura nos segmentos próximos à escarpa da Serra da Mantiqueira (N4); ii) níveis entre 15 e 20 m de altura, aumentando para jusante (N3); iii) terraços recentes com ~10 m de espessura margeando as calhas, com altura de ~4 m (N2). Para estes foram obtidas idades de 11.800 ± 1.000 anos. Somente o N2 apresenta morfologia original de terraços, tendo o N3 e o N4 sido desconfigurados por processos de encosta. As planícies (N1) são embutidas ou encaixadas nos N2 e possuem idades entre 1.500 ± 250 e 6.000 ± 750 anos, com os maiores valores nos baixos cursos. A base das planícies apresenta desnível nulo ou inferior a 1 m para a lâmina d'água.

A espacialidade e o arranjo dos níveis fluviais associados a outras evidências geomorfológicas convergem para a proposição da influência decisiva de processos de capturas fluviais na organização espacial da rede de drenagem e na configuração do relevo regional. Sob influência decisiva da tectônica, o modelado vem evoluindo a partir do

reordenamento contínuo das artérias hidrográficas, principalmente dos trechos superiores que cortam o interflúvio regional. A atividade neotectônica da borda leste brasileira é amplamente reconhecida e parece influenciar a organização espacial da rede de drenagem, bem como a individualização de domínios morfológicos (REZENDE *et al.*, 2013; RICCOMINI *et al.*, 1989; SALGADO *et al.*, 2012; 2016).

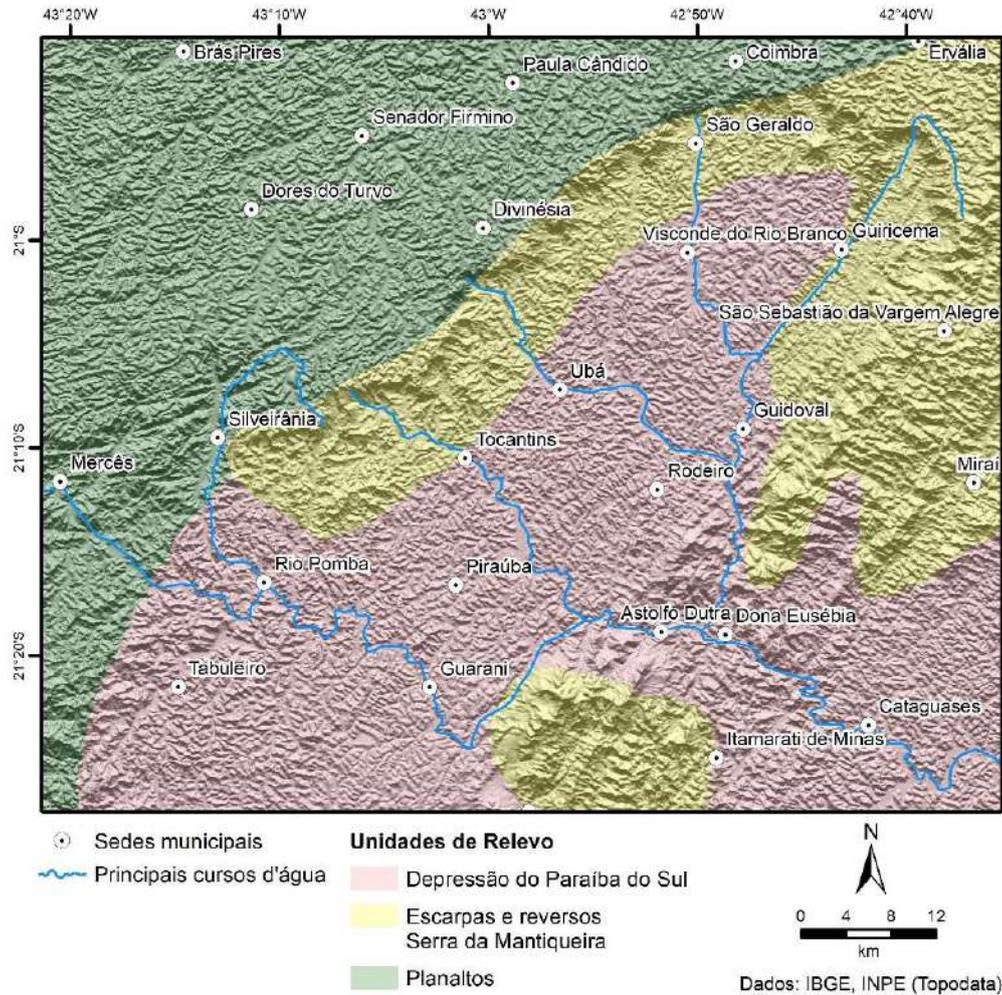


Figura 10. Compartimentação geomorfológica na bacia do Rio Pomba.

Assim, a geomorfologia regional reflete as influências da ativação de macroestruturas regionais (Rift Continental do Sudeste do Brasil – RICCOMINI *et al.*, 2004), bem como uma dinâmica de pulsos tectônicos sucedidos por períodos de estabilidade de estruturas mais localizadas (SALGADO *et al.*, 2016). É o caso do Horst da Serra da Boa Vista (NOCE *et al.*, 2003), uma estrutura correspondente a um pilar tectônico de cerca de 20 km, cuja ascensão deve ultrapassar 300 m e que corta a região na direção NE-SW. Indícios de neotectônica no referido Horst também são fornecidos pela concentração de corredeiras nos trechos dos rios Xopotó e Pomba. A concentração de corredeiras em leitos rochosos nos segmentos fluviais que drenam o Horst é relativamente anômala, já que são esparsas a montante e a alternância de poços e corredeiras é mais frequente nas zonas de maiores gradientes dos altos cursos fluviais

(MONTGOMERY & BUFFINGTON, 1997). Diante do poder erosivo dos fluxos nesse trecho, seria de se esperar uma regularização das calhas caso houvesse uma estabilização tectônica local no Holoceno.

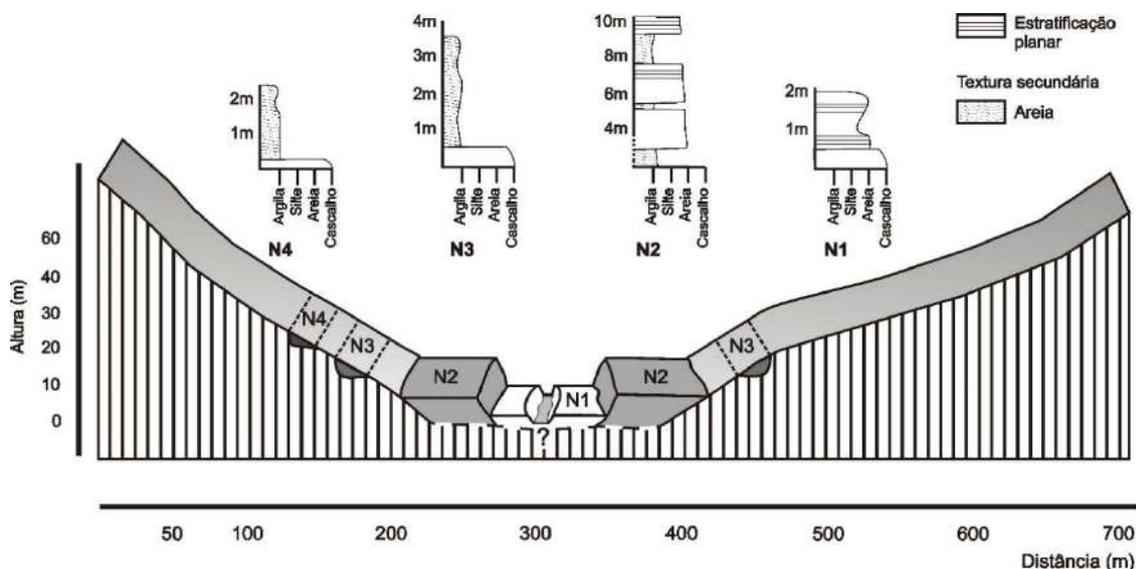


Figura 11. Esquema síntese da distribuição transversal dos níveis deposicionais dos vales da área.

Os níveis deposicionais identificados regionalmente são pareados e escalonados e sua disposição e características estratigráficas indicam uma incisão da drenagem em resposta a eventos erosivos descontínuos, condicionados por uma tectônica diferencial de blocos no Quaternário tardio. Em geral bem desenvolvidas, as planícies estão relacionadas à combinação de fatores antrópicos e tectônicos, além da influência da morfologia da bacia do Rio Pomba. A disposição dos terraços (N2) é restrita aos altos cursos fluviais na porção central e nordeste da área, já que a intensa migração lateral das calhas no médio e no baixo cursos leva à remoção dos depósitos abandonados. Os níveis mais antigos (N3 e N4), já incorporados ao contexto de vertentes, ocorrem mais comumente nos altos cursos, onde o posterior encaixamento da drenagem foi menor.

Durante o evento mais antigo (N4), identificado nos altos cursos que drenam as porções central e nordeste, o Rio Pomba atravessava outro trecho do Horst da Serra da Boa Vista por meio de corte epigênico. O vale seco está relativamente preservado, mesmo com o encaixamento da drenagem de ~100 m. É possível que, antes da captura, a bacia do Alto Rio Pomba tivesse delimitação semelhante à atual.

O evento deposicional N3 afetou toda a área de estudo. Na maioria dos casos investigados houve encaixamento de cerca de 20 m em relação ao N2 e o escalonamento sinaliza a influência de rebaixamentos sucessivos dos níveis e base. Entretanto, o encaixamento regional da drenagem não teria relação direta com a ativação do Horst, mas sim com sua estabilização, o que teria permitido a propagação remontante de eventos erosivos iniciados no Baixo Rio Pomba ou no Paraíba do Sul, à jusante do mesmo. A agradação posterior das calhas (N2) teria relação com soleiras tectônicas nos rios Pomba, Paraopeba e Xopotó. Para que o efeito do represamento parcial da drenagem se refletisse

no Alto Rio Pomba e em seus afluentes, a tectônica teria ocorrido a montante do médio curso (com elevado gradiente).

Evidências na organização espacial da hidrografia e dos níveis deposicionais, bem como na morfologia regional, mostram que os processos de captura fluvial foram decisivos para a evolução da Depressão do Rio Pomba. Os rearranjos da drenagem contribuíram para o recuo do divisor e a incorporação de áreas do Planalto de Campos das Vertentes à bacia do Rio Pomba a partir do seu avanço sobre a bacia do Rio Doce. Trata-se de capturas em diferentes estágios, parecendo ser mais antiga no vale do Ribeirão Espírito Santo e mais recente no vale do Rio dos Bagres.

Há indícios, ainda, da contribuição da ativação do Horst da Serra da Boa Vista para a configuração da Depressão. A estabilização do nível de base local favoreceu a suavização da morfologia da depressão e deve ter sido favorecida pela ascensão do *horst* que atua de modo semelhante às soleiras, inibindo a propagação de eventos erosivos à montante. Igualmente, quaisquer outras soleiras que demandem milhares de anos para serem rompidas podem favorecer a estabilização do nível de base, o meandramento dos canais e a abertura e suavização dos fundos de vale. A expansão da Depressão em direção à bacia do Alto Rio Pomba pode ocorrer com o auxílio de capturas fluviais que aumentem a energia dos fluxos fluviais. A incisão recente dos cursos d'água em seus trechos mais à montante sugere, inclusive, a continuidade do avanço da Depressão do Rio Pomba em detrimento do Planalto dos Campos das Vertentes. Já em direção ao norte, essa expansão é limitada espacial e temporalmente pela escarpa da Serra da Mantiqueira.

A captura de cursos d'água da bacia do Rio Doce por afluentes do Rio Pomba reflete a resposta da drenagem às características locais do relevo. A escarpa da Mantiqueira se constitui em um degrau no relevo entre as mencionadas bacias, favorecendo o potencial erosivo dos cursos d'água que drenam a sua vertente oceânica, nos quais o gradiente dos altos cursos é bem mais elevado que nos canais da vertente continental (bacia do Rio Doce). Essa diferença de agressividade dos altos cursos nas vertentes opostas da Serra é, por vezes, interpretada como decorrente do maior potencial erosivo das bacias litorâneas, quando comparadas às continentais, conforme pressupostos de Summerfield (1991). Observa-se uma relativa desconexão entre a drenagem a montante e a jusante do Horst, uma vez que o seu movimento ascendente dificultaria a propagação de eventos erosivos iniciados a jusante, fazendo com que o bloco se configure em um nível de base local bem marcado no perfil longitudinal dos cursos d'água. Assim, a proximidade dos afluentes do Rio Pomba com o nível de base oceânico não é a principal causa do elevado poder erosivo dos mesmos. A forma da escarpa (configurada pelo avanço da Depressão do Rio Pomba até o sopé da mesma) favorece o gradiente elevado dos canais, dando-os a energia necessária para interceptar o interflúvio e promover a captura de afluentes do Rio Doce ou para decapitá-los. A rede de drenagem, portanto, influencia e é também influenciada pelas características geomorfológicas da área, atuando no processo de avanço da bacia do Rio Pomba sobre a bacia do Rio Doce e na expansão da Depressão do Rio Pomba sobre

o Planalto de Campos das Vertentes, sendo influenciada por fatores estruturais, tectônicos e também antrópicos a partir dos últimos séculos.

4. CONSIDERAÇÕES FINAIS

Conforme ilustrado pelas áreas analisadas em Minas Gerais, os remanescentes de níveis deposicionais fluviais em contexto serrano são, geralmente, pequenos, restritos lateralmente e situados em zonas de acumulação descontínuas ao longo dos vales fluviais. Muitas vezes, estas zonas são separadas por quedas d'água, corredeiras e/ou gargantas de superimposição. Os níveis mais antigos não possuem a morfologia preservada e, geralmente, os arquivos fluviais são incompletos e alterados por processos bio-pedogeomorfológicos intensos, sobretudo erosão e coluvionamento. Destaca-se, além do desmonte natural, a intensa desconfiguração por atividades antrópicas, particularmente a exploração histórica de ouro (de aluvião) e gemas, a exploração de jazidas de ferro e a expansão das áreas urbanas.

No entanto, ainda que o contexto serrano não seja o mais favorável à formação e à preservação de depósitos fluviais de grande magnitude e os registros sejam incompletos, os arquivos deposicionais são componentes fundamentais para o entendimento da evolução da paisagem regional. O conjunto de informações revela diversos indícios e também evidências de um relevo que é dinâmico e sensível às forças tectônicas e às oscilações climáticas ocorridas no Quaternário Superior. Os domínios investigados mostram sequências escalonadas de níveis deposicionais mais antigos indicando uma evolução pautada por rebaixamentos sucessivos dos níveis de base. Essa dinâmica pode ter ocorrido ou sido acompanhada de movimentos diferenciais de blocos, pelo menos episodicamente (“pulsos”), incluindo basculamento de blocos. Por outro lado, as áreas parecem ter evoluído sob um ritmo de oscilações climáticas marcadas por alternância entre fases mais secas e mais úmidas, favorecendo o entulhamento das calhas e a incisão fluvial, respectivamente. A alternância também permitiu a formação de couraças ferruginosas, principalmente em certos leitos fluviais do QF, reforçando o processo de encouraçamento das calhas proporcionado pelos pavimentos detríticos (*bed armouring*) e aumentando a resistência à incisão vertical. A evolução dos domínios serranos também foi marcada por rearranjos da rede de drenagem, particularmente capturas fluviais, além de episódicas rupturas de níveis de base locais/regionais (controle litológico) que geraram vagas de erosão fluvial remontante. Nas planícies é evidente a influência antrópica na dinâmica fluvial holocênica, podendo ser, algumas, consideradas tecnogênicas.

O conjunto de informações também revela um modelado fluvial jovem nos domínios serranos, tendo em vista a ocorrência de registros de níveis fluviais situados a dezenas de metros de altura com idades inferiores a ~90-50 ka. Esse quadro é diferente em áreas de relevo mais suavizado, como no Craton São Francisco, onde registros de níveis com idades (mínimas) superiores a ~165 ka podem ser encontrados (MAGALHÃES JR. *et al.*, 2019). Nos três domínios serranos discutidos, há níveis abandonados no Holoceno e com a base suspensa alguns metros em relação à lâmina

d'água atual. Assim, o clima atual mais úmido e quente e as condições de alta energia do relevo serrano (com ajuste em tempo longo a eventos tectônicos quaternários) permitem a continuidade da incisão fluvial mesmo em intervalo temporal relativamente pequeno. Isso pode ser favorecido pelo fato de os níveis exporem em sua base saprólito, e não rocha sã. Assim, altas taxas de incisão fluvial são percebidas, a despeito de taxas de desnudação (rebaixamento geral do relevo) sugerirem uma evolução bem mais lenta.

Apesar dos avanços consideráveis nas últimas décadas com as técnicas geocronológicas disponíveis, ainda há grandes limitações na datação de sucessões deposicionais para uma análise mais aprofundada dos arquivos fluviais em contexto serrano e tropical úmido. Cada uma das técnicas disponíveis (^{14}C , LOE, RSE, ^{210}Pb , isótopos cosmogênicos) possui limitações específicas e é preciso ter consciência dos seus limites para interpretar criticamente os dados. Nesse sentido, as evidências de campo devem ser vistas como preponderantes em relação aos dados de laboratório.

Agradecimentos

Ao CNPq pela bolsa de pesquisa do primeiro autor e pelo financiamento de projeto de pesquisa (Processo nº 409944/2016-5); ao grupo RIVUS - Geomorfologia e Recursos Hídricos (CNPq).

Referências Bibliográficas

- ALMEIDA, F. F. M. & CARNEIRO, C. D. R. Origem e evolução da Serra do Mar. **Revista Brasileira de Geociências**, 28(2), p.135-150, 1998.
- ANDERSON, M. G.; WALLING, D. E.; BATES, P. D. **Floodplain Processes**. Nova Iorque: John Wiley & Sons, 1999. 668 p.
- AUGUSTIN, C. H. R. R. Aspectos geomorfológicos da região de Gouveia, Espinhaço Meridional, MG. In: Simpósio de Geologia de Minas Gerais, 8, Diamantina. **Anais do VIII...** Diamantina, Boletim 13, p. 3-4, 1995.
- BAKER, V. R. Geological Fluvial Geomorphology. **Geological Society of America Bulletin**, v. 100, n. 8, p. 1157-1167, 1988.
- BARROS, L. F. P. **Implicações geomorfológicas e paleoambientais de registros sedimentares fluviais do Quadrilátero Ferrífero – Minas Gerais**. 131f. Tese (Doutorado em Geografia) – Departamento de Geografia, Instituto de Geociências, Universidade Federal de Minas Gerais, Belo Horizonte, 2015.
- BARROS, L. F. P. & MAGALHÃES JR., A. P. Eventos sedimentares e evolução morfodinâmica do vale do rio Conceição Quadrilátero Ferrífero/MG. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 13, n. 3, p. 323-336, 2012.
- BARROS, L. F. P. & MAGALHÃES JR., A. P. O papel da bacia do rio doce na configuração geomorfológica do Quadrilátero Ferrífero/MG. **Boletim de Geografia**, v. 37, n. 1, p. 145-167, 2019.
- BARROS, L. F. P. & MAGALHÃES JR., A. P. Identificação e classificação de níveis deposicionais fluviais. In: A. P. Magalhães Jr.; L. F. P. Barros (Orgs.).

- Hidrogeomorfologia: Formas, processos e registros sedimentares fluviais.** 1ed. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, 2020a, v. 1, p. 279-295.
- BARROS, L. F. P. & MAGALHÃES JR., A. P. Late quaternary landscape evolution in the Atlantic Plateau (Brazilian highlands): Tectonic and climatic implications of fluvial archives. **Earth-Science Reviews**, v. 207, p. 103228, 2020b.
- BARROS, L. F. P. & SALGADO, A. A. R. Geocronologia aplicada à análise dos sistemas fluviais. In: A. P. Magalhães Jr.; L. F. P. Barros (Orgs.). **Hidrogeomorfologia: Formas, processos e registros sedimentares fluviais.** 1ed. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, 2020, v. 1, p. 325-351.
- BARROS, L. F. P.; LAVARINI, C.; LIMA, L. S.; MAGALHÃES JR., A. P. Síntese dos cenários paleobioclimáticos do Quaternário Tardio em Minas Gerais/Sudeste do Brasil. **Sociedade & Natureza**, v. 23, n. 3, p. 371–386, 2011.
- BARROS, L. F. P.; COE, H. H. G.; SEIXAS, A. P.; MAGALHÃES JR., A. P.; MACARIO, K. C. D. Paleobiogeoclimatic scenarios of the Late Quaternary inferred from fluvial deposits of the Quadrilátero Ferrífero (Southeastern Brazil). **Journal of South American Earth Sciences**, v. 67, p. 71-88, 2016.
- BAYER, M. & ZANCOPÉ, M. H. C. Ambientes sedimentares da planície aluvial do Rio Araguaia. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 15, n. 2, p. 203-220, 2014.
- BOGGS JR, S. **Principles of sedimentology and stratigraphy.** Pearson Prentice Hall, 5 ed., 2011. 608 p.
- BRIDGE, J. S. **Rivers and Floodplains.** Oxford: Blackwell Science, 2003. 492 p.
- BRIDGLAND, D.; WESTAWAY, R. Climatically controlled river terrace staircases: a worldwide Quaternary phenomenon. **Geomorphology**, v. 98, p. 285–315, 2008a.
- BRIDGLAND, D. & WESTAWAY, R. Preservation patterns of Late Cenozoic fluvial deposits and their implications: results from IGCP 449. **Quaternary International**, v. 189, p. 5–38, 2008b.
- BRIDGLAND, D. & WESTAWAY, R. The use of fluvial archives in reconstructing landscape evolution: the value of sedimentary and morphostratigraphical evidence. **Netherland Journal of Geosciences**, v. 91, n. 1-2, p. 5-24, 2014.
- BROCARD, G. Y.; VAN DER BEEK, P. A.; BOURLÈS, D. L.; SIAME, L. L.; MUGNIER, J. L. Long-term fluvial incision rates and postglacial river relaxation time in the French Western Alps from ¹⁰Be dating of alluvial terraces with assessment of inheritance, soil development and wind ablation effects. **Earth and Planetary Science Letters**, v. 209, p. 197–214, 2003.
- BUENO, G. T.; TRINDADE, E. S.; MAGALHÃES JUNIOR, A. P. Paleociclos deposicionais e a moderna dinâmica fluvial do ribeirão do Chiqueiro - Depressão de Gouveia/Espinhaço Meridional – MG. **Geonomos**, v. 5, n. 2, p. 15-19, 1997.
- BUNTE, K.; ABT, S. R.; POTYONDY, J. P.; SWINGLE, K. W. Comparison of three pebble count protocols (EMAP, PIBO and SFT) in two mountain gravel-bed streams. *Journal of the American Water Resources Association*. **American Water Resources Association**, 45 (5), pp. 1209-1227, 2009.

CARVALHO, A. **O papel dos processos fluviais na evolução do modelado do relevo na bacia do rio Paraúna, Serra do Espinhaço Meridional – MG.** Belo Horizonte: Instituto de Geociências/UFMG, 235 f. Tese de Doutorado, 2019.

CARVALHO, A.; MAGALHÃES JR., A. P.; FILIZZOLA, B. R.; MARQUES, C. P. M. O papel dos processos fluviais na configuração de fundos de vale na bacia do rio Paraúna – Serra do Espinhaço Meridional, Sudeste do Brasil. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 19, n. 4, p. 691-708, 2018.

CATUNEANU, O. **Principles of Sequence Stratigraphy.** Amsterdam (HOL): Elsevier, 2006. 246 p.

CHARLTON, R. **Fundamentals of fluvial geomorphology.** Londres: Routledge, 2008. 234 p.

CHEETHAM, M. D.; BUSH, R. T.; KEENE, A. F.; ERSKINE, W. D. Nonsynchronous, episodic incision: Evidence of threshold exceedance and complex response as controls of terrace formation. **Geomorphology**, v. 123, p. 320–329, 2010.

CHEREM, L. F. S.; VARAJÃO, C. A. C.; MAGALHÃES JR, A. P.; VARAJÃO, A. F. D. C.; SALGADO, A. A. R.; OLIVEIRA, L. A. F.; BERTOLINI, W. Z. O papel das capturas fluviais na morfodinâmica das bordas interplanálticas do sudeste do Brasil. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 14, n. 4, p. 299-308, 2013.

CHRISTOFOLETTI, A. **Geomorfologia Fluvial.** São Paulo: Edgard Blucher, 1981. 313 p.

COSTA, A. T.; NALINI JR, H. A.; CASTRO, P. T. A.; TATUMI, S. H. Análise estratigráfica e distribuição do arsênio em depósitos sedimentares quaternários da porção sudeste do Quadrilátero Ferrífero, bacia do Ribeirão do Carmo, MG. **REM: Revista Escola de Minas**, v. 63, n. 4, 703-714, 2010.

COTA, G. E. M.; MAGALHÃES JR., A. P.; BARROS, L. F. P. Processos de encouraçamento de leitos fluviais: sistematização de bases teóricas e estudo de caso na Serra do Espinhaço Meridional (MG). **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 19, n. 4, p. 777-791, 2018.

DEMIR, T.; SEYREK, A.; WESTAWAY, R.; GUILLOU, H.; SCAILLET, S.; BECK, A.; BRIDGLAND, D. R. Late Cenozoic regional uplift and localised crustal deformation within the northern Arabian Platform in southeast Turkey: Investigation of the Euphrates terrace staircase using multidisciplinary techniques. **Geomorphology**, v. 165–166, p. 7–24, 2012.

DEMOULIN, A.; MATHER, A.; WHITTAKER, A. Fluvial archives, a valuable record of vertical crustal deformation. **Quaternary Science Reviews**, v.166, p. 10-37, 2017.

DEY, S. **Fluvial Hydrodynamics: Hydrodynamic and sediment transport phenomena.** GeoPlanet: Earth and Planetary Sciences, Springer, book 3, 2014. 687 p.

DUARTE, L.; GOMES, A.; TEODORO, A. C.; MONTEIRO-RODRIGUES, S. QGIS approach to extract fluvial terraces for archaeological purposes using remote sensing data. In: FREE AND OPEN SOURCE SOFTWARE FOR GEOSPATIAL (FOSS4G), Guimarães, Portugal. **Anais...** v. 18, 2018.

EASTERBROOK, D. J. **Surface Processes and Landforms**. 2^a ed. Upper Saddle River, NJ, Prentice Hall, 1999. 546 p.

ETCHEBEHERE, M. L.; SAAD, A. R.; FULFARO, V. J.; PERINOTTO, J. A. J. Detection of neotectonic deformations along the Rio do Peixe Valley, Western São Paulo State, Brazil, based on the distribution of late Quaternary allunits. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 6, n. 1, p. 109-114, 2005.

FERRARI, A. L. **Evolução Tectônica do Graben da Guanabara**. 412f. Tese (Doutorado) – Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2001.

FINNEGAN, N. J.; BALCO, G. Sediment supply, base level, braiding, and bedrock river terrace formation: Arroyo Seco, California, USA. **Geological Society of America Bulletin**, v. 125, n. 7/8, p. 1114-1124, 2013.

FRANKEL, K. L.; PAZZAGLIA, F. J.; VAUGHN, J. D. Knickpoint evolution in a vertically bedded substrate, upstream-dipping terraces, and Atlantic slope bedrock channels. **Geological Society of America Bulletin**, v. 119, n. 3-4, p. 476-486, 2007.

GUINASSI, M.; COLOMBERA, L.; MOUNTNEY, N. P.; REESINK, A. J. H. **Fluvial meanders and their sedimentary record**. Wiley Blackwell, Special Publication, n. 48 of the International Association of Sedimentologists, 2019. 592 p.

HAYAKAWA, E. H.; ROSSETTI, D. F. Caracterização da Rede de Drenagem da Bacia do Médio e Baixo Rio Madeira. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 13, n. 4, p. 401-418, 2012.

HORÁK-TERRA, I.; VIDAL-TORRADO, P.; SILVA, A. C.; PESSENDA, L. C. R. Pedological and isotopic relations of a highland tropical peatland, Mountain Range of the Southern Espinhaço (Brazil). **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, v. 35, p. 41-52, 2011.

HORÁK-TERRA, I.; MARTÍNEZ CORTIZAS, A.; DA LUZ, C. F. P.; RIVAS LÓPEZ, P.; SILVA, A. C.; VIDAL-TORRADO, P. Holocene climate change in central-eastern Brazil reconstructed using pollen and geochemical records of Pau de Fruta mire (Serra do Espinhaço Meridional, Minas Gerais). **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, v. 437, p. 117-131, 2015.

HOWARD, A. D. How to make a meandering river. **Proceedings of the National Academy of Sciences**, v. 106, n. 41, p. 17245-17246, 2009.

HUPP, C. R. Plant Ecological Aspects of Flood Geomorphology and Paleoflood History. In: BAKER, V. R.; COCHEL, R. C.; PATTON, P. C. **Flood Geomorphology**. Nova Iorque York: John Wiley & Sons, 1988. p. 335-355.

HUPP, C. R. & OSTERKAMP, W. R. Riparian vegetation and fluvial geomorphic processes. **Geomorphology**, n. 14, p. 277-295, 1996.

JACOBSON, R.; O'CONNOR, J. E.; OGUCHI, T. Surficial geologic tools in fluvial geomorphology. In: KONDOLF, G.M., PIEGAY, H. (Eds.). **Tools in fluvial geomorphology**. Chichester: Wiley, 2003. p. 25–57.

KNIGHTON, D. **Fluvial forms and processes: a new perspective**. Routledge, Hodder Arnold Publication, 2 ed., 1998. 400 p.

KNIGHTON, A. D. & NANSON, G. C. Anastomosis and the continuum of channel pattern. **Earth Surface Processes and Landforms**, v. 18, n. 7, p. 613–625, 1993.

KONDOLF, G. M. Application of the Pebble Count: Notes on Purpose, Method, and Variants. **Journal of the American Water Resources Association**, 33(1), pp.79-87, 1997.

LARSON, P.H.; DORN, R.I.; FAULKNER, D.J.; FRIEND, D.A. Toe-cut terraces: A review and proposed criteria to differentiate from traditional fluvial terraces. **Progress in Physical Geography**, v. 39, n. 4, p. 417-439, 2015.

LATRUBESSE, E. M. & FRANZINELLI, E. The late Quaternary evolution of the Negro River, Amazon, Brazil: implications for island and floodplain formation in large anabranching tropical systems. **Geomorphology**, v. 70, n. 3-4, p. 372-397, 2005.

LATRUBESSE, E. M.; COZZUOL, M.; RIGSBY, C.; SILVA, S.; ABSY, M.L.; JARAMILLO, C. The Late Miocene paleogeography of the Amazon basin and the evolution of the Amazon River. **Earth Science Reviews**, v. 99, p. 99-124, 2010.

LEOPOLD, L. B.; WOLMAN, M. G.; MILLER, J. P. **Fluvial Processes in Geomorphology**. San Francisco: Freeman and Company, 1964. 522 p.

MADDY, D.; VELDKAMP, A.; JONGMANS, A. G.; CANDY, I.; DEMIR, T.; SCHOORL, J. M.; VAN DER SCHRIEK, T.; STEMERDINK, C.; SCAIFE, R.G.; VAN GORP, W. Volcanic disruption and drainage diversion of the palaeo-Hudut River, a tributary of the Early Pleistocene Gediz River, Western Turkey. **Geomorphology**, v. 165-166, p. 62-77, 2012.

MAGALHÃES JR., A.P. & SAADI, A. Ritmos da dinâmica fluvial Neo-Cenozóica controlados por soerguimento regional e falhamento: o vale do rio das Velhas na Região de Belo Horizonte, Minas Gerais, Brasil. **Geonomos**, v. 2, n. 1, p. 42-54, 1994.

MAGALHÃES JR., A. P. & BARROS, L. F. P. Depósitos fluviais e feições deposicionais. In: A. P. Magalhães Jr.; L. F. P. Barros (Orgs.). **Hidrogeomorfologia: Formas, processos e registros sedimentares fluviais**. 1ed. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, 2020a, v. 1, p. 259-278.

MAGALHÃES JR., A. P. & BARROS, L. F. P. Estratigrafia, interpretação de fácies e reconstituição de paleoambientes deposicionais. In: A. P. Magalhães Jr.; L. F. P. Barros (Orgs.). **Hidrogeomorfologia: Formas, processos e registros sedimentares fluviais**. 1ed. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, 2020b, v. 1, p. 297-323.

MAGALHÃES JR., A. P.; CHEREM, L. F. S.; BARROS, L. F. P.; SANTOS, G. B. OSL dating of sediments from a mountainous river in southeastern Brazil: Late Cenozoic tectonic and climatic implications. **Geomorphology**, v. 132, p. 187–194, 2011.

MAGALHÃES JR., A. P.; BARROS, L. F. P.; CHEREM, L. F. S.; PINTO, R. C. Eventos neocenoicos de reorganização de rede de drenagem: um paleovale do Rio das Velhas (Minas Gerais, Brasil) em seu médio curso? **Estudos do Quaternário**, v. 20, p. 1-10, 2019.

- MAIA, R. P. & BEZERRA, F. H. R. Tectônica pós-miocênica e controle estrutural de drenagem no rio Apodi-Mossoró, Nordeste do Brasil. **Boletim de Geografia**, v. 31, n. 2, p. 57-68, 2013.
- MARÇAL, M.S.; RAMOS, R.R.C.; SESSA, J.C.; FEVRIER, P.V.R. Sedimentação Fluvial Quaternária no Vale do Alto Curso do Rio Macaé, Estado do Rio de Janeiro, Brasil. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v.16, n.3, p.449-467, 2015.
- MARRIOTT, S. B. Floodplain. In: GOUDIE, A. **Encyclopedia of geomorphology**. Londres: Taylor & Francis Group, 2004.
- MEIKLE, C.; STOKES, M.; MADDY, D. Field mapping and GIS visualisation of Quaternary river terrace landforms: an example from the Río Almanzora, SE Spain. **Journal of Maps**, v. 6, n. 1, p. 531-542, 2010.
- MERRITTS, D. J.; VINCENT, M. K.; WOHL, E. E. Long river profiles, tectonism, and eustasy: A guide to interpreting fluvial terraces. **JGR Solid Earth**, AGU100 - Advancing Earth and Space Science, p. 14031-14050, 2012.
- MIALL, A. D. Architectural-element analysis: a new method of facies analysis applied to fluvial deposits. **Earth Science Reviews**, v. 22, n. 4, p. 261-300, 1985.
- MIALL, A. D. **The geology of fluvial deposits: sedimentary facies, basin analysis, and petroleum geology**. 4th ed. Nova Iorque: Springer, 2006. 582 p.
- MIALL, A. D. **Stratigraphy: a modern synthesis**. Springer International Publishing, 1, 2016. 454 p.
- MODENESI-GAUTTIERI, M. C.; HIRUMA, S. T.; RICCOMINI, C. Morphotectonics of a high plateau on the northwestern flank of the Continental Rift of southeastern Brazil. **Geomorphology**, v. 43, p. 257- 271, 2002.
- MONTGOMERY, D.R. & BUFFINGTON, J. M. Channel-Reach Morphology in Mountain Drainage Basins. **Geological Society of America Bulletin**, 109(5), pp. 596-611, 1997.
- NOCE, C.M., ROMANO, A.W., PINHEIRO, C.M., MOL, V.S., PEDROSA-SOARES, A.C. 2003. **Folha SE.X-D-II: Ubá**. In: COMIG (Editor), Projeto Leste, Belo Horizonte.
- OLIVEIRA, L. A. F. **A dinâmica fluvial quaternária e a configuração do modelado do relevo no contato entre a Depressão do Rio Pomba e o Planalto de Campos das Vertentes – Zona da Mata de Minas Gerais**. 224f. Dissertação (Mestrado em Geografia) – Departamento de Geografia, Instituto de Geociências, Universidade Federal de Minas Gerais, Belo Horizonte, 2012.
- OLIVEIRA, L. A. F.; MAGALHÃES JR., A. P.; LIMA, L. B. S.; CARVALHO, A. Fatores condicionantes da configuração de fundos de vale colmatados na bacia do alto-médio Rio Pomba, leste de Minas Gerais. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 15, n. 4, p. 639-657, 2014.
- OLLIER, C. **Ancient landforms**. Londres: Belhaven Press, 1991. 233 p.
- PARANHOS FILHO, A. C.; MIOTO, C. L.; MACHADO, R.; GONÇALVES, F. V.; RIBEIRO, V. O.; GRIGIO, A. M.; SILVA, N. M. Controle Estrutural da Hidrografia do Pantanal, Brasil. **Anuário do Instituto de Geociências**, v. 40, n. 1, p. 156-170, 2017.

PAZZAGLIA, F. J. Fluvial Terraces. In: WOHL, E. (Ed.). **Treatise on Geomorphology**. Nova Iorque: Elsevier, 2013. p. 379–412.

PETTS, G. E. & FOSTER, D. L. **Rivers and Landscape**. Londres: Edward Arnold, 1985. 274 p.

POSAMENTIER, H. W. & WALKER, R.G. **Facies Models Revisited**. Society for Sedimentary Geology, 2006. 521 p.

RAPOSO, A. A. & SALGADO, A. A. R. Mapeamento das unidades do relevo da região dos divisores de águas das bacias hidrográficas dos rios São Francisco/Doce/Paraíba do Sul. In: Semana de Iniciação Científica da UFMG, Belo Horizonte/MG. **Anais do Semana...**, Belo Horizonte/MG: UFMG, 2010.

READING, H. G. **Sedimentary Environments: Processes, Facies and Stratigraphy**. Oxford, Willey-Blackwell, 3 ed., 1996. 704 p.

REZENDE, E. A.; SALGADO, A. A. R.; SILVA, J. R.; BOURLES, D.; LEANNI, L. Fatores controladores da evolução do relevo no flanco NNW do Rift Continental do Sudeste do Brasil: uma análise baseada na mensuração dos processos denudacionais de longo-termo. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 14(2), p. 221-234, 2013.

RICCOMINI, C.; PELOGGIA, A. U. G.; SALONI, J. C. L.; KOHNKER, M. W.; FIGUEIRA, R. M. Neotectonic activity in the Serra do Mar rift system (southeastern Brazil). **Journal of South American Earth Sciences**. Elsevier, v. 2 (2), p. 191-197, 1989.

RICCOMINI, C.; SANT'ANNA, L. G.; FERRARI, A. L. Evolução geológica do Rift Continental do Sudeste do Brasil. In: MANTESSO-NETO, V.; BARTORELLI, A; CARNEIRO, C. D. R.; BRITO NEVES, B. B. (orgs.). **Geologia do continente sul-americano: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida**. São Paulo: Ed. Beca, p. 383-405, 2004.

RITTER, D. F.; KOCHER, R. C.; MILLER, J. R. **Process Geomorphology**. 4th. ed. Nova Iorque: McGraw Hill, 2002. 560 p

ROSSETTI, D.F.; COHEN, M.C.L.; BERTANI, T.C.; HAYAKAWA, E.H.; PAZ, J.D.S.; CASTRO, D.F.; FRIAES, Y. Late Quaternary fluvial terrace evolution in the main southern Amazonian tributary. **Catena**, v. 116, p. 19-37, 2014.

SAADI, A. Neotectônica da Plataforma Brasileira: esboço e interpretação preliminares. **Geonomos**, v. 1, n. 1, p. 1-15, 1993.

SAADI, A. A geomorfologia da Serra do Espinhaço em Minas Gerais e de suas margens. **Geonomos**, v. 3, n. 1, p. 41-63, 1995.

SAADI, A. & VALADÃO, R. C. O Cenozoico da porção mediana-central do Espinhaço Meridional – 1ª Síntese. In: Congresso da Associação Brasileira de Estudos do Quaternário, 1., 1987, Porto Alegre/RS. **Anais do I...** Porto Alegre/RS: UFRGS/ABEQUA, p. 393-407, 1987.

SALGADO, A. A. R.; SOBRINHO, L. C.; CHEREM, L. F. S.; VARAJÃO, C. A. C.; BOURLÈS, D.; BRAUCHER, R.; MARENT, B. R. Estudo da evolução da escarpa entre as bacias do Doce/Paraná em Minas Gerais através da quantificação das taxas de desnudação. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 13, n. 2, p. 213-221, 2012

- SALGADO, A. A. R.; REZENDE, E. A.; BOURLES, D.; BRAUCHER, R.; SILVA, J. R.; GARCIA, R. A. Relief evolution of the Continental Rift of Southeast Brazil revealed by *in situ*-produced ¹⁰Be concentrations in river-borne sediments. **Journal of South American Earth Sciences**. Elsevier, v. 67, p. 89-99, 2016.
- SARGES, R. R. **Morfologia de lagos da região do médio Vale do Rio Doce, Minas Gerais, e a sua relação com a tectônica quaternária**. 188f. Dissertação (Mestrado em Geologia) – Departamento de Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2002.
- SCHANZ, S. A. & MONTGOMERY, D. R. Lithologic controls on valley width and strath terrace formation. **Geomorphology**, v. 258, p. 58–68, 2016.
- SCHANZ, S. A.; MONTGOMERY, D. R.; COLLINS, B. D.; DUVALL, A. R. Multiple paths to straths: A review and reassessment of terrace genesis. **Geomorphology**, v. 312, p. 12–23, 2018.
- SCHUMM, S. A. **The Fluvial System**. Nova Iorque: John Wiley & Sons, 1977. 338 p.
- SCHUMM, S. **River Variability and Complexity**. Cambridge: Cambridge University Press, 2005. 236 p.
- SILVA, T. P.; MELLO, C. L. Reativações Neotectônicas na Zona de Cisalhamento do Rio Paraíba do Sul (Sudeste do Brasil). **Geol. USP, Sér. cient.**, v. 11, n. 1, p. 95-111, 2011.
- SOMMÉ, J. Enregistrements: reponses des environnements sedimentaires et stratigraphie du Quaternaire – exemples D Achenhéim (Alsace) et de La Grande Pile (Vosges). **Quaternaire**, v. 1, n. 1, p. 25-32, 1990.
- SOUZA, A. O. & PEREZ FILHO, A. Processos, ambientes deposicionais e geocronologias das coberturas superficiais sobre aplainamentos neogênicos e terraços fluviais na bacia do ribeirão Araquá, Depressão Periférica Paulista. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v.19, n.1, p.107-126, 2018.
- STEVAUX, J.H.C. Climatic events during the Late Pleistocene and Holocene in the upper Parana River: correlation with NE Argentina and South-Central Brazil. **Quaternary International**, v. 72, p. 73-85, 2000.
- STEVAUX, J. C. & LATRUBESSE, E. M. **Geomorfologia fluvial**. São Paulo: Oficina de Textos, 2017. 336p.
- STOFFEL, M.; WYŻGA, B.; MARSTON, R.A. Floods in mountain environments: A synthesis. **Geomorphology**, 272 (1), p. 1-9, 2016.
- STOKES, M.; CUNHA, P. P.; MARTINS, A. A. Techniques for analysing Late Cenozoic river terrace sequences. **Geomorphology**, v. 165-166, p. 1-6, 2012.
- STØLUM H. H. River meandering as a self-organization process. **Science**, v. 271, p. 1710-1713, 1996.
- SUGUIO, K. **Dicionário de geologia sedimentar e áreas afins**. Rio de Janeiro: Bertrand, 1998. 1222 p.
- SUGUIO, K. & BIGARELLA, J. J. **Ambiente fluvial: ambientes de sedimentação e sua interpretação e importância**. Curitiba: Editora da Universidade Federal do Paraná,

1979. 183 p.

SUMMERFIELD, M. A. **Global Geomorphology**. New York, Longman Scientific & Technical. 1991, 537p.

THOMAS, M. F. Understanding the impacts of Late Quaternary change in tropical and sub-tropical regions. **Geomorphology**, v. 101, n. 1-2, p. 146-158, 2008.

TOFELDE, S.; SCHILDGEN, T. F.; SAVI, S.; PINGEL, H.; WICKERT, A. D.; BOOKHAGEN, B.; WITTMANN, H.; ALONSO, R. N.; COTTLE, J.; STRECKER, M. R. 100 kyr fluvial cut-and-fill terrace cycles since the Middle Pleistocene in the southern Central Andes, NW Argentina. **Earth and Planetary Science Letters**, v. 473, p. 141–153, 2017.

USSAMI, N.; MOLINA, E. C.; MEDEIROS, W. E. Novos vínculos sobre a evolução térmica da margem continental leste do Brasil. In: SIMPÓSIO NACIONAL DE ESTUDOS TECTÔNICOS, 7, 1999, Lençóis. **Anais do VII...** Sessão 3, p. 20–23.

VALADÃO, R. C. Geodinâmica de superfícies de aplanamento, desnudação continental e tectônica ativa como condicionantes da megageomorfologia do Brasil Oriental. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 10, n. 2, p. 77-90, 2009.

WALKER, R.G. **Facies Models**. Geological Association of Canada, Geoscience Canada, Reprint Series, 1984.

WALKER, R. G. & CANT, D. J. Sandy fluvial systems. In: R. G. Walker (ed.). **Facies Models**. 2ª ed. Canadá: Geoscience Canada Reprint Series, 1984. p. 71-89.

3. PROCESSOS DE REORGANIZAÇÃO DA REDE DE DRENAGEM NO BRASIL

Breno Ribeiro Marent¹, Éric Andrade Rezende², Michael Vinícius de Sordi³ & André Augusto Rodrigues Salgado⁴

¹ Doutor em Geografia pela Universidade Federal de Minas Gerais; brenomarent@gmail.com;

² Doutor em Geologia pela Universidade Federal de Ouro Preto; ear.88@hotmail.com

³ Professor Substituto da Universidade Estadual do Oeste do Paraná; michael.sordi@gmail.com

⁴ Professor Associado do Instituto de Geociências da Universidade Federal de Minas Gerais; aarsalgadoufmg@gmail.com

Resumo: Processos de reorganização da rede de drenagem são fundamentais para evolução do relevo e do meio ambiente, pois modificam fluxos de energia, sedimentos e seres vivos. Entretanto, até o início do século XXI tais processos haviam sido pouco investigados no Brasil. Tudo mudou quando uma série de estudos começou a demonstrar que processos de reorganização da rede de drenagem são recorrentes e explicam boa parte da configuração hidrográfica do território brasileiro. De modo geral, pesquisas recentes constataram que esses processos são muito dinâmicos sendo comum que bacias hidrográficas tenham áreas pirateadas por suas vizinhas ao mesmo tempo em que também, em outros trechos, contra-pirateiam porções das bacias adjacentes. Verificaram ainda que diferenças entre o nível de base, declividade, litoestrutura e clima são fatores controladores desses processos. Espacialmente, ficou demonstrado que na porção leste do Brasil há uma tendência das bacias hidrográficas que drenam diretamente para o Oceano Atlântico se expandirem à custa daquelas que se dirigem para o interior continental, notadamente as dos rios Paraná e São Francisco. No Norte do Brasil, a bacia hidrográfica do Amazonas tende a se expandir na sua porção setentrional. No Centro-Oeste ocorre um complexo sistema de disputa entre as bacias hidrográficas dos rios Tocantins, São Francisco e Paraná. Por fim, é possível afirmar que o tema ainda necessita ser muito investigado e que há diversas capturas fluviais por serem descobertas e pesquisadas no território brasileiro.

Palavras-Chave: Captura Fluvial; Pirataria Fluvial; Bacia Hidrográfica; Interflúvio.

Abstract: Drainage rearrangements are fundamental processes for landforms and environment evolution as they modify flows of energy, sediments, and living beings. However, until the beginning of the 21st century, such processes had been least studied within Brazil. It all changed when a series of studies demonstrated that drainage rearrangement processes are persistent and explain much of the Brazilian hydrography. Generally, the latest researches state that such processes are very dynamic, and it is common for river basins to have areas pirated by their

neighbors, while in other stretches, they counter-pirate portions of the adjacent basins. They also stated that differences between base levels, slope degrees, lithostructure, and climate control such processes. Spatially it has been demonstrated that within eastern Brazilian basins that drain directly towards the Atlantic Ocean expand over those that drain the continental inlands, notably those of the Paraná and São Francisco rivers. Within northern Brazil, the Amazon River basin tends to expand northwards. The Central-west region has a complex system of dispute the Tocantins, São Francisco, and Paraná river basins. Finally, it is possible to state that drainage rearrangements still need to be investigated and that there are several rivers captures to be discovered and researched within Brazilian territory.

Keywords: Fluvial Capture; Fluvial Piracy, Hydrographic Basin, Hydrographic Divide.

Tema: Geomorfologia Fluvial.

1. INTRODUÇÃO

O Brasil é um país de dimensões continentais, onde predominam tipos climáticos tropicais úmidos. Tal fato, aliado à própria configuração do relevo sul-americano, que favorece a instalação de grandes drenagens a leste da Cordilheira dos Andes, faz com que algumas das principais bacias hidrográficas do globo drenem seu território. Destaca-se, obviamente, a do rio Amazonas, cuja bacia hidrográfica drena área superior aos sete milhões de quilômetros quadrados e é a maior do mundo. Citam-se também as dos rios Araguaia-Tocantins, São Francisco e Paraná, com áreas drenadas superiores a meio milhão de quilômetros quadrados. Esses fatos, por si só, já justificam que a geomorfologia brasileira tenha atenção especial para com estudos acerca da morfogênese e evolução de bacias hidrográficas, incluindo aqueles referentes à reorganização da rede de drenagem.

A reorganização da drenagem se refere a transferência de fluxo e a áreas entre cursos d'água (BISHOP, 1995). Tais processos são responsáveis por intensas e rápidas transformações nos fluxos de energia, matéria e seres vivos. Explicam não somente a morfogênese de amplas regiões continentais (RIBEIRO et al. 2018), como também ajudam a compreender a distribuição da ictiofauna ao longo dos cursos fluviais (ALBERT e REIS, 2011). Entretanto, no Brasil, poucas investigações sobre reorganizações da drenagem ao longo do século XX foram conduzidas. Dentre essas poucas, destaca-se a descoberta da captura das cabeceiras do rio Tiete - afluente do rio Paraná – pelo rio Paraíba do Sul na região de Guararema em São Paulo (AB'SABER, 1957).

Já no século XXI, estudos acerca das reorganizações de drenagem ganharam especial impulso no Brasil (SALGADO et al., 2018). Embora o tema tenha se desenvolvido tardiamente, trabalhos importantes foram desenvolvidos no território nacional e, ao contrário do que se supunha, mostraram que capturas de grande magnitude não foram tão raras quanto se imaginava. Nesse sentido, vale ressaltar que a reorganização da drenagem geralmente ocorre entre pequenos canais fluviais, principalmente entre cabeceiras de drenagem que partilham um mesmo interflúvio, sendo raras as que

envolvam grandes rios e acarretem sensíveis alterações nos processos de dissecação e sedimentação das áreas continentais (BISHOP, 1995). Sendo assim, a descoberta no Brasil de processos de reorganização de drenagem sobre extensas áreas e grandes cursos fluviais tornou-se elemento de interesse internacional e de grande valia didática.

O presente texto, além de conceituar e explicar os processos de reorganização de drenagem, apresenta uma síntese do que já foi pesquisado no território brasileiro, destacando eventos de grande magnitude. Por grande magnitude entende-se aqueles eventos que causaram a mudança de bacia hidrográfica de grandes áreas – com dezenas de milhares de km² – e interferiram em elevada escala nos fluxos de energia, matéria e seres vivos, alterando, assim, a morfogênese de regiões inteiras.

2. REORGANIZAÇÃO DA REDE DE DRENAGEM: CONCEITUAÇÃO

Como supracitado, a reorganização da drenagem é o processo de transferência do fluxo – parcial ou total – e a incorporação de áreas drenadas, de um canal para outro em diferentes escalas espaciais (BISHOP, 1995). São reconhecidos três mecanismos principais de reorganização de drenagem: captura (que pode ser superficial ou subterrânea), desvio (ou transbordamento) e decapitação (BISHOP 1995; PEDERSON, 2001; SUMMERFIELD, 1991). Tais mecanismos podem ser distinguidos entre processos ascendentes (*bottom-up*) e descendentes (*top-down*) (BISHOP 1995). Processos ascendentes resultam em uma interceptação e subtração ativa de um sistema fluvial adjacente como, por exemplo, na retração de cabeceiras (por captura ou decapitação). Por outro lado, os processos descendentes levam um rio a se direcionar para outra bacia, como na situação dos desvios causados por migração, tectonismo ou fluxos catastróficos.

A captura fluvial (ou pirataria) é talvez o mecanismo de reorganização fluvial mais comumente reportado na literatura e ocorre quando um canal é interceptado por um sistema fluvial adjacente, geralmente com maior poder erosivo (erosão remontante) (BISHOP, 1995) (Figura 1 – A1, A2 e A3). Com isso, o fluxo a montante do ponto de interceptação é desviado para o canal capturador e, por vezes, parte jusante do canal capturado tem também seu fluxo invertido. O ponto no qual a captura ocorreu é indicado por uma mudança acentuada na direção do canal – o cotovelo de captura (na bacia capturadora) (Figura 1 – A3). Outras possíveis morfologias testemunho incluem (Figura 1 - A): (i) baixos divisores que marcam a porção do antigo vale fluvial que se transformou no novo interflúvio; (ii) vales secos (*wind gaps*) ou superdimensionados que marcam paleocanais fluviais que graças a captura de suas cabeceiras perderam seu fluxo hídrico de forma total ou parcial e; (iii) padrão de drenagem invertido (ortogonal/farpado) na bacia capturadora.

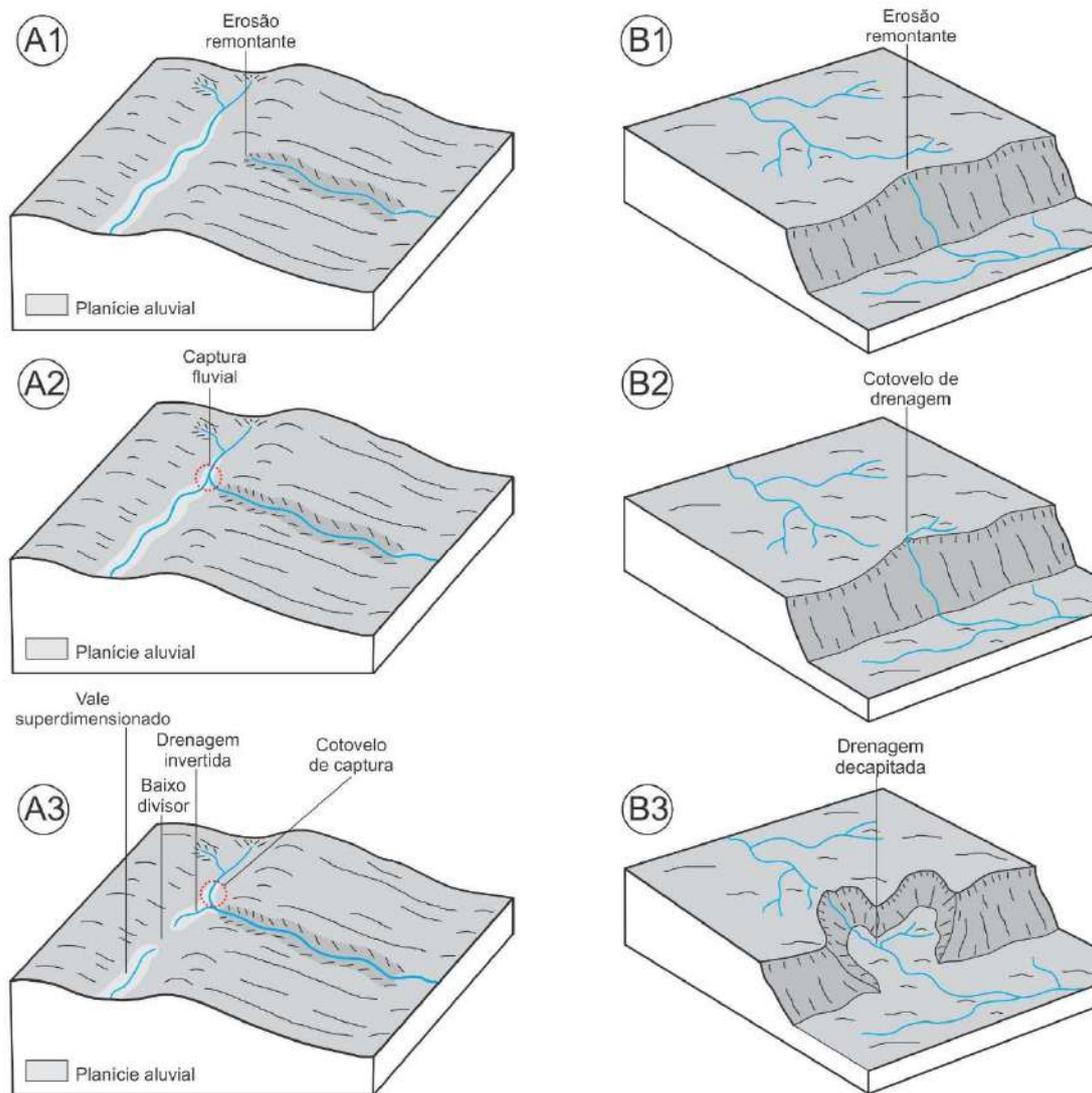


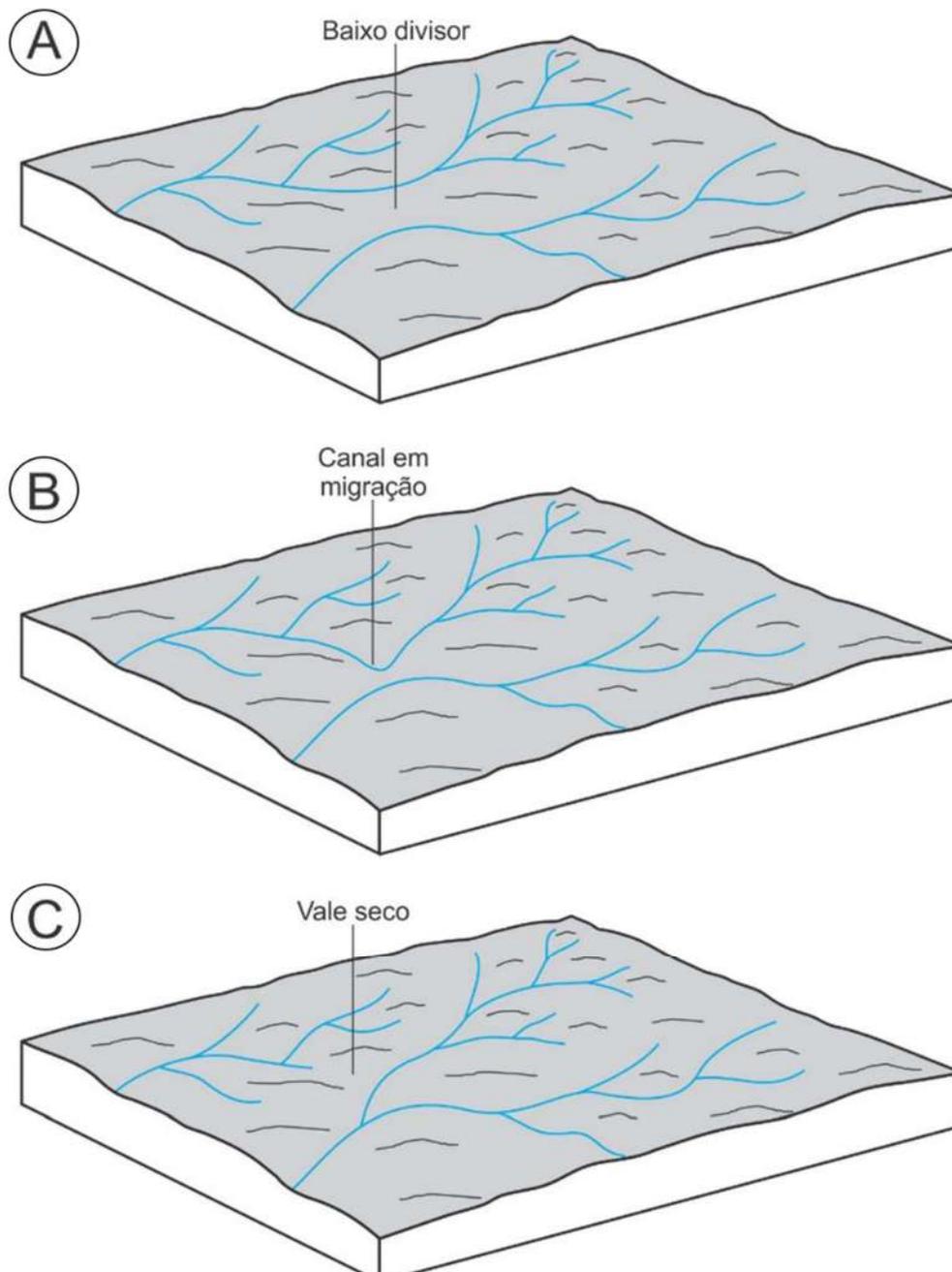
Figura 1. Modelos evolutivos esquemáticos de reorganização de drenagem: por captura (A1 – A2 – A3) e por decapitação (B1 – B2 – B3).

Já na captura subterrânea, a atuação erosiva remontante do nível freático de uma bacia rompe o divisor e captura os fluxos subterrâneos e áreas drenadas pela bacia capturada. Ocorre predominantemente em ambientes cársticos, sobretudo em regiões calcárias (PEDERSON, 2001).

A decapitação é a apropriação (ou abstração) de uma área drenada por um canal fluvial para outro adjacente sem preservar as linhas de drenagem da área apropriada (Figura 1 – B1, B2 e B3). Esse processo é muito comum em áreas escarpadas onde há grande diferença topográfica e denudacional entre as bacias hidrográficas vizinhas, uma em cada face da escarpa. No entanto, nesses casos, a intensa denudação pós-captura faz com que a maioria das evidências seja apagada da paisagem, tornando difícil a documentação desse processo (SCHIMIDT 1989; PRINCE et al. 2010; WILLETT *et al.*, 2014).

Por sua vez, o desvio fluvial decorre do redirecionamento ou da migração de uma drenagem para um sistema adjacente. É consequência da ação tectônica ou da avulsão

catastrófica por fluxos de alta magnitude que redirecionam os canais fluviais em direção às bacias hidrográficas vizinhas (Figura 2). Nesse tipo de reorganização fluvial há transferência de área e preservação das linhas de drenagem.



7

Figura 2. Modelo didático da evolução da rede de drenagem por desvio.

Quanto aos fatores que determinam a ocorrência da pirataria fluvial, Bishop (1995) entende que diferenças altimétricas entre os níveis de base e declividade das bacias hidrográficas são fatores comumente sugeridos como chaves para esse processo. Além disso, o mesmo autor não deixa de ressaltar que as dessemelhanças entre as litologias e estruturas também podem dificultar ou acelerar o processo erosivo e assim atuar como elementos chave no processo de pirataria fluvial. Sendo assim, o canal capturador

geralmente está associado a um nível de base local e/ou regional mais baixo e o processo será mais recorrente no caso de existir um divisor pouco elevado entre os canais envolvidos na captura, dado a ausência de grande obstáculo erosivo. Para Bishop (1995, 2007), essas observações aparentemente indicam que capturas fluviais ocorrem sob condições muito restritas e, portanto, são relativamente raras. Por sua vez, Pederson (2001) acrescenta que o material geológico no local onde a captura acontece deve ser suscetível a desagregação por processos mecânicos ou químicos, ou já deve estar desagregado. Este autor ainda argumenta que os padrões de fluxo de águas subterrâneas e os processos de solapamento a elas relacionados são importantes na maioria dos casos.

No entanto, com a reorganização da rede hidrográfica, não só os interflúvios são afetados, como também toda a dinâmica erosiva dos dois sistemas: capturado e capturador (MIKESELL *et al.* 2010; WILLET *et al.* 2014; WHIPPLE *et al.* 2017). Tais mudanças se refletem nos perfis longitudinais dos canais e podem aumentar ou diminuir a estabilidade do canal capturador e das vertentes, contribuindo para a continuidade ou não do processo de reorganização fluvial (WHIPPLE *et al.* 2017). Sendo assim, os processos de reorganização da rede de drenagem possuem grande relevância para a evolução da paisagem, pois afetam as taxas de denudação, o grau de dissecação das vertentes e a direção dos fluxos de energia e sedimentos, implicando em grandes mudanças no relevo e na hidrografia regional (WILLETT *et al.* 2014; WHIPPLE *et al.* 2017). Além disso, as capturas fluviais podem se refletir na fauna e flora, especialmente na migração de espécies aquáticas entre as diferentes bacias hidrográficas (RIBEIRO, 2006), algo que parece ter sido recorrente ao longo de toda a porção do continente Sul-americano localizada a leste da Cordilheira dos Andes (ALBERT e REIS, 2011).

3. EXEMPLOS BRASILEIROS: PEQUENAS CAPTURAS, GRANDES REARRANJOS DE DRENAGEM

As serras do Mar e da Mantiqueira (Figura 3) marcam o divisor entre as bacias litorâneas e continentais no sudeste brasileiro. Nessas escarpas predominam litotipos graníticos e gnáissicos e destacam-se na paisagem, graças à erosão diferencial, os granitos que sustentam os famosos pães-de-açúcar que frequentemente criam barreiras à erosão (SALGADO *et al.* 2014; MARENT *et al.* 2018). Apesar da proximidade com o litoral, as altitudes, por vezes, superam os dois mil metros, sendo comum se situarem acima dos mil metros em relação ao nível do mar (VIEIRA e GRAMANI, 2015; MARQUES NETO *et al.*, 2015). Entre as duas serras destaca-se ainda o Rift Continental do Sudeste do Brasil (RCSB) por onde, de modo geral, escoam a rede hidrográfica pertencente à bacia do Rio Paraíba do Sul (RICCOMINI *et al.*, 2004; RICCOMINI *et al.* 1989; 2010; ZÁLAN & OLIVEIRA, 2005) (Figura 3).

O fenômeno das capturas fluviais é muito recorrente ao longo de toda a extensão das serras do Mar e Mantiqueira (SILVA *et al.*, 2006; OLIVEIRA e QUEIROZ NETO, 2007; CHEREM *et al.*, 2012, 2013; SALGADO *et al.*, 2012, 2014, 2016; SORDI *et al.*, 2018), pois as cumeadas dessas serras subdividem bacias hidrográficas com nível de base

e energia bem diferenciadas. Por exemplo: alguns dos cursos fluviais que drenam a escarpa oceânica da Serra do Mar descem de altitudes superiores aos 2.000 metros para, em poucos quilômetros, alcançarem o Oceano Atlântico. Já os que se localizam no reverso dessa escarpa alcançam seus níveis de base aproximadamente aos mil metros de altitude quando fluem em direção à bacia hidrográfica do rio Paraná ou aos 600 - 400 metros no rio Paraíba do Sul. Por consequência, a energia e o *input* erosivo dos canais que drenam a escarpa oceânica de ambas as serras é muito maior do que a dos que fluem pelas escarpas continentais. O resultado desse desequilíbrio dinâmico de forças é um complexo recuo das escarpas em direção ao interior continental, favorecendo e sendo favorecido pelas capturas fluviais (SALGADO *et al.*, 2018).

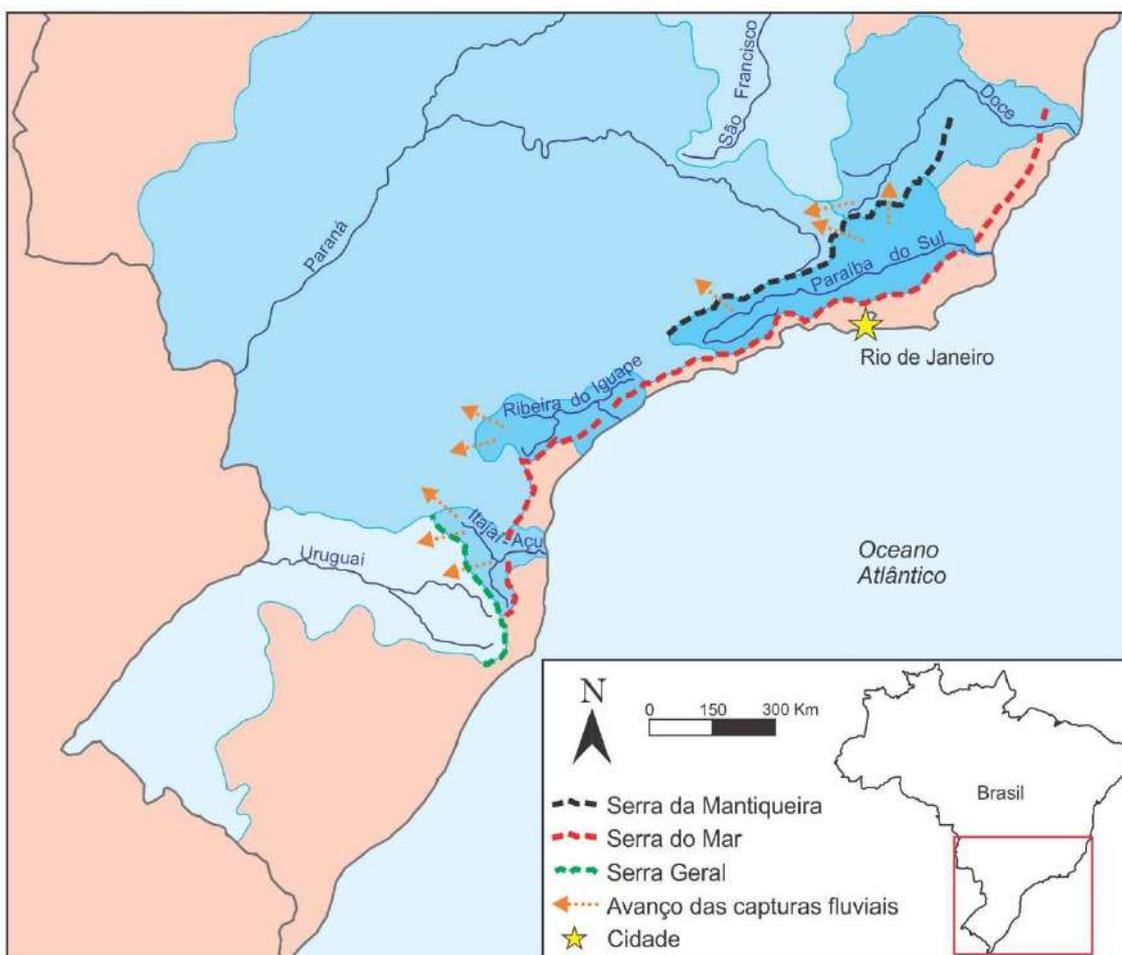


Figura 3. Localização das serras do Mar, da Mantiqueira e da Serra Geral (em sua porção catarinense) no Brasil e processos de reorganização associados.

Na Serra do Mar a maior parte das capturas identificadas ocorre entre canais fluviais de pequena ordem, marcados na paisagem por pronunciados cotovelos de drenagem (OLIVEIRA e QUEIROZ NETO, 2007). Nesse processo, as cabeceiras dos rios que drenam em direção à fachada atlântica interceptam as cabeceiras de seus pares que do outro lado da escarpa escoavam em direção ao interior continental. Por vezes essas capturas, mesmo sendo de pequena dimensão, permitem a expansão das bacias costeiras

para o reverso da escarpa da Serra do Mar (SALGADO *et al.*, 2014). Quando isso ocorre, há a tendência dos cursos fluviais que drenam a fachada atlântica da Serra do Mar ganharem área rapidamente. As bacias hidrográficas dos rios Itajaí-Açu e Ribeira do Iguape nas regiões Sul e Sudeste do Brasil são excelentes exemplos desse processo em estágio avançado. Ou seja, são bacias hidrográficas que, embora se situem na vertente continental da Serra do Mar, drenam diretamente para o Oceano Atlântico, pois possuem gênese em pequenas capturas fluviais que ao romperem a Serra do Mar encontraram facilidade para se expandirem no reverso da escarpa (SORDI *et al.*, 2015, 2018).

No entanto, mais do que na Serra do Mar, o processo de recuo das escarpas continentais sendo favorecido e, por sua vez favorecendo as capturas fluviais, possui no Brasil seus melhores exemplos ao longo das escarpas da Serra da Mantiqueira e da Serra Geral no Planalto de Santa Catarina (Figura 3) (CHEREM *et al.*, 2012, 2013; SALGADO *et al.*, 2012, 2016; SORDI *et al.*, 2015, 2018; PAIXÃO *et al.*, 2019; MARENT e VALADÃO, 2019). Nessas regiões é comum que o divisor hidrográfico entre as principais bacias hidrográficas – Paraná, Doce e Paraíba do Sul na Serra da Mantiqueira e Itajaí-Açu, Uruguai e Paraná na Serra Geral - não constitua em si uma linha de cumeada, mas sim um degrau no relevo onde uma bacia drena o patamar superior do degrau, outra o inferior, e o limite entre as duas se localiza no topo da escarpa (Figura 4). Neste contexto, o recuo erosivo da escarpa favorece que canais de primeira ordem que possuem suas cabeceiras no topo ou ao longo da escarpa e que fluem para a bacia hidrográfica que drena o patamar inferior, interceptem aqueles que escoam pelo patamar superior e os pirateiem. Entretanto, esta captura faz com que os cursos fluviais pirateados no topo da escarpa tenham mais energia e assim dissequem o relevo favorecendo novas capturas fluviais, bem como o próprio recuo da escarpa em um processo que se retroalimenta (Figura 4). Logo, a captura envolve três momentos distintos, nessa ordem: (i) a captura em si na parte superior do degrau no relevo, que causa total ou parcial modificação na direção do fluxo dos canais capturados; (ii) rebaixamento topográfico do relevo da área capturada graças à erosão mais intensa determinada pelo novo nível de base mais rebaixado; e (iii) recuo erosivo da escarpa e completa incorporação da área capturada ao nível inferior do degrau no relevo.

Vale ressaltar que, embora essas capturas fluviais sejam, em geral, de pequena dimensão, o continuar do processo ao longo do tempo geológico resultou inúmeras piratarías e considerável expansão de algumas bacias hidrográficas em detrimento de outras. Inclusive, eventos foram registrados no quaternário tardio (CAMELIER *et al.* 2018). Isso indica a recorrência desse processo com diferentes gerações de captura de variadas magnitudes podendo ser observadas na paisagem (CAMELIER *et al.* 2018; SALGADO *et al.* 2012; 2013; 2016; CHEREM *et al.*, 2012, 2013; SORDI *et al.* 2015; 2018).

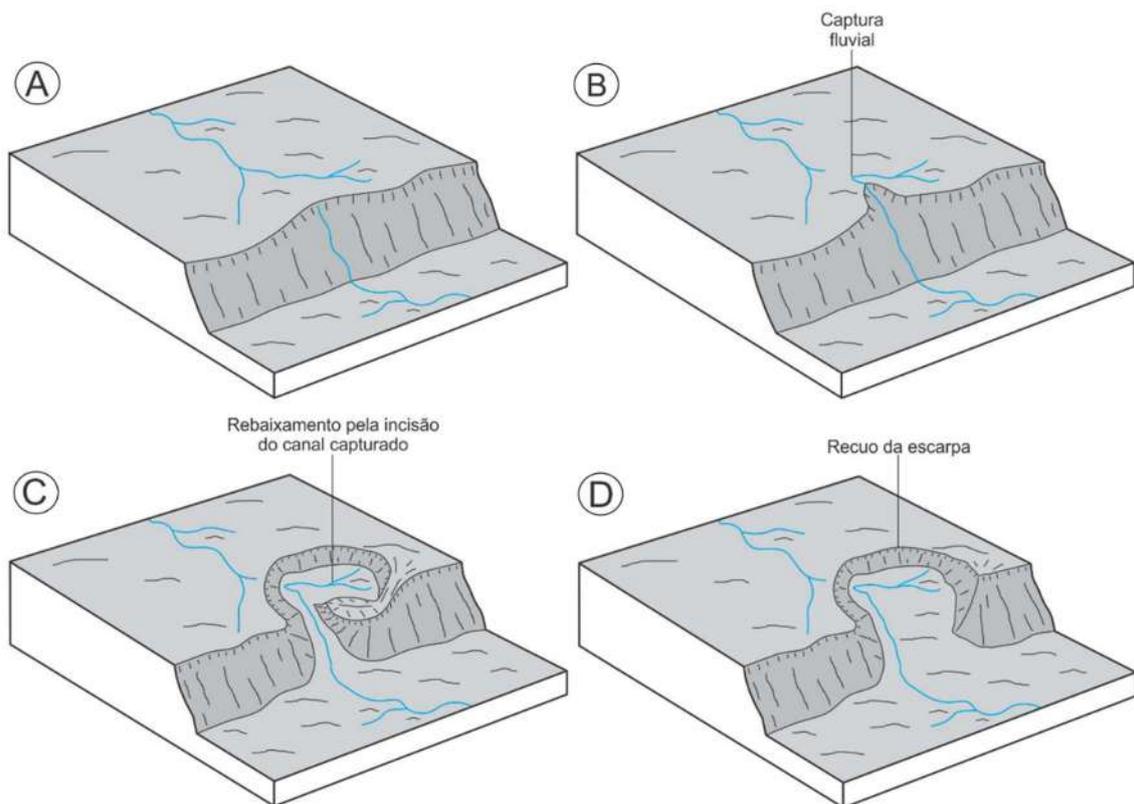


Figura 4: Modelo de evolução do processo de pirataria fluvial em áreas de degrau no relevo: Serra da Mantiqueira e Serra Geral de Santa Catarina.

No caso da Serra da Mantiqueira a bacia hidrográfica do rio Paraíba do Sul foi a grande pirata, a do rio Doce pirateou e foi pirateada e a do rio Paraná foi a grande perdedora de áreas (CHEREM *et al.*, 2012, 2013; SALGADO *et al.*, 2012, 2016; PAIXÃO *et al.*, 2019). Já na Serra Geral em Santa Catarina o Rio Itajaí-Açu, aquele mesmo que em um estágio inicial rompeu a Serra do Mar, pelo contínuo recuo de suas cabeceiras, progrediu rumo ao interior e roubou significativas áreas das bacias hidrográficas interiores dos rios Uruguai e Paraná (SORDI *et al.*, 2015, 2018).

4. EXEMPLOS BRASILEIROS: GRANDES REARRANJOS DE DRENAGEM NA REGIÃO AMAZÔNICA

No território brasileiro, os maiores eventos de reorganização fluvial ocorreram na Amazônia. Entre estes, talvez o mais intrigante seja aquele ainda em andamento e que foi narrado por von Humboldt e Bompland no início do século XIX e investigado no século XXI por Stokes *et al.* (2018) (Figura 5): a captura do rio Orinoco pelo rio Casiquiare, afluente do rio Negro (bacia do Amazonas) na fronteira sudeste da Venezuela com o Brasil, no interior da floresta Amazônica. Nessa região o alto rio Orinoco se subdivide em dois (Figura 5): (i) o braço mais antigo prossegue em direção ao Mar do Caribe e constitui o canal principal do próprio rio Orinoco e; (ii) o canal mais novo – rio Casiquiare – se dirige para o rio Negro, afluente do rio Amazonas.

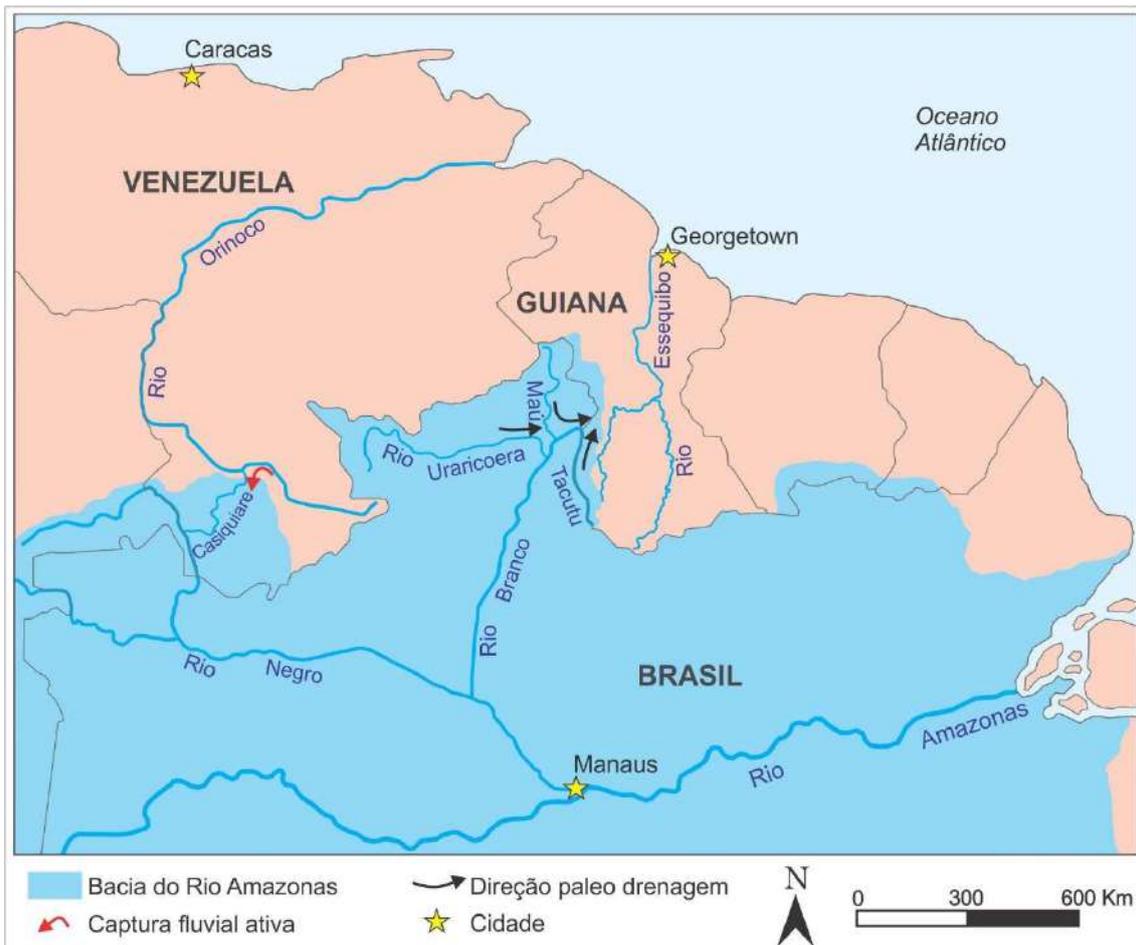


Figura 5: Localização dos eventos de reorganização de drenagem de maior magnitude na região amazônica.

O rio Orinoco, logo a jusante da bifurcação, assoreia o seu próprio leito e isto demonstra uma tendência para que seu fluxo hídrico se dirija cada vez mais para a bacia amazônica (STOKES *et al.*, 2018). Embora esse processo já dure pelo menos 200 anos, atualmente 75% da vazão ainda continua no rio Orinoco e apenas 25% se direciona para o rio Casiquiare. Quando completa, esta captura incorporará uma área de 40.000 km² à bacia Amazônica. Contudo, a duração da bifurcação desses canais, Casiquiare e Orinoco, por pelo menos dois séculos, sugere que a captura fluvial em planícies aluviais não é simples ou instantânea. Trata-se, antes de tudo, de um processo que pode se mostrar complexo, longo e dinâmico (STOKES *et al.*, 2018).

Entretanto, esta não é a única captura fluvial identificada na Amazônia setentrional. Guerra (1957), Berrangé (1975), Schaefer e Dalrymple (1996), Cremon *et al.* (2016) e Nascimento *et al.* (2019) sugerem que o setor norte da bacia do rio Branco em Roraima teria um curso preferencial em sentido SW-NE, em direção ao Mar do Caribe, formando uma bacia hidrográfica denominada Proto-Berbice (Figura 5). De fato, Nascimento (2020) demonstra que toda a alta bacia do rio Branco, abrangendo boa parte do território do Estado de Roraima, fluía em direção ao rio Essequibo. Porém, o mesmo autor aponta que, a exemplo do que ocorre com o rio Casiquiare, a captura dessa imensa área para a

bacia amazônica não foi um processo rápido ou simples. Os principais cursos fluviais formadores do rio Branco – rios Uraricoera, Tacutu e Maú – foram capturados um a um e passaram por uma série de fases antes de serem definitivamente incorporados à bacia amazônica. Entre essas fases, podem ser contabilizados momentos de endorreísmo em plena região amazônica (NASCIMENTO, 2020). Tal fato comprova a complexidade dos processos geomorfológicos na Amazônia.

Porém, a maior reorganização de drenagem já investigada na região amazônica ocorreu no próprio curso principal do rio Amazonas. Na verdade, não se trata de uma reorganização de drenagem clássica, mas sim de uma possível conexão entre dois sistemas fluviais após a inversão de fluxo de um deles (Figura 6). A evolução paleogeográfica do rio Amazonas possui estreita relação com o soerguimento da cadeia andina ao longo do Cenozoico. Contudo, a idade desse segmento fluvial transcontinental, se ele de fato existiu, e os mecanismos que levaram a sua conexão ainda são alvo de debates e incertezas. Estudos recentes indicam que a formação da bacia hidrográfica do rio Amazonas se iniciou com o soerguimento de montanhas na Cordilheira Oriental durante o Oligoceno e foi concluída ao final do Mioceno e início do Plioceno com o estabelecimento aproximado de seus limites atuais (HOORN, 2017) (Figura 6).

Em linhas gerais, os estudos de Figueiredo *et al.* (2009), Hoorn *et al.* (2010), Soares Júnior *et al.* (2012) e Albert *et al.* (2018) apontam que do Cretáceo Superior ao início do Mioceno existia um sistema de drenagem voltado para o Atlântico e outro para o Pacífico e/ou Caribe. O Arco de Purus, que separa as bacias sedimentares do Solimões e do Amazonas atuava também como divisor hidrográfico entre os dois sistemas fluviais (Figura 6). O rio de maior dimensão, voltado para o oeste, foi denominado Sanozama (Amazonas ao contrário). No Mioceno Médio, com a intensificação do soerguimento dos Andes, formou-se associado ao sistema fluvial ocidental o grande lago ou pântano Pebas, possivelmente conectado à época ao Mar do Caribe. Esse lago foi gradativamente assoreado, fato que culminou com a reversão de todo o sistema fluvial para o Oceano Atlântico ao final do Mioceno (Figura 6). Além da intensificação do soerguimento dos Andes, a conexão entre os dois sistemas fluviais estaria relacionada a uma queda global no nível do mar. Com base em análises geoquímicas e palinológicas em sedimentos na foz do rio Amazonas, Hoorn *et al.* (2017) situam entre 9,4 e 9 milhões de anos a transição desse sistema fluvial com nascentes em terras baixas tropicais para um rio transcontinental conectado aos Andes.

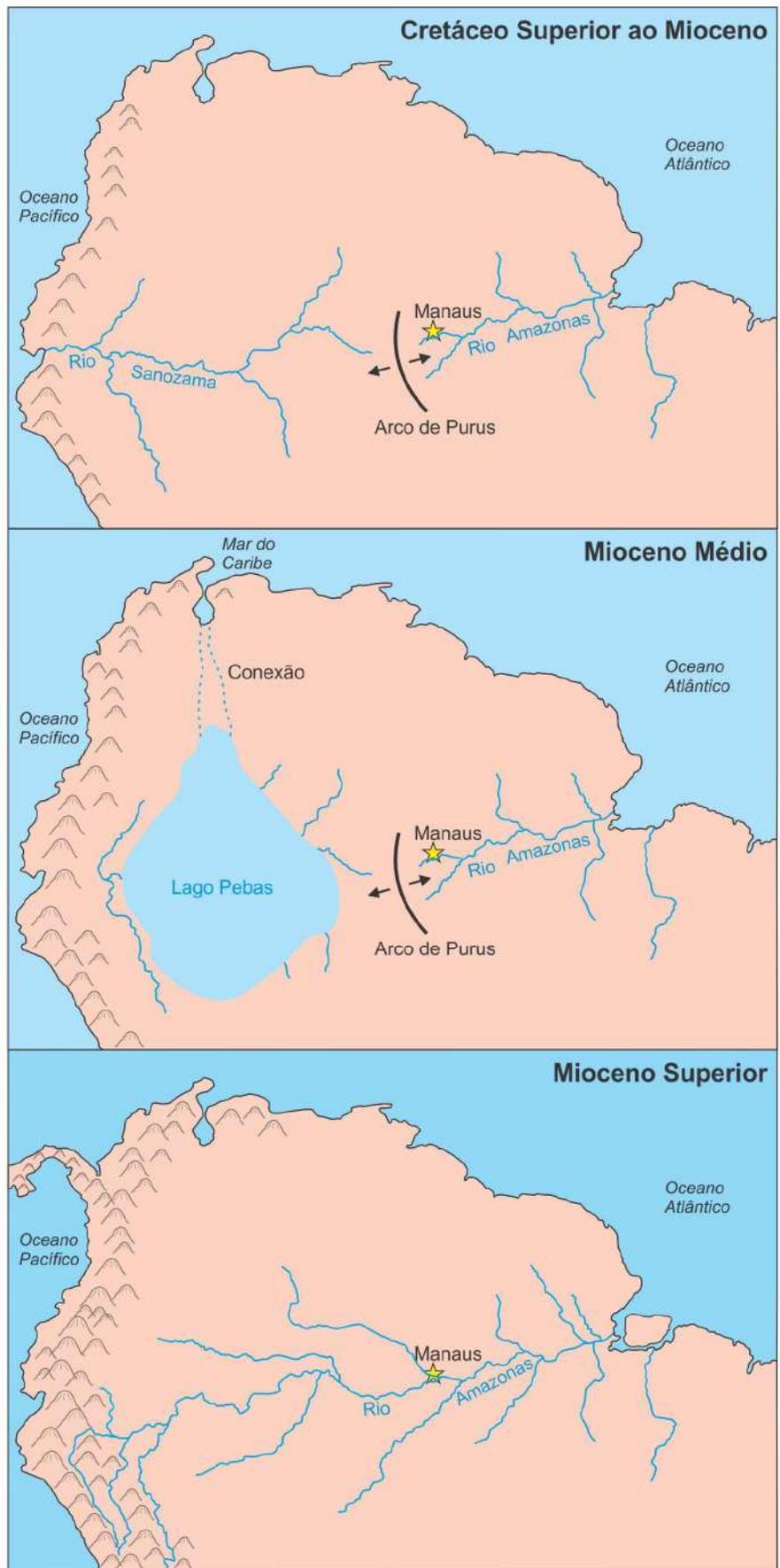


Figura 6. Síntese da evolução paleogeográfica do rio Amazonas.

5. EXEMPLOS BRASILEIROS: OS REARRANJOS DE DRENAGEM DE GRANDE MAGNITUDE NO NORDESTE BRASILEIRO

Não só na úmida Amazônia ocorrem processos de reorganização de drenagem de grande magnitude. Ab'Sáber (1998), ao lado do “cotovelo de Guararema” no rio Paraíba do Sul, destaca o “cotovelo de Petrolina-Juazeiro” no rio São Francisco (Figura 7) como uma das duas anomalias hidrográficas mais conhecidas no Brasil. A notável inflexão do rio São Francisco, que muda de uma direção geral SSW-NNE para NW-SE, não é formada por um único cotovelo, mas sim por uma transição gradativa de direção composta por diversos cotovelos de drenagem. O primeiro deles está situado na altura da cidade de Remanso, no norte baiano, enquanto o último situa-se nas proximidades de Cabrobró, em Pernambuco. Essa mudança anômala na direção do rio São Francisco leva a uma interpretação de que no passado ele seguia para norte, desaguando na margem equatorial brasileira (Figura 7). Portanto, o baixo curso do São Francisco ancestral corresponderia aproximadamente ao atual rio Parnaíba, que tem sua foz na divisa entre Maranhão e Piauí. O ponto de captura estaria junto ao primeiro cotovelo de drenagem, onde pouco a norte há um baixo divisor, como também já observaram Karner e Driscoll (1999). Esta interpretação encontra eco em Valadão (1998) que também afirma que no Paleógeno a organização espacial da rede hidrográfica era substancialmente diferente daquela que atualmente se observa no interior continental do Brasil Oriental. Um “rio São Francisco ancestral” se articulava à bacia do rio Parnaíba e tinha sua calha alojada no sinformal modelado nas rochas mesozoicas que compõem a Bacia Sedimentar Sanfranciscana. Para esse autor, a mudança de seu curso para a atual posição teria sido gradativa, decorrente de uma série de capturas fluviais que teriam sido condicionadas pela abertura de depressões interplanálticas em resposta a um soerguimento ocorrido no Mioceno Médio.

Porém, tal hipótese não é consensual. Além do eixo atualmente ocupado pelo vale do rio Parnaíba, outras possibilidades menos prováveis de continuidade do rio São Francisco para norte envolveriam os atuais vales dos rios Acaraú, Coreaú e Jaguaribe, todos situados no Ceará, a leste do rio Parnaíba. Neste caso, a fragmentação da antiga rede de drenagem poderia estar relacionada ao soerguimento do Planalto da Borborema e de áreas adjacentes, como a Chapada do Araripe. De qualquer modo, considerando a hipótese mais provável e com base na cronoestratigrafia das bacias marginais de Mundaú e Sergipe, Karner e Driscoll (1999) situam no Eoceno Médio a importante captura que teria envolvido as bacias dos rios Parnaíba e São Francisco. O rio Parnaíba deságua na margem da Bacia de Mundaú enquanto o rio São Francisco tem sua foz na margem da Bacia de Sergipe. Como consequência direta da reorganização de drenagem, o aporte sedimentar clástico e a incisão fluvial na margem da Bacia de Mundaú foram abruptamente reduzidos no Eoceno, diminuindo a deposição de turbiditos. Em contraste, o volume de turbiditos aumentou de forma acentuada na Bacia de Sergipe no mesmo período.

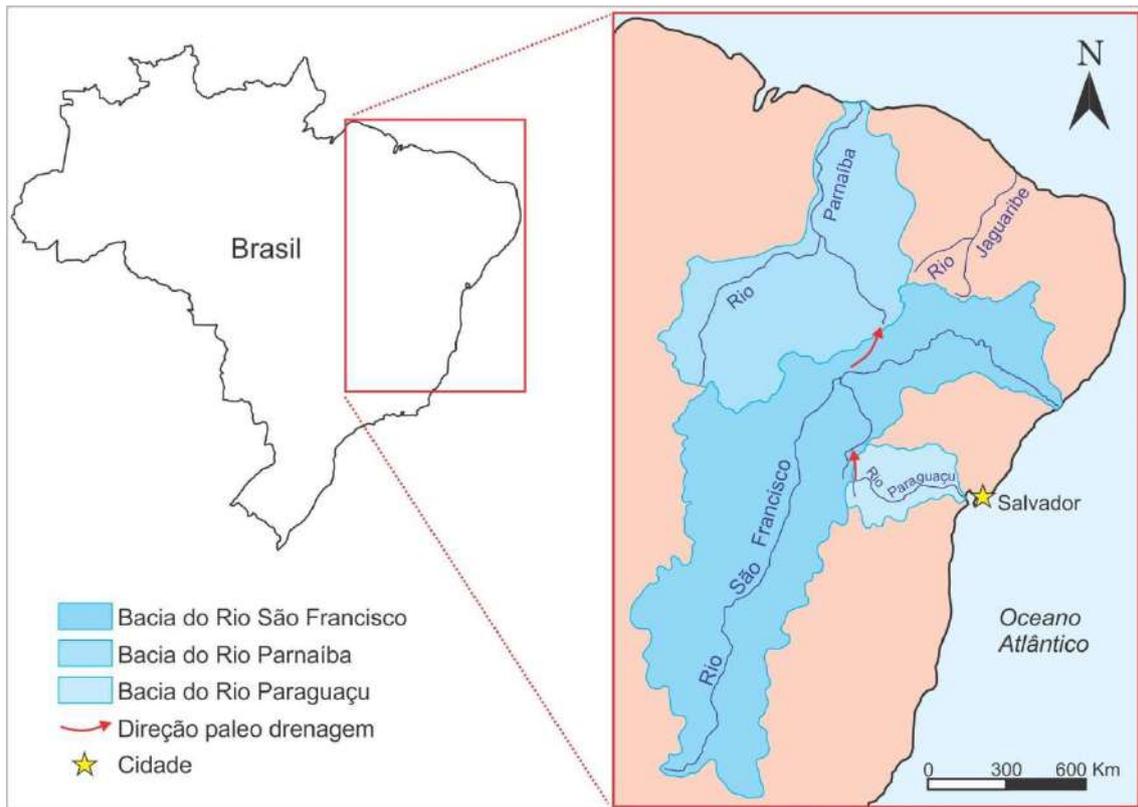


Figura 7. Localização das reorganizações de drenagem de maior magnitude no Nordeste brasileiro.

De menor dimensão, mas ainda envolvendo considerável área, foi recentemente identificada outra grande pirataria fluvial no semiárido brasileiro. Trata-se da captura fluvial, pela bacia hidrográfica do rio Paraguaçu, de quase toda a Chapada Diamantina/BA, que antes tinha a maior parte de seus canais fluindo em direção ao rio São Francisco (CORDEIRO, 2019) (Figura 7). Na verdade, o processo se deu por uma série de três capturas fluviais identificadas na região da Serra do Sincorá, cujo flanco leste recebe maior volume pluviométrico decorrente de chuvas orográficas. Duas das três capturas fluviais foram caracterizadas como resultado de erosão remontante onde as paleocabeceiras dos rios Paraguaçu e Santo Antônio, aproveitando do sistema estrutural, conseguiram romper a escarpa leste da Serra do Sincorá e alcançar o interior do pediplano que se localiza na porção central da Chapada Diamantina. Ao fazerem isso, interceptaram os cursos fluviais que drenavam em direção ao rio São Francisco e os incorporaram à rede de drenagem que verte mais diretamente para o Oceano Atlântico, estendendo assim as cabeceiras do rio Paraguaçu por vários quilômetros (CORDEIRO, 2019).

Como dito acima, houve ainda uma terceira grande captura fluvial durante esse processo na região da Chapada Diamantina (Figura 7). Esta merece créditos pela sua componente cárstica. De fato, a contínua erosão na porção superior da Serra do Sincorá levou à exposição dos metassiltitos, rochas mais tenras, e facilitou a incisão fluvial, atingindo os calcários localizados no mesmo patamar topográfico da bacia hidrográfica do rio Irecê (CORDEIRO, 2019). Ao atingir a região com presença de sumidouros no

qual ocorrem rochas calcárias, adveio a captura cárstica a partir da interceptação de condutos subterrâneos. Tal evento levou à inversão de parte da rede de drenagem da bacia hidrográfica do rio Irecê. Ou seja, águas localizadas muito à jusante do ponto onde houve a interceptação fluvial e que por isso não deveriam ter sido capturadas, acabaram sendo incorporadas à bacia hidrográfica do rio Paraguai por processos subterrâneos que inverteram seus fluxos.

6. EXEMPLOS BRASILEIROS: OS PRINCIPAIS EVENTOS DE REORGANIZAÇÃO DE DRENAGEM DAS REGIÕES SUDESTE E CENTRO-OESTE

Embora de menor dimensão, na região Centro-Oeste do Brasil também foram identificados processos de reorganização de drenagem. Por exemplo: no Pantanal ocorreu um desvio através de avulsão fluvial, pois o antigo rio Aquidauana, que desaguava no rio Negro, desviou seu curso em períodos de grandes inundações pelo extravasamento de suas águas para a planície adjacente (Figura 8). Tal fenômeno configura-se como reorganização parcial, uma vez que em períodos de grandes inundações o fluxo d'água do paleo canal do rio Aquidauana na planície é reativado (SANTOS *et al.*, 2012). Falhas e fraturas condicionando o traçado dos canais e movimentações neotectônicas favoreceram a ocorrência do fenômeno (FACINCANI *et al.*, 2018).

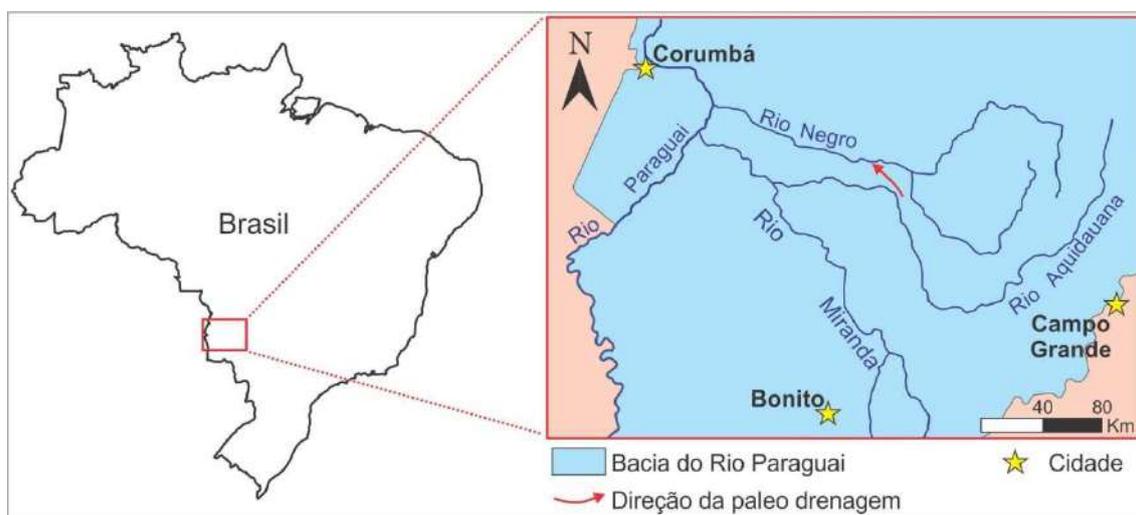


Figura 8: Localização da reorganização de drenagem no rio Aquidauana, Pantanal Mato-grossense.

Outras reorganizações ocorrem nos divisores hidrográficos das bacias dos rios Paraná, São Francisco e Araguaia/Tocantins. Cherem *et al.* (2014) e Salgado *et al.* (2018) reconheceram o avanço da bacia hidrográfica do rio São Francisco, na Depressão Sanfranciscana, sobre a bacia hidrográfica do rio Paraná, no Planalto Central (Figura 9). Por sua vez, Silva *et al.* (2019) identificaram o avanço da bacia hidrográfica do rio Tocantins, na Depressão do Paraná, sobre a bacia hidrográfica do rio São Francisco, nos Patamares da Serra Geral de Goiás/São Francisco (Figura 9). Nestes casos, a diferença de nível de base entre depressões e planaltos foi responsável pela maior agressividade dos

grande canal fluvial. Ocorre ainda na mesma região um notável cotovelo de drenagem onde a direção geral do rio Grande sofre uma brusca mudança de SSE-NNW para E-W. Tal mudança situa-se no ponto em que o rio cruza os quartzitos da Serra da Pimenta (MG), em uma típica drenagem transversal que torna ainda mais peculiar o quadro geomorfológico regional.

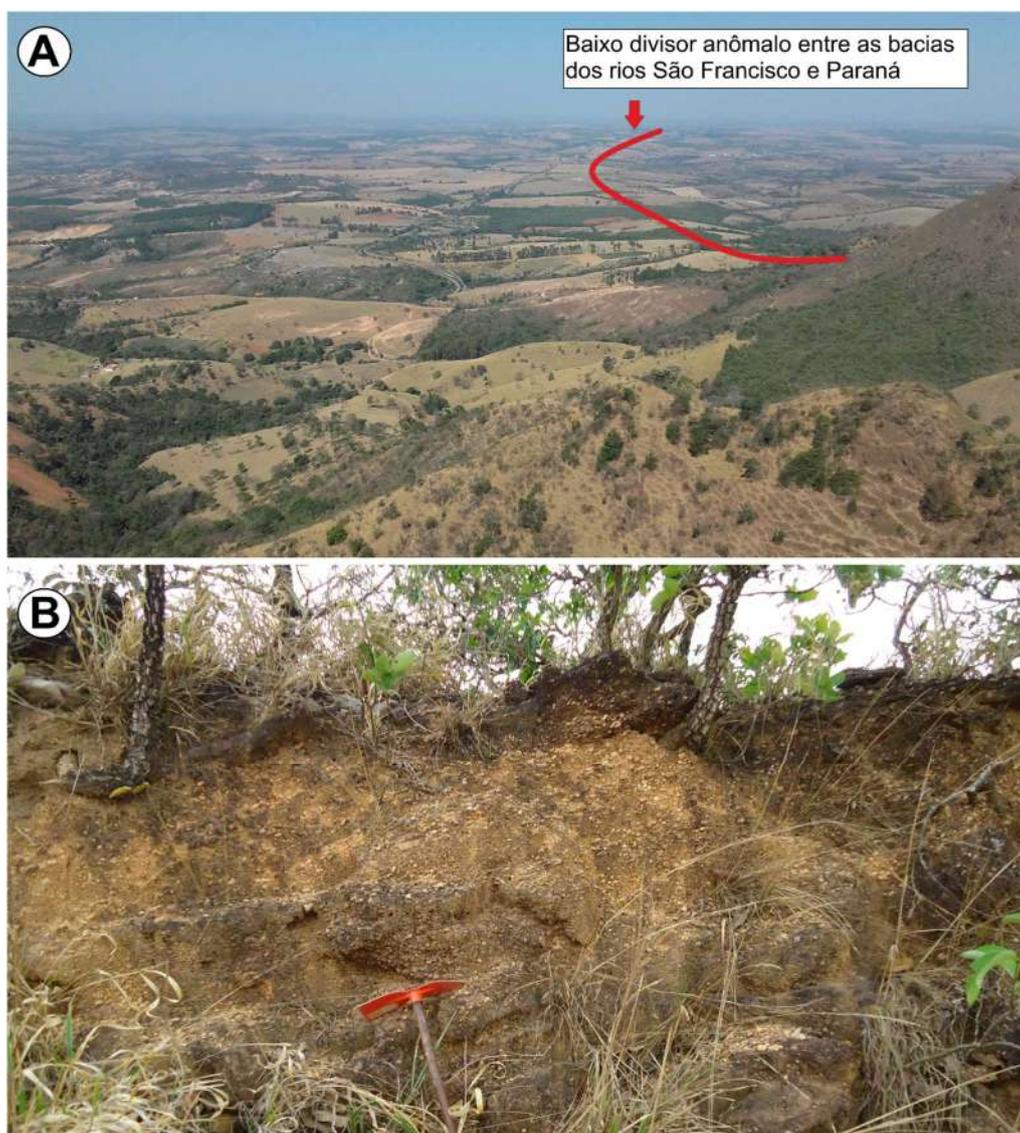


Figura 10: (A) Baixo divisor anômalo entre as bacias hidrográficas dos rios Paraná e São Francisco; (B) Depósito sedimentar localizado no interflúvio Paraná/São Francisco no local do cotovelo de drenagem.

De acordo com Rezende *et al.* (2018), o divisor ancestral entre as bacias hidrográficas do Paraná e do São Francisco coincidia regionalmente com o eixo soerguido NNW-SSE correspondente a intrusões alcalinas Neocretáceas que ocorrem a NE da bacia sedimentar do Paraná. No Mioceno Médio um soerguimento generalizado teria levado ao rompimento do antigo divisor hidrográfico ocasionando a captura fluvial e a superimposição da drenagem e a abertura de depressões periféricas a partir das quais se

deu o recuo erosivo dos afluentes do rio Paraná. É digno de nota o fato de essa reorganização ter gerado a transferência de uma área de drenagem de dimensões consideráveis – na ordem de dezenas de milhares de km² - já que abarca quase todo o sul de Minas Gerais (Figura 9).

7. CONSIDERAÇÕES FINAIS

Processos de reorganização da drenagem permitem melhor compreender a morfogênese do nosso território e a distribuição da fauna aquática das águas doces da América do Sul. Eventos de pequena dimensão, embora sejam mais recorrentes e tenham sido mais bem estudados, não são os únicos descritos no Brasil. Foram também relativamente comuns grandes rearranjos de drenagem e o estudo desses casos parece ser a grande contribuição que a geomorfologia brasileira pode trazer para o debate internacional do tema.

Eventos de menor magnitude são comuns nos escarpamentos de margem passiva da América do Sul, notadamente nas serras do Mar, da Mantiqueira e Geral de Santa Catarina. Estas regiões são geralmente caracterizadas por um relevo em degraus, onde as bacias hidrográficas que alcançam o oceano mais rapidamente drenam o patamar inferior e aquelas que perfazem um trajeto mais longo ocupam o patamar superior. O recuo desses escarpamentos é precedido por capturas fluviais que incorporam áreas das bacias hidrográficas que drenam o nível superior para aquelas que vertem para o nível inferior. Essas piratarrias fluviais, embora de pequena dimensão, são tão recorrentes que, ao longo do tempo geomorfológico, permitiram considerável expansão das bacias hidrográficas oceânicas em direção ao interior continental.

Em outras regiões do Brasil ressaltam-se os processos de rearranjo de drenagem de maior dimensão. Destacam-se os exemplos da Amazônia Setentrional e do rio São Francisco. Merece destaque também o rio Paraná que através do seu principal formador – rio Grande – apresenta fortes evidências de ter incorporado para sua bacia hidrográfica algumas dezenas de milhares de quilômetros quadrados que antes fluíam em direção ao rio São Francisco em um raro processo onde, entre dois dos cinquenta maiores cursos fluviais do mundo, a principal nascente de um se transformou na do outro.

Por fim, é possível concluir que o tema ainda necessita ser muito pesquisado no Brasil. De fato, há áreas imensas do território brasileiro que jamais foram investigadas no que toca aos processos de reorganização da drenagem e, embasado na alta relevância e grande ocorrência do fenômeno nas poucas regiões pesquisadas, existe um alto potencial para investigação científica.

Referências Bibliográficas

AB'SÁBER, A. N. Megageomorfologia do território brasileiro. *In*: Cunha, S. B.; Guerra, A. (Orgs.). Geomorfologia do Brasil. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, 1998, p. 71-106.

AB'SÁBER, A. N. O problema das conexões antigas e da separação da drenagem do Paraíba e Tietê. **Boletim Paulista de Geografia**, n. 26, p. 38-49, 1957.

- ALBERT J. S.; REIS R. E. **Historical Biogeography of Fresh Waters**. Berkeley: UNIVERSITY of California Press, 2011. 388p.
- ALBERT, J. S.; VAL, P.; HOORN, C. The changing course of the Amazon River in the Neogene: center stage for Neotropical diversification. **Neotropical Ichthyology**, v. 16, n. 3, e180033, 2018.
- BERRANGÉ, J. P. The Geomorphology of Southern Guyana with Special Reference to the Development of Planation Surfaces. *In*: CONFERÊNCIA GEOLÓGICA INTERGUIANAS, 1975, Belém. **Anais...** Belém: Departamento Nacional da Produção Mineral, 1975. p. 804–824.
- BISHOP, P. Drainage rearrangement by RIVER capture, beheading and diversion. **Progress in Physical Geography**, v. 19, n. 4, p. 449-473, 1995. DOI: 10.1177/030913339501900402
- BISHOP, P. Long-term landscape EVOLUTION: Linking tectonics and surface processes. **Earth Surface Processes and Landforms**, v. 32, n. 3, p. 329–365, 2007. DOI: 10.1002/esp.1493
- CAMELIER, P.; MENEZES, N. A.; COSTA-SILVA, G. J.; OLIVEIRA, C.. Molecular and morphological data of the freshwater fish *Glandulocauda melanopleura* (Characiformes: CHARACIDAE) provide evidences of river captures and local differentiation in the Brazilian Atlantic Forest. **PLoS ONE**, v. 13, n. 3, p. e0194247, 2018. DOI: 10.1371/journal.pone.0194247
- CHEREM, L. F. S.; VARAJÃO, C. A. C.; BRAUCHER, R.; BOURLÈS, D.; SALGADO, A. A. R.; VARAJÃO, F. D. C. V. Long-term evolution of denudational escarpments in southeastern Brazil. **Geomorphology**, v. 173, p. 118-127, 2012. 118–127. DOI: 10.1016/j.geomorph.2012.06.002.
- CHEREM, L. F. S.; VARAJÃO, C. A. C.; BRAUCHER, R.; BOURLÈS, D.; SALGADO, A. A. R.; VARAJÃO, A. C. O papel das capturas fluviais na morfodinâmica das bordas interplanálticas do sudeste do Brasil. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 14, n. 4, p. 299-308, 2013. DOI: 10.20502/RBG.V14I4.325
- CHEREM, L. F. S.; ZANCOPE, M. H. C.; BAYER, M. MACRO CAPTURA FLUVIAL NO NORDESTE DO PLANALTO CENTRAL: resultados preliminares. **Revista Geonorte**, Edição Especial, v. 10, n. 4, p. 86-91, 2014.
- CORDEIRO, C. M. **Evolução da rede de drenagem na Aacia do Alto Paraguaçu: Capturas fluviais, drenagem transversa e pirataria de bacias**. 2019. 162 f. Tese (Doutorado) – UFMG, Belo Horizonte, 2019.
- CREMON, E. H.; ROSSETTI, D. F.; SAWAKUCHI, A. O.; COHEN, M. C. L. The role of tectonics and climate in the late Quaternary evolution of a northern Amazonian River. **Geomorphology**, v. 271, p. 22-39, 2016. DOI: 10.1016/j.geomorph.2016.07.030
- FACINCANI, E. M.; DOURADO, G. F. A importância do controle estrutural e da neotectônica na gênese e evolução do Megaleque do Aquidauana. *In*: SIMPÓSIO DE GEOTECNOLOGIAS NO PANTANAL, 7, 2018, Jardim. **Anais...** São José dos Campos: INPE, 2018. P. 352-361.
- FIGUEIREDO, J. J. J. P.; HOORN, C.; VAN DER VEN, P.; SOARES, E. Late Miocene onset of the Amazon River and the Amazon deep-sea fan: Evidence from the Foz do Amazonas Basin. **Geology**, v. 37, n. 7, p. 619-622, 2009.
- GUERRA, A. T. **Estudo Geográfico do Território Federal de Roraima**. Rio de Janeiro:

- IBGE-INSTITUTO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA E ESTATÍSTICA, 1957. 252P.
- HOORN, C.; BOGOTÁ-A, G. R.; ROMERO-BAEZ, M.; LAMMERTSMA, E. I.; FLANTUA, S. G. A.; DANTAS, E. L.; DINO, R.; CARMO, D. A.; CHEMALE, F. The Amazon at sea: Onset and stages of the Amazon River from a marine record, with special reference to Neogene plant turnover in the drainage basin. **Global and Planetary Change**, v. 153, p. 51-65, 2017. DOI: 10.1016/J.GLOPLACHA.2017.02.005
- HOORN, C.; WESSELINGH, F. P.; TER STEEGE, H.; BERMUDEZ, M. A.; MORA, A.; SEVINK, J.; SANMARTÍN, I.; SANCHEZ-MESEGUER, A.; ANDERSON, C. L.; FIGUEIREDO, J. P.; JARAMILLO, C.; RIFF, D.; NEGRI, F. R.; HOOGHIEMSTRA, H.; LUNDBERG, J.; STADLER, T.; SÄRKINEN, T.; ANTONELLI, A. Amazonia through time: Andean uplift, climate change, landscape evolution, and biodiversity. **Science**, v. 330, n. 6006, p. 927-931, 2010. DOI: 10.1126/science.1194585
- KARNER, G. D; DRISCOLL, N. W. TECTONIC and stratigraphic development of the West African and eastern Brazilian Margins: insights from quantitative basin modelling. *In*: CAMERON, N. R.; BATE, R. H.; CLURE, V. S. (eds.) **The Oil and Gas Habitats of the South Atlantic**. Geological Society, London: Special Publications, 1999, v. 153, p. 11-40. DOI: 10.1144/GSL.SP.1999.153.01.02
- MARENT, B. R.; SALGADO, A. A. R.; SANTOS, L. J. C.; PAULA, E. V.; BARRETO, H. N.; VARAJAO, C. A. C. Importância da Denudação Diferencial nos Granitoides da Serra do Mar para a Evolução do Relevo da Região da Baía de Antonina - PR, Brasil. **Geosul**, v. 33, n. 67, p. 200-213, 2018. DOI: 10.5007/2177-5230.2018V33N67P200
- Marent, B.R.; VALADÃO, R. C. CONTRIBUIÇÃO AOS ESTUDOS DA EVOLUÇÃO DA ESCARPA ENTRE AS BACIAS HIDROGRÁFICAS dos rios Doce e Paraíba do Sul, na Serra da Mantiqueira-MG-Brasil. **GEOUSP (USP)**, v. 23, p. 417-434, 2019. DOI: <https://doi.org/10.11606/issn.2179-0892.geousp.2019.137398>
- MARQUES NETO, R.; PEREZ FILHO, A.; OLIVEIRA, T. A. Itatiaia Massif: morphogenesis of southeastern brazilian highlands. *In*: VIEIRA, B.; SALGADO, A. A. R. SANTOS, L. J. C. (ed.). **Landscapes and landforms of Brazil**. Dordrecht: Springer, 2015. p. 299-308.
- Mikesell, L. R.; Weissmann G. S.; KARACHEWSK, J. A. Stream capture and piracy recorded by provenance influvial fan strata. **Geomorphology**, v. 115, n. 3-4, p. 267-277, 2010. DOI: 10.1016/j.geomorph.2009.04.025
- NASCIMENTO, F. 2020. O papel dos processos de reorganização de drenagem na morfogênese neógena da alta/média bacia hidrográfica do Rio Branco. Belo Horizonte: Universidade Federal de Minas Gerais. Tese de Doutorado.133p.
- Nascimento, F.; SALGADO, A. A. R.; GOMES, A. A. T. 2019. Evidências de rearranjos fluviais no interflúvio Amazonas-Essequibo-Amazônia setentrional. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 20, n. 3, p. 664-671, 2019. DOI: 10.20502/rbg.v20i3.1520
- Oliveira D.D.; Queiroz NETO, J.P.D. Evolução do relevo na Serra do Mar no estado de São Paulo a partir de uma captura fluvial. **GEOUSP-Espaço e Tempo**, n. 22, p. 73-90, 2007. DOI: /10.11606/issn.2179-0892.geousp.2007.74067
- PAIXÃO R. W.; SALGADO A. A. R.; FREITAS M. M. Morfogênese do divisor hidrográfico Paraná/Paraíba do Sul: O caso da sub-bacia do Paraíbuna. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 20, n. 1, p. 119-136, 2019. DOI: 10.20502/rbg.v20i1.1498

Pederson, D. T. Stream Piracy Revisited: A Groundwater-Sapping Solution. **GSA Today**, v.11, n. 9, p. 4–11, 2001.

PRINCE, P.S.; SPOTILA, J.A.; HENIKA, W.S. New physical evidence of the role of stream capture in active retreat of the Blue Ridge escarpment, southern Appalachians. **Geomorphology**, 123, p. 305-319, 2010.

REZENDE, E. A.; SALGADO, A. A. R.; CASTRO, P. T. A. Evolução da rede de drenagem e evidências de antigas conexões entre as bacias dos rios Grande e São Francisco no sudeste brasileiro. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 19, n. 3, p. 483-501, 2018.

RIBEIRO, A. C. Tectonic history and the biogeography of the freshwater fishes from the coastal drainages of eastern Brazil: an example of faunal evolution associated with a divergent continental margin. **Neotropical Ichthyology**, v. 4, n. 2, p. 225–246, 2006. DOI: /10.1590/S1679-62252006000200009

RIBEIRO, A. C., RICCOMINI, C., LEITE, J. A. D. Origin of the largest South American transcontinental water divide. **Sci Rep**, v. 8, n. 1, p. 1-8 17144, 2018. DOI: 10.1038/s41598-018-35554-6

RICCOMINI, C.; GROHMANN, C. H.; SANT'ANNA, L. G.; HIRUMA, S. T. A captura das cabeceiras do Rio Tietê pelo Rio Paraíba do Sul. *In*: MODENESI-GAUTTIERI, M. C.; BARTORELLI, A.; MANTESSO-NETO, V.; CARNEIRO, C. D. R.; LISBOA, M. B. A. L. (Org.). **A Obra de Aziz Nacib Ab'Sáber**. São Paulo: Beca, 2010. p. 157-169.

RICCOMINI, C.; SANT'ANNA, L. G.; FERRARI, A. L. Evolução geológica do rift continental do Sudeste do Brasil. *In*: MANTESSO-NETO, V., BARTORELLI, A., CARNEIRO, C. D. R., BRITO-NEVES, B. B. **Geologia do continente Sul-Americano: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida**. São Paulo: Beca, 2004. p. 383-405.

SALGADO, A. A. R., MARENT, B. R., CHEREM, L. F. S., BOURLES, D., SANTOS, L. J. C., BRAUCHER, R., BARRETO, H. N. Denudation and retreat of the Serra do Mar escarpment in southern Brazil derived from in situ-produced ¹⁰Be concentration in river sediment. **Earth Surface Process and Landforms**, v. 39, n. 3, p. 311-319, 2014. DOI: 10.1002/esp.3448

SALGADO, A. A. R.; CHEREM, L. F. S.; SORD, M. V. Grandes capturas fluviais no Brasil: síntese das novas descobertas. **Estudos do Quaternário**, n. 19, p. 23-31, 2018. DOI: 10.30893/eq.v0i19.176.

SALGADO, A. A. R.; REZENDE, E. A.; BOURLÈS D.; BRAUCHER R.; SILVA, J. R.; GARCIA R. A. Relief evolution of the Continental Rift of Southeast Brazil revealed by in situ produced ¹⁰Be concentrations in river-borne sediments. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 67, p. 89-99, 2016. DOI: 10.1016/j.jsames.2016.02.002

SALGADO, A. A. R.; SOBRINHO, L. C. G.; CHEREM, L. F. S.; VARAJÃO, C. A. C.; BOURLÈS, D.; BRAUCHER, R.; MARENT, B. R. Estudo da evolução da escarpa entre as bacias do Doce/Paraná em Minas Gerais através da quantificação das taxas de desnudação. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 13, n.2, p. 213-222, 2012.

SANTOS, R. M.; FACINCANI, E. M.; ARANTES, W. P.; NUNES, T. L.; QUIRINI, P. B. Rio Aquidauana antigo afluente do rio Negro: Quaternário do Pantanal Mato-grossense. *In*: SIMPÓSIO DE GEOTECNOLOGIAS NO PANTANAL, 4., 2012, Bonito. **Anais...** Brasília: Embrapa, 2012. p. 478-485.

SCHAEFER, C. E.; DALRYMPLE. Pedogenesis and relict properties of soil with columnar structure from Roraima, North Amazonia. **Geoderma**, v. 71, n. 1-2, p. 1-17, 1996. DOI: 10.1016/0016-7061(95)00073-9

- SILVA, T. A.; SALGADO, A. A. R.; SOUZA, F. C. R. Morfogênese do Interflúvio Tocantins/São Francisco na Região do Rio Paraná. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 20, n. 2, p. 273-285, 2019. DOI:10.20502/rbg.v20i2.1514
- SILVA, T. M.; MONTEIRO; H. S. CRUZ, M. A.; MOURA, J. R. S. Anomalias de drenagem e evolução da paisagem no médio vale do rio Paraíba do Sul (RJ/SP). **Anuário do Instituto de Geociências**, v. 29, n. 2, p. 210-224, 2006.
- SOARES JÚNIOR, A. V.; HASUI Y.; BEMERGUY R. L. O Rio Amazonas. *In*: Hasui, Y.; Carneiro, C. D. R.; Almeida, F. F. M.; Bartorelli, A. (org.). **Geologia do Brasil**. São Paulo: Beca, 2012. p. 611-622.
- SORDI, M. V.; SALGADO, A. A. R.; PAISANI, J. C. Evolução do relevo em áreas de tríplice divisor de águas regional – o caso do planalto de Santa Catarina: uma análise morfoestrutural. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 16, n. 4, 2015.
- SORDI, M. V.; SALGADO, A. A. R.; SIAME, L.; BOURLÉS, D.; PAISANI, J. C.; LEANNI, L.; BRAUCHER, R.; COUTO, E. V. Implications of drainage rearrangement for passive margin escarpment evolution in southern Brazil. **Geomorphology**, v. 306. 155-169, 2018. DOI: 10.1016/j.geomorph.2018.01.007
- STOKES, M. F., GOLDBERG, S. L., TAYLOR PERRON, J. Ongoing River Capture in the Amazon. **Geophysical Research Letters**, v. 45, n. 11, p. 5545-5552, 2018. DOI: 10.1029/2018GL078129
- SUMMERFIELD, M. A. **Global Geomorphology**: an introduction of the study of landforms. Essex: Longman Scientific & Technical, 1991. 537p.
- VALADÃO, R. C. **Evolução de longo termo do relevo do Brasil Oriental: desnudação, superfícies de aplanamentos e soerguimentos crustais**. 1998. 243 p. Tese (Doutorado em Geologia). Instituto de Geociências, Universidade Federal da Bahia, Salvador, 1998.
- VIEIRA, B. C.; GRAMANI, M. F. Serra do Mar: the most “tormented” relief in Brazil. *In*: VIEIRA, B.; SALGADO, A. A. R. SANTOS, L. J. C. (ed.). **Landscapes and landforms of Brazil**. Dordrecht: Springer, 2015. p. 285-297.
- WHIPPLE, K. X., FORTE, A. M., DIBIASE R. A. GASPARINI., N. M., OUIMET W. B. Timescales of landscape response to divide migration and drainage capture: Implications for the role of divide mobility in landscape evolution, **Journal Geophysical Research Earth Surface**, v. 22, p. 248–273, 2017. DOI:10.1002/2016JF003973.
- WILLETT, S. D.; MCCOY, S. W.; PERRON, J. T.; GOREN, L.; CHEN, C. Y. Dynamic reorganization of river basins. **Science**, v. 343, n. 6175, p. 1248765, 2014. DOI: 10.1126/science.1248765
- ZALÁN P. V.; OLIVEIRA J. A. B. Origem e evolução estrutural do Sistema de rifte Cenozóicos do Sudeste do Brasil. **Boletim de Geociências da Petrobrás**, v. 13, n. 2, p. 269–300, 2005.

4. AVALIAÇÃO INTEGRADA DE SISTEMAS FLUVIAIS: SUBSÍDIO PARA IDENTIFICAÇÃO DE VALORES PATRIMONIAIS

Carmélia Kerolly Ramos de Oliveira¹, Paulo de Tarso Amorim Castro¹ & Úrsula de Azevedo Ruchkys²

¹ Departamento de Geologia - Escola de Minas, Universidade Federal de Ouro Preto – Campus Morro do Cruzeiro, 35400-000, Ouro Preto MG Brasil; carmeliageo2008@gmail.com; ptcastro@ig.com.br

² Departamento de Cartografia e Programas de Pós- Graduação em Geografia e em Análise e Modelagem de Sistemas Ambientais, Universidade Federal de Minas Gerais. Av. Antônio Carlos, 6.627, 31270-901, Belo Horizonte, Brasil; tularuchkys@yahoo.com.br

Resumo: O reconhecimento dos valores patrimoniais em cursos d'água é imprescindível para inventariar, classificar, valorizar e gerir os sistemas fluviais. A avaliação e classificação de um rio ou segmento de rio como patrimônio fluvial é uma tarefa transdisciplinar de entender os elementos naturais na ótica sistêmica, onde as esferas bióticas, abióticas e humana interajam. O patrimônio fluvial se caracteriza não por trechos de rios comuns, mas de rios com aspectos singulares em termos de geodiversidade, histórico-culturais, ecológicos, serviços geossistêmicos, qualidade ambiental e de paisagens com alta qualidade cênica. Nesse contexto, o capítulo tem o objetivo de apresentar os avanços sobre os estudos sobre os sistemas fluviais no âmbito sistêmico, e apresentar uma proposição de reconhecimento de valores patrimoniais num segmento do Rio Cipó/MG.

Palavras-Chave: Patrimônio Fluvial, Análise Integrada, Geossistema.

Abstract: The recognition of the property values of watercourses is essential to inventory, classify, value, and manage river systems. The evaluation and classification of a river or river segment as river heritage is a transdisciplinary task and must understand the natural elements from the systemic perspective, where the biotic, abiotic, and human spheres interact. The river heritage is characterized not by stretches of common rivers but by rivers with unique aspects in terms of geodiversity, historical-cultural, ecological, geosystemic services, environmental quality, and landscapes with high scenic quality. In this context, the chapter aims to present the advances in studies on river systems in the systemic sphere and perform a proposition for the recognition of property values in a segment of the Cipó River/MG.

Keywords: River Heritage, Integrated Analysis, Geosystem.

1. INTRODUÇÃO

A Terra possui um grande conjunto de canais fluviais, estimam-se bilhões de cursos d'água (OLLERO, 2017). Todos esses rios apresentam funcionalidades diversas para a sociedade, mas essa malha fluvial surpreende pela diversidade, não existindo rios iguais (KOZLOWSKI, 2004; OLLERO, 2017).

Os rios e canais conectam paisagens, territórios e ecossistemas, constituindo a maior infraestrutura verde (natural) da Terra, independentemente de sua importância funcional, estado ecológico ou qualidade cênica (OLLERO, 2011; 2017). A diversidade fluvial forma por si só um patrimônio natural magnífico e inestimável, com grande dinâmica, diversidade e complexidade geomorfológica, ecológica, ambiental e paisagística da rede fluvial como diferentes níveis em termos patrimoniais (OLLERO, 2017).

Os sistemas fluviais compreendem os cursos d'água, os processos da dinâmica fluvial e o entorno (SCHUMM, 1977). Todos os componentes do sistema são elementos da geodiversidade e podem apresentar valores ecológicos, científicos, ambientais, estéticos, econômicos, culturais, religiosos e turísticos, estando associados aos serviços da geodiversidade e compondo o geopatrimônio de uma determinada região (PIEKARZ, 2011; SALAMUNI *et al.*, 2013; OLIVEIRA *et al.*, 2017).

O reconhecimento dos valores relacionados aos sistemas fluviais tem aumentado e gerado reflexões e críticas associadas aos impactos ambientais, pois as intervenções, sejam estruturais ou provenientes de alguma forma de exploração ao longo do rio e da bacia hidrográfica, refletem mudanças do padrão do rio, supressão da vegetação do entorno, destruição de habitats, comprometimento da qualidade das águas e das características físico-químicas atingindo o ecossistema como um todo (SARAIVA, 1999). O conjunto de funções fluviais é eficiente para o planeta e para as pessoas, devendo ter valor e proteção. Para garantir que todas essas funções possam ser desenvolvidas corretamente, o sistema fluvial deve ter naturalidade (diversidade, complexidade, dinâmica hidrogeomorfológica) e continuidade (unidade, conectividade, espaço) (OLLERO, 2017; PEROTTI *et al.*, 2019).

A identificação dos elementos patrimoniais ao longo dos cursos d'água necessita de uma análise integrada na investigação longitudinal, transversal e temporal do segmento fluvial, em uma perspectiva interdisciplinar desses dados. As pesquisas relacionadas aos sistemas fluviais devem considerar as esferas (litosfera, biosfera, hidrosfera e atmosfera), os recursos, as relações, usos e os impactos sobre o ecossistema, além de considerar a esfera humana na concepção integrada (GEOLEARNING, 2006).

O tratamento de rios do ponto de vista patrimonial pode contribuir para a valorização de produções culturais a ele associadas, dos povos e comunidades que vivem em seu entorno, fomentando a prática do turismo e contribuindo para sua conservação

(RODRIGUES, 2019). O desafio das geociências no entendimento e inserção da porção fluvial na concepção de geodiversidade e geopatrimônio é pensar o rio como um elemento natural e cultural (GERMAN *et al.*, 2006; GEOLEARNING, 2006; SCHÜTT & FÖRCH, 2007; KOZLOWSKI, 2004; SIMIĆ, 2011; GRAY, 2013; RODRIGUES, 2019).

As estratégias, metodologias, protocolos e aplicações para reconhecer os valores patrimoniais associados aos sistemas fluviais são alternativas para sua conservação, manutenção e restauração. Em todo o mundo a abordagem da natureza de maneira interdisciplinar e holística é a grande quebra de paradigma das ciências naturais. O presente capítulo se propõe a apresentar as abordagens integradas relacionadas aos sistemas fluviais, além de exemplificar a identificação de elementos patrimoniais ao longo de um segmento do Rio Cipó, localizado na serra homônima no Estado de Minas Gerais.

2. GEODIVERSIDADE E GEOPATRIMÔNIO

A geodiversidade compreende os aspectos abióticos (geológicos, geomorfológicos, hidrológicos e pedológicos) da Terra. Além disso, guarda os testemunhos da história de evolução da Terra, como os processos naturais que atuam sobre as paisagens, transformando-as (BRILHA, 2005). O conceito e abordagem científica da geodiversidade é relativamente recente quando comparada com a biodiversidade. Este conceito foi exposto em 1993, pela primeira vez, na Conferência de Malvern sobre Conservação Geológica e Paisagística, no Reino Unido. Seu surgimento teve o intuito de enfatizar que a natureza é composta por elementos bióticos e abióticos, criando uma analogia com o conceito de biodiversidade (BORBA, 2011).

Pra Stanley (2001), a geodiversidade representa “a ligação entre pessoas, paisagens e cultura; é a variação dos ambientes geológicos, fenômenos e processos que constituem essas paisagens, rochas, minerais, fósseis e solos, os quais sustentam a vida na Terra”. Este autor considera a biodiversidade parte integrante da geodiversidade e inclui critério cultural na concepção da geodiversidade. Segundo Murray Gray (2004), a geodiversidade está relacionada com a “variedade natural de aspectos geológicos (minerais, rochas e fósseis), geomorfológicos (formas de relevo, processos) e do solo, incluindo suas coleções, relações, propriedades, interpretações e sistemas”.

Na definição de Kozlowski (2004), a geodiversidade é entendida como “a variedade natural da superfície da Terra, referindo-se a aspectos geológicos e geomorfológicos, solo e águas superficiais, bem como outros sistemas gerados, como resultados de processos naturais (endógenos e exógenos) e atividade humana”. A definição de Kozlowski (2004) é uma das primeiras a incluir os cursos d’água como um dos elementos da geodiversidade.

A relevância da geodiversidade depende das interações entre as esferas constituintes do geossistema (atmosfera, litosfera, hidrosfera, biosfera) (JOHNSON *et al.*, 1997; BERTRAND, 2004; PEROTTI *et al.*, 2019). Como ressalta Gray (2013), a geodiversidade não é apenas uma questão de características diferentes da Terra, mas suas influências, estruturas, sistemas e contribuição para as paisagens. A complexidade da

geodiversidade é um desafio para sua avaliação. Os elementos da geodiversidade podem apresentar importância e valores patrimoniais, nesse caso constituem o geopatrimônio (geoheritage) e necessitam de medidas de proteção ou conservação (GRAY, 2004; 2013).

O geopatrimônio representa a porção da geodiversidade dotada de valores de diferentes ordens que necessitam de conservação e proteção (REYNARD & BRILHA 2018; RODRIGUES, 2019). Ele engloba diversos pontos notáveis da geodiversidade, como: patrimônio geológico, patrimônio geomorfológico, patrimônio espeleológico, patrimônio fluvial, patrimônio petrológico, patrimônio mineralógico, patrimônio hidrológico, patrimônio construído, patrimônio paleontológico, dentre outros (SERRANO & RUIZ-FLAÑO 2007; RODRIGUES, 2019).

O patrimônio se define como o conjunto de bens que possuem valores e características peculiares, demandando medidas especiais de conservação, para manutenção para futuras gerações no melhor estado possível (GRANDGIRARD, 1997). O conceito de patrimônio ultrapassa a escala local e temporal (ALVARENGA, 2019). O geopatrimônio apropria-se do prefixo *geo*, uma vez que se pode considerar que está associado à teoria de Gaia postulada por Lovelock (1995), na qual a Terra, com seus constituintes vivos e não vivos, em constante troca e interação, apresenta dinamismo no funcionamento (RUCHKYS *et al.*, 2018). Nesse sentido, o geopatrimônio, apesar de estar ligado ao prisma da diversidade não viva da natureza, orienta para uma visão sistêmica da Terra.

A conservação dos elementos da geodiversidade dotados de valores é atribuída pelas medidas de geoconservação, entendidas com uma reunião de estratégias e metodologias para a proteção efetiva do geopatrimônio, tanto pelas pesquisas científicas quanto pelos órgãos ambientais e de proteção do patrimônio (BRILHA, 2005; PEREIRA, 2006; ALVARENGA, 2019).

2.1. Conservação dos Sistemas Fluviais

Assim, como todos os outros componentes do geopatrimônio, os elementos fluviais estão expostos a diferentes tipos de intervenções. As obras de construção de barragens para a construção de usinas hidroelétricas e contenção/disposição de rejeitos, aberturas de cavas de mineração e dejetos de efluentes tóxicos urbanos e industriais são intervenções mais comuns nesses ambientes, afetando de forma direta e indireta os sistemas fluviais.

As alterações e intervenções antrópicas são inevitáveis, porém medidas para mitigar os impactos e perdas são essenciais, além de maior conscientização a respeito dos recursos naturais. A conservação está diretamente relacionada com uma gestão sustentável dos elementos da natureza (BRILHA, 2005). Neste sentido, Gray (2004) alerta que o desconhecimento é a maior ameaça ao geopatrimônio, uma vez que ele é composto por elevado valor científico e educativo e que necessita ser valorizado e preservado pelo seu conteúdo, mantendo elementos que testemunhem a história de evolução da Terra.

Quando se trata de medidas de geoconservação de cursos d'água e bacias hidrográficas, os trabalhos e os exemplos são ainda mais reduzidos, pois a temática ainda é recente e está em desenvolvimento (SIMIC, 2011; KOZLOWSKI, 2004; RODRIGUES, 2019). Mesmo com as leis referentes às águas no Brasil, o entendimento e especificidade na legislação para a conservação dos elementos da geodiversidade dos sistemas fluviais não são direcionados e específicos ou simplesmente não existem (OLIVEIRA *et al.*, 2017).

O século XX foi marcado por diversos instrumentos referentes à proteção do patrimônio natural, em várias escalas, mas as iniciativas legais voltadas para o geopatrimônio fluvial no território nacional foram incipientes. No Brasil, o Sistema Nacional de Unidades de Conservação (SNUC), nº 9.985, de 18 de julho de 2000, é um dos mais importantes instrumentos de proteção do patrimônio natural, por meio do art. 225, incisos I, II, III e VIII, estabelece critérios e normas para a elaboração e gestão das unidades de conservação. O artigo 4 é o principal relacionado ao patrimônio natural abiótico: “proteger as características relevantes de natureza geológica, geomorfológica, espeleológica, arqueológica, paleontológica e cultural” (Art.4. SNUC, 2000).

No que tange aos instrumentos para a conservação do geopatrimônio de forma indireta, destaca-se a Convenção Relativa à Proteção do Patrimônio Mundial, Cultural e Natural, de 1972, o Decreto nº 80.978, de 12 de dezembro de 1977, os instrumentos operados pelos órgãos de proteção ao patrimônio cultural, especificamente o tombamento, a garantia e a declaração como paisagem cultural (RIBEIRO *et al.*, 2013). A importância do tombamento para os bens naturais é representada tanto pelo prescrito na Constituição Federal e na legislação quanto pelo critério de relevância que aquele bem possa ter para a sociedade (RIBEIRO, 2010). Levando em consideração a dimensão, a diversidade natural e a rica rede hidrográfica, o Brasil tem um número inexpressivo de tombamentos e ferramentas específicas para geoconservação de corpos d'água, rios e quedas d'água.

Apesar disso, existem pesquisas e iniciativas realizadas por todo mundo, ligadas ou não aos conceitos de geodiversidade, geoconservação e geopatrimônio, mas todas estão pautadas na análise sistêmica dos rios, englobando critérios físicos, ambientais e sociais, a fim de conservar e gerir os sistemas fluviais para as futuras gerações (Tabela 1). O entendimento dos rios como patrimônio está se consolidando, tanto em pesquisas acadêmicas, órgãos ambientais, formas de gestão, legislações quanto na mobilização da sociedade civil.

As pesquisas e ações para avaliação e classificação dos cursos d'água de forma integrada estão ganhando força, entretanto é fundamental aprimorar os estudos, as metodologias e as técnicas referentes à manutenção do geopatrimônio fluvial nacional e mundial. As ações governamentais para a proteção dos sistemas fluviais devem ser mais técnicas e efetivas, não averiguando ou protegendo somente um componente do rio.

Tabela 1. Iniciativas mundiais de análise integrada para avaliação, classificação dos sistemas fluviais.

INICIATIVAS	PAÍIS/ANO	DESCRIÇÃO
<p>Canadian Heritage Rivers System (CHRS)</p>	<p>CANADÁ 1984</p>	<p>Reconhecimento nacional aos excelentes rios do Canadá e incentiva sua gestão de longo prazo a conservar seus valores naturais, culturais e recreativos para o benefício e desfrute dos canadenses, agora e no futuro. O CHRS celebra a importância dos rios para os povos indígenas, exploradores, viajantes e colonos, para a indústria e a economia, para a paisagem, para o meio ambiente e para o bem-estar (CHRS, 2018). O programa utiliza critérios de ordem física, biológica, cênica, paisagística e cultural para nomear e classificar os segmentos como rio patrimônio.</p>
<p>American Heritage Rivers Initiative (AHRI)</p>	<p>ESTADOS UNIDOS 1997</p>	<p>AHRI foi criada em 1997 pela Ordem Executiva 13061, com três objetivos: proteção ambiental e recursos naturais, revitalização econômica, e preservação histórica e cultural. Organizações comunitárias em rios designados estão fazendo a diferença com projetos para restaurar os habitats fluviais, fortalecendo as economias locais, celebrando a história e cultura regional, ensinando manejo de bacias hidrográficas, e reconstruir o orgulho da comunidade (AGI, 2016).</p>
<p>Programa de Ríos Patrimoniales, Ríos de Alto Valor Natural y Ríos Recreacionales</p>	<p>PORTO RICO 2014</p>	<p>Criado pela Lei nº 180-2014 em 29 de outubro de 2014. O programa tem como objetivo reconhecer o valor patrimonial dos rios, integrando natureza e o acervo cultural ao longo dos rios, além de identificar o estado atual dos rios e seu valor patrimonial, para buscar ferramentas e medidas que priorizem a proteção e restauração do valor funcional dos cursos d'água (MARRERO, 2016).</p>
<p>Respeito integral</p>	<p>EQUADOR 2008</p>	<p>O artigo 71 da Constituição de 2008, afirma que a natureza “tem direito ao respeito integral por sua existência e pela manutenção e regeneração de seus ciclos de vida, estrutura, funções e processos evolutivos”. (O'DONNELL & TALBOT-JONES, 2018).</p>
<p>Respeito integral</p>	<p>BOLÍVIA 2010</p>	<p>Concede direitos positivos à natureza - isto é, direitos a algo específico (restauração, regeneração, respeito). Segundo resolve a questão da legitimidade da maneira mais abrangente possível: concedendo-a todos (O'DONNELL & TALBOT-JONES, 2018).</p>

<p>Tombamentos</p>	<p>BRASIL a partir de 1986</p>	<p>- Cachoeira de Argenita: tombamento foi feito pelo Patrimônio Histórico, Cultural e Ambiental de Ibiá.</p> <p>- Cachoeira do Prata: Patrimônio Histórico e Artístico Estadual, no Estado de Mato Grosso.</p> <p>- Cachoeira de Iauaretê: lugar Sagrado dos Povos Indígenas dos Rios Uaupés e Papuri no Estado do Amazonas. Inscrição no Livro de Registro dos Lugares Instituto do Patrimônio Histórico e Artístico Nacional (IPHAN).</p> <p>- Cataratas do Iguaçu, Parque Nacional do Iguaçu: patrimônio natural tombado pela UNESCO (1986).</p> <p>- Encontro das Águas dos Rios Negro e Solimões – AM: tombado pelo IPHAN em função da excepcionalidade e do alto valor paisagístico do fenômeno.</p> <p>- Corpos hídricos tombados no Brasil (IPHAN): Lagoa Rodrigo de Freitas no Rio de Janeiro/RJ, a Grutas do Lago Azul e de Nossa Senhora Aparecida em Bonito/MS, Lugares sagrados dos Povos do Xingu em SagihenguKamukuwaká/MT.</p>
<p>Tipificação dos corpos d'água</p>		<p>A tipificação dos corpos d'água é um exemplo da análise ecossistêmica dos corpos d'água. As características abióticas e bióticas são de fundamental importância e estão relacionados à estrutura morfológica, propriedades da água e às biocenoses presentes (MELO <i>et al.</i>, 2016, CIT, 2017).</p>
<p>Protocolo de relevância de quedas d'água</p>		<p>Criação de um protocolo de classificação de relevância de quedas d'água, os critérios foram extraídos de uma consulta a especialistas de diversas áreas (técnica <i>Delphi</i>). O protocolo foi validado em 20 quedas ao longo do Estrada Real/MG (OLIVEIRA <i>et al.</i>, 2017).</p>
<p>Patrimônio hidrológico</p>	<p>PORTUGAL a partir de 1990</p>	<p>Trabalhos abordando a água e seus elementos como patrimônio, inclusão do patrimônio hidrológico na gama do geopatrimônio (SARAIVA, 1999; PEYRET, 2016; PEIXOTO & CARDIELOS, 2016; RODRIGUES, 2019; PEREIRA-RAMOS, 2019).</p>
<p>Ecossistema fluvial</p>	<p>ESPANHA a partir de 2000</p>	<p>Os trabalhos desenvolvidos na Espanha buscam classificar os rios em diferentes óticas, mas colaborando sempre para a visão integrada do ecossistema fluvial (OLLERO, 2000; CARCAVILLA <i>et al.</i>, 2009; ORTEGA & DURÁN, 2010; OLLERO, 2017).</p>

Gestão integrada	ALEMANHA a partir de 2000	Os pesquisadores alemães são fundamentais para análise e gestão integrada das bacias hidrográficas e o estudo da geosfera no âmbito fluvial (BECK <i>et al.</i> , 2004, FÖRCH & SCHÜTT 2004; GERMAN, 2006).
Patrimônio hidrológico	ITÁLIA 2019	Avaliação da geodiversidade e recursos hídricos no Geopark UNESCO Sesia Val Grande (Itália) (PERROTI <i>et al.</i> , 2019).
Patrimônio hidrológico	SÉRVIA a partir de 2007	Estudos e classificação do patrimônio hidrológico na Sérvia. Estudos relacionados a legislação do país (SIMIĆ, 2011; SIMIĆ <i>et al.</i> , 2012; 2014).
Direitos legais da natureza	NOVA ZELÂNDIA 2017	O Rio Whanganui, na Nova Zelândia recebeu o status legal de pessoa. A lei da Nova Zelândia também designa os representantes do rio: um comitê composto de representantes da comunidade indígena que lutou por esses direitos, garantindo qualquer modificação drástica ou irreversível na calha e nas margens (TANASESCU, 2017; O'DONNELL & TALBOT-JONES, 2018).
Direitos legais da natureza	ÍNDIA 2017	Na Índia os rios Ganges e Yamuna estão usando os direitos legais como uma ferramenta para gerenciar saúde dos rios e dos recursos hídricos (TANASESCU, 2017; O'DONNELL & TALBOT-JONES, 2018).

3. GEOSSISTEMA: APLICAÇÃO NA ANÁLISE DOS SISTEMAS FLUVIAIS

O desenvolvimento sustentável se estabelece e evolui com a análise integrada dos elementos naturais e dos recursos. Nesse sentido, incorporar e entender o conceito de geossistema na manutenção da vida e quebrar paradigmas nas ciências naturais se faz indispensável na mitigação das degradações no Planeta (KOZLOWSKI, 2004).

Motivada pela Teoria Geral dos Sistemas do biólogo Ludwig von Bertalanffy em 1937, as pesquisas iniciaram uma ótica sistêmica (GUERRA, 1978; MEIRA & SILVA, 2019). Somente na década de 1960 foi elaborado o método geossistêmico com o intuito de acrescentar a dimensão espacial às concepções sistêmicas (ROSOLÉM & ARCHELA, 2010; MEIRA & SILVA, 2019). A definição do termo geossistema foi fornecida pelo russo Viktor Borisovich Sotchava (1962), que o trata como a conexão dos componentes naturais de forma homogênea ou sistemas dinâmicos abertos hierarquicamente organizados, incluindo o componente humano (SOTCHAVA, 1977, *apud* CAVALCANTI, 2010).

O geossistema pode resultar em diferentes paisagens, com distintos níveis de evolução e diferentes escalas (CHRISTOFOLETTI, 1999). A visão geossistêmica é um campo de investigação também da geografia, devido ao dinamismo e interações dos

componentes biogeográficos, físicos, econômicos e sociais que compõe a paisagem e sua organização (CHRISTOFOLETTI, 1999).

Dentro do contexto geográfico, as discussões sobre geossistema foram se transformando a partir do conceito inicial de Sotchava (1977). Segundo Bertrand (2004), o geossistema é resultado da interação do potencial ecológico, da exploração biológica e da ação antrópica. A porção natural diz respeito aos processos e dinâmicas tectônicas, climáticas, diversidade de formas de relevo, regimes de drenagem superficial e subterrânea. A porção biológica refere-se à organização ecológica da fauna e flora, bem como suas interações para formação dos solos. As ações culturais, história humana, expressões sociais, interesses políticos, demandas econômicas e intervenções, obras e atividade diversas estão relacionadas a porção antrópica (CAVALCANTI, 2014).

Nesse contexto, pode-se dizer que a abordagem no âmbito sistêmico, considerando as trocas de energia e funcionamento dos elementos que compõem o geossistema é o ponto chave para a avaliação dos elementos da geodiversidade, reduzindo a compartimentação das pesquisas atribuída aos elementos da natureza, permite uma análise completa e dinâmica (MONTEIRO, 2000). As esferas se sobrepõem e interagem através do tempo em toda superfície terrestre, não existindo delimitação de atuação, mas zonas de transição e interfaces (CHRISTOPHERSON, 2012) (Figura 1).

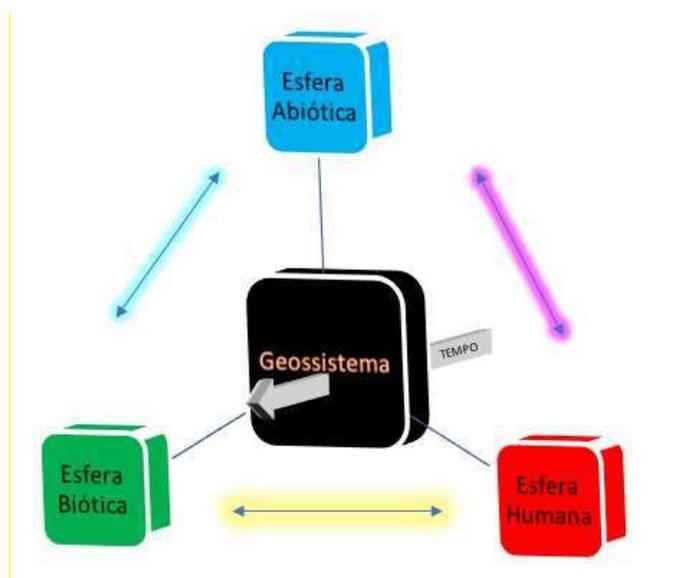


Figura 1. Relação das principais esferas da Terra, incluindo a esfera humana. Área branca representa abrangência da geodiversidade nas interações do geossistema. Fonte: Autores.

Os elementos da geodiversidade fluvial e os valores relacionados aos sistemas fluviais controlam os processos (geomorfológicos) que ocorrem nas encostas, e no leito dos rios (erosão, transporte e sedimentação), e os movimentos das águas (SCHUMM *et al.*, 2002). No curso d'água, os aspectos e interações das esferas podem determinar diferentes características ao longo do curso d'água e seu entorno, por exemplo, o tipo de solo, as alterações no solo, água, qualidade da água, morfologia, biota, disponibilidade e

transporte de sedimentos, regime, fluxo, qualidade ambiental e serviços geossistêmicos (Figura 2).

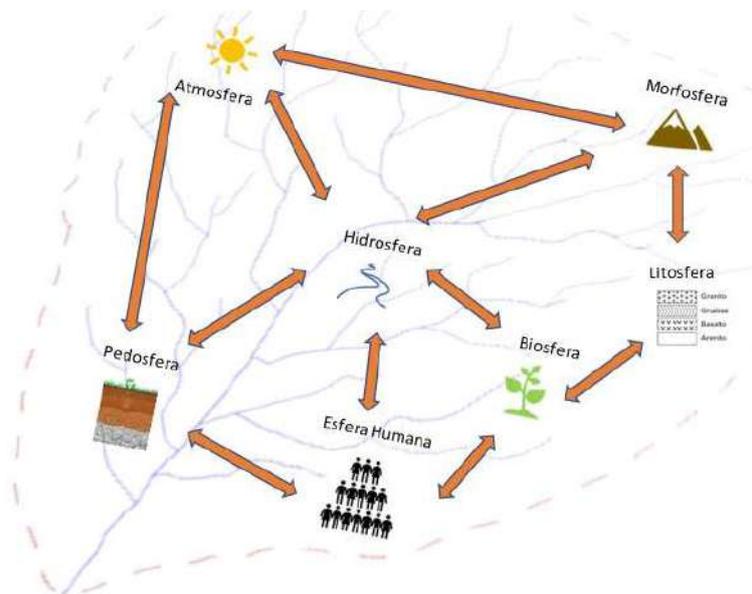


Figura 2. Representação das possíveis interação entre as esferas nos sistemas fluviais. Fonte: Autores.

Um sistema de normas e ações, bem como um modelo de interação das variáveis, deve ser criado para alcançar uma avaliação da geodiversidade também em termos de serviços de ecossistêmicos (GRAY, 2018). Em certa medida todos os ecossistemas têm sua origem ligada ao estágio geológico e geomorfológico (HJORT *et al.*, 2015).

Os serviços ecossistêmicos são “os bens e serviços que as pessoas obtêm dos ecossistemas/ natureza/ avaliação completa e gerenciamento cuidadoso para sustentar e melhorar o capital natural para garantir que esses serviços continuem disponíveis para as gerações futuras.” (CBD, 1992). Diante da relevância da geodiversidade para os serviços ecossistêmicos e a partir da classificação da Avaliação de Ecossistemas do Milênio de 2005¹, Gray (2013) destacou os serviços geossistêmicos com significado direto para geodiversidade composto por 5 serviços (regulação, suporte, provisão, cultural e conhecimento) e 25 bens e processos, a fim de demonstrar a gama de bens e serviços abióticos (GRAY, 2013).

Considerando a relevância e complexidade dos sistemas fluviais para a natureza, manutenção da vida e como recurso, todos os serviços geossistêmicos elencados por Gray (2013) e Gray *et al.*, (2013; 2018) têm relação direta com os ambientes fluviais apresentando bens e processos relacionados a esses ambientes (Tabela 2). Os serviços relacionados aos sistemas fluviais conferem valores mais amplos para a sociedade, além do capital natural exclusivo oriundo da geodiversidade (GRAY *et al.*, 2013).

¹ Avaliação Ecossistêmica do Milênio (MA): programa de pesquisas relacionado a mudanças ambientais e suas direções para as próximas décadas, principalmente a avaliação compreensiva global sobre os principais ecossistemas mundiais. O estudo teve como foco os serviços dos ecossistemas, nomeadamente o uso e depreciação dos recursos naturais do planeta. (MMA, 2018).

Tabela 2. Serviços geossistêmicos relacionados aos cursos d'água.

SERVIÇOS	BENS / PROCESSOS	EXEMPLOS SISTEMAS FLUVIAIS
GEOSSISTÊMICOS	Processos atmosféricos e oceânicos	ciclo hidrológico
	Processos terrestres	regulação climática, processos geomorfológicos, regulação do risco natural, regulação da erosão, pedologia
	Regulação de inundação	infiltração, diques de rio, dunas de areia, planícies de inundação
	Regulação da qualidade da água	filtros naturais como solo e rocha, indicadores biológicos
SUPORTE	Disposição de habitat	fauna e flora aquáticas e do entorno
	Terra e água como plataforma para atividade humana	construção das civilizações e suas atividades
	Aterro e armazenamento	armazenamento de água em aquíferos, lagos, reservatórios
PROVISÃO	Alimentos e bebidas	água doce, água mineral, reservatórios, pesca
	Nutrientes e minerais	plantações e cultivos
	Combustível	hidrelétrica
	Materiais de construção	areia e cascalho
	Produtos ornamentais	pedras preciosas, metais preciosos e semipreciosos
CULTURAL E CONHECIMENTO	Qualidade ambiental	contemplação da natureza, paisagens terapêuticas e recreativas
	Geoturismo e lazer	geoturismo, cachoeiras, recreação, esporte aquáticos
	Significados culturais, espirituais e históricos	locais sagrados, cultos e rituais (rios, lagoas, cachoeiras, nascentes)
	Inspiração artística	artesanatos, literatura, música, pintura
	Desenvolvimento social	atividades sustentáveis de cultivos, preservação de nascentes, plantio de mata ciliar
	História da Terra	evolução da vida, extinção, origem das formas de relevo, paleontologia
	História da pesquisa	identificação de inconformidades, fósseis
	Monitoramento e previsão ambiental	pesquisas sobre qualidade da água, habitat, clima e poluição, evolução relevo, nível de base, capturas fluviais e outros
	Educação e emprego	educação ambiental, guia de viagens, turismo, emprego em unidades de conservação e geoparques

4. SISTEMAS FLUVIAIS COMO GEOPATRIMÔNIO

Um curso d'água (rios, ribeirões, riachos, ravinas, canal, afluente, córregos, regos) não é necessariamente um fluxo contínuo de água, como muitas vezes definido, não se resume a um canal com água, morfologia e características padronizadas. Um canal fluvial é um sistema múltiplo e complexo, que tem seu fluxo variável, pode não carregar água continuamente (rios temporários, ravinas, rios efêmeros), mas suas funções são as mesmas de um grande rio ou um rio perene. A interpretação de um rio é uma questão escalar, que se altera em cada trecho e nunca é estática.

As relações e interações das esferas relacionadas aos cursos fluviais por vezes parecem confusas, os rios são marcados por irregularidades, obstáculos, incertezas, dinamismo e resiliência, não sendo previsíveis os resultados relacionados aos canais, entorno e vertentes que pertencem ao sistema. As menores alterações e oscilações relacionadas aos sistemas fluviais afetam todo contexto, os sistemas de entrada, saída, estoque de energia e matéria, morfologia, desníveis, níveis de base e equilíbrio do ciclo hidrológico, o sistema fluvial tem características autorreguladoras, que almejam o equilíbrio e a manutenção (OLLERO, 2017).

Os sistemas fluviais são marcados pela alta diversidade natural, além dos recursos e serviços prestados para a humanidade. As funções culturais e turísticas são cruciais, com manutenção e perpetuação de civilizações, os elementos da geodiversidade fluvial são a espinha dorsal do território (GRAY, 2013; OLLERO, 2017). Todas essas funções e relações são essenciais a natureza e apresentam valores patrimoniais de níveis distintos. Não existindo um rio igual a outro.

De acordo com Simić (2011), o patrimônio hidrológico é parte da diversidade hidrológica de uma área, que diante da abundância, características e elementos se destaca por sua importância (valor), que são refletidos no meio ambiente, recursos, estudos científicos, educacional, sociocultural e estético. A proteção do geopatrimônio fluvial não se caracteriza como mais um ponto da proteção da água, mas um segmento em destaque na proteção da natureza (geossistema), pois a água é um dos principais elementos naturais e deve ser visto com componente fundamental da natureza, não somente como recurso (DELPHIM, 2013; BELIJ & SIMIĆ, 2007).

O patrimônio fluvial na perspectiva deste trabalho se caracteriza a partir da análise integrada dos elementos da diversidade fluvial (geodiversidade e biodiversidade fluvial) e dos serviços geossistêmicos e seus bens e processos, caso existam no rio ou segmento de rio analisado. A partir da análise holística, aplicação de protocolos e metodologias para classificar e definir os elementos da diversidade fluvial que apresentam valores patrimoniais (valores científicos, paisagísticos, cênicos, culturais, turísticos, ecológicos, físicos, educativos, econômicos e outros), possibilitando designar elementos e valores que podem compor o patrimônio fluvial (Figura 3).

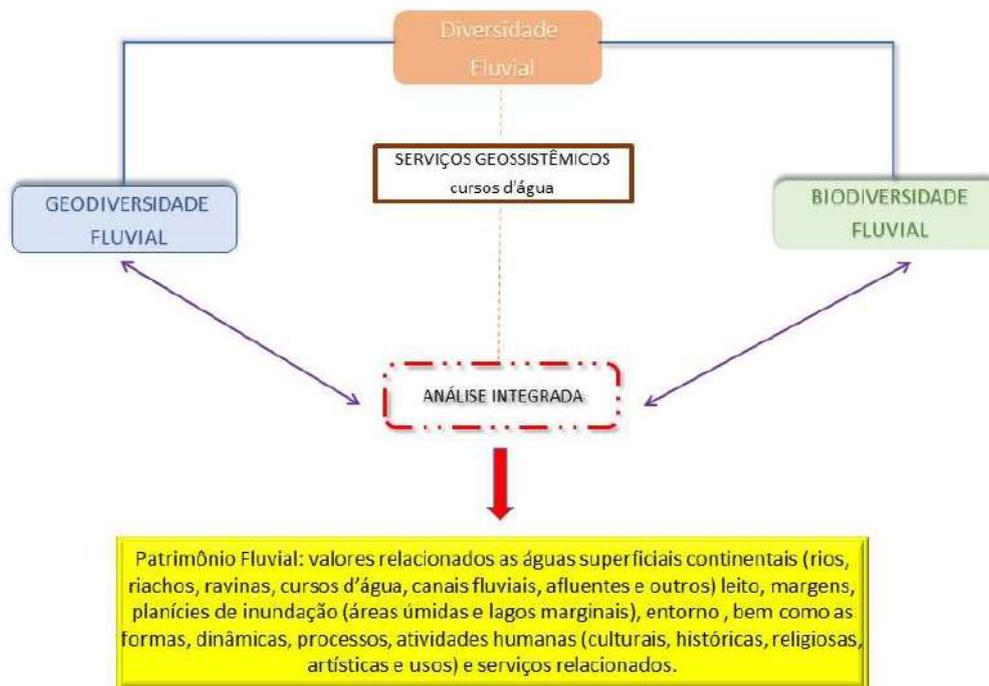


Figura 3. Esquema da análise integrada para identificação do patrimônio fluvial. Fonte: Autores.

Os elementos que compõem o geopatrimônio fluvial têm diversos significados, deve-se entender a água também como elemento social, ou seja, a água se configura como o maior patrimônio cultural da Terra. Sob diversos aspectos a água se configura como um dos principais elementos do planeta (DELPHIM, 2013). Os significados da água e suas formas de manifestação são muitos, como: chuva, orvalho, nascentes, rios, cachoeiras, lençóis freáticos, afloramentos, lagos, cavernas, vapor, gelo, nuvens. A água em suas diferentes formas e estado físico, apresenta simbologias diversas (DELPHIM, 2013).

A rede hidrográfica se configura como uma das principais infraestruturas naturais do planeta, sendo responsável pela conectividade de diferentes paisagens. A dinâmica fluvial, dinâmica hidrológica de inundação, geomorfológica da erosão, transporte e sedimentação interligam todo o espaço fluvial em suas dimensões longitudinal, lateral, vertical e temporal (OLLERO, 2017). As pesquisas relacionadas entre geodiversidade e água, ambientes fluviais ou hidrologia estão se tornando componentes fundamentais para avaliação sistemática da própria geodiversidade, contribuindo para não setorização das geociências e os recursos hídricos (PEROTTI *et al.*, 2019).

4.1. Proposta de critérios para identificar e classificar segmentos de rios com valores patrimoniais

No intuito de desenvolver um conjunto de critérios para avaliação sistêmica e horizontalizada dos sistemas fluviais, Oliveira *et al.* (2019) desenvolveram critérios a partir de revisão bibliográfica de parâmetros utilizados em outros protocolos e inventários nacionais e internacionais de diferentes categorias de geopatrimônio (geomorfológico,

espeleológico), do patrimônio ambiental (balneabilidade e sanitário) e do patrimônio cultural e turístico.

Para exemplificar os múltiplos valores associados aos cursos d'água e elaborar uma proposta de avaliação integrada, utiliza-se aqui como exemplo um segmento do Rio Cipó, localizado na região da Serra do Cipó, porção meridional da Serra do Espinhaço (SdEM), em Minas Gerais. Os critérios elaborados contemplam os valores científicos, ambientais, paisagísticos, turísticos, educacionais: (i) presença de estrutura geológica; (ii) presença de quedas d'água; (iii) características da geomorfologia fluvial; (iv) domínios cársticos; (v) áreas úmidas; (vi) elementos da biodiversidade; (vii) produção científica; (viii) associação com diversidade local; (ix) Intervenções no segmento; (x) registro histórico-cultural-religioso; (xi) beleza cênica; (xii) turbidez; (xiii) acessibilidade; (xiv) infraestrutura; (xv) usos ao longo do segmento; (xvi) preservação do entorno; (xvii) educação ambiental. Estes critérios indicam de forma geral os elementos que podem conter valores, funções geossistêmica e relevância dentro da análise proposta.

Considerando ajustes de outras metodologias (KERSHNER & SNIDER, 1994; CIT, 2017; ALVARENGA, 2019), adotou-se um padrão de 100 m no perfil longitudinal do canal fluvial, permitindo uma visão geral do leito e das margens, e um padrão mínimo de 500 m transversal a partir de cada margem, estabelecido pela Lei 12.651 (BRASIL, 2012) - fixa para as Áreas de Preservação Permanente. A faixa de 500 m a partir de cada margem se justifica pela importância dos valores culturais e socioculturais no entorno dos cursos d'água, bem como possíveis usos e fontes poluidoras.

4.1.1. Elementos da Geodiversidade Fluvial e possíveis Valores Patrimoniais no segmento do Rio Cipó

O Rio Cipó é classificado pela Lei nº 15.082, de 27 de abril de 2004, como um rio de preservação permanente. A Lei considera como rios de preservação permanente os cursos de água ou trechos destes com características excepcionais de beleza ou dotados de valor ecológico, histórico ou turístico, em ambientes silvestres naturais ou pouco alterados (ALMG, 2004).

Para análise do Rio Cipó foi considerado um segmento de 5 km de extensão, com início na confluência dos Rios Mascate e Gavião (formadores do Rio Cipó) até a Cachoeira Grande (Figuras 4 e 5). A Cachoeira Grande apresenta alta relevância ambiental e paisagística e constitui grande atrativo turístico da Serra do Cipó (OLIVEIRA *et al.*, 2017).

A área destacada está sobre os depósitos de sedimentos aluviais. A mata ciliar e margens bem preservadas conferem naturalidade e integridade do leito, margem e entorno. As nascentes estão no Parque Nacional da Serra do Cipó e apresentam classe especial de água e baixa turbidez (IGAM, 2019).

O rio nesse segmento está na transição do Parque Nacional Serra do Cipó e da APA Morro da Pedreira e totalmente inserido na Reserva da Biosfera do Espinhaço, que possui elementos como cavidades naturais, plantas raras e endêmicas (BIODIVERSITAS, 2005), sítios e bens tombados (Figura 5) (IEPHA, 2019). A grande diversidade de

ambientes e paisagens confere a região uma aptidão natural ao ecoturismo: as cachoeiras são diversas e espalhadas por toda região, assim como os canyons e serras e cursos d'água –considerados cartão postal da Serra do Cipó.

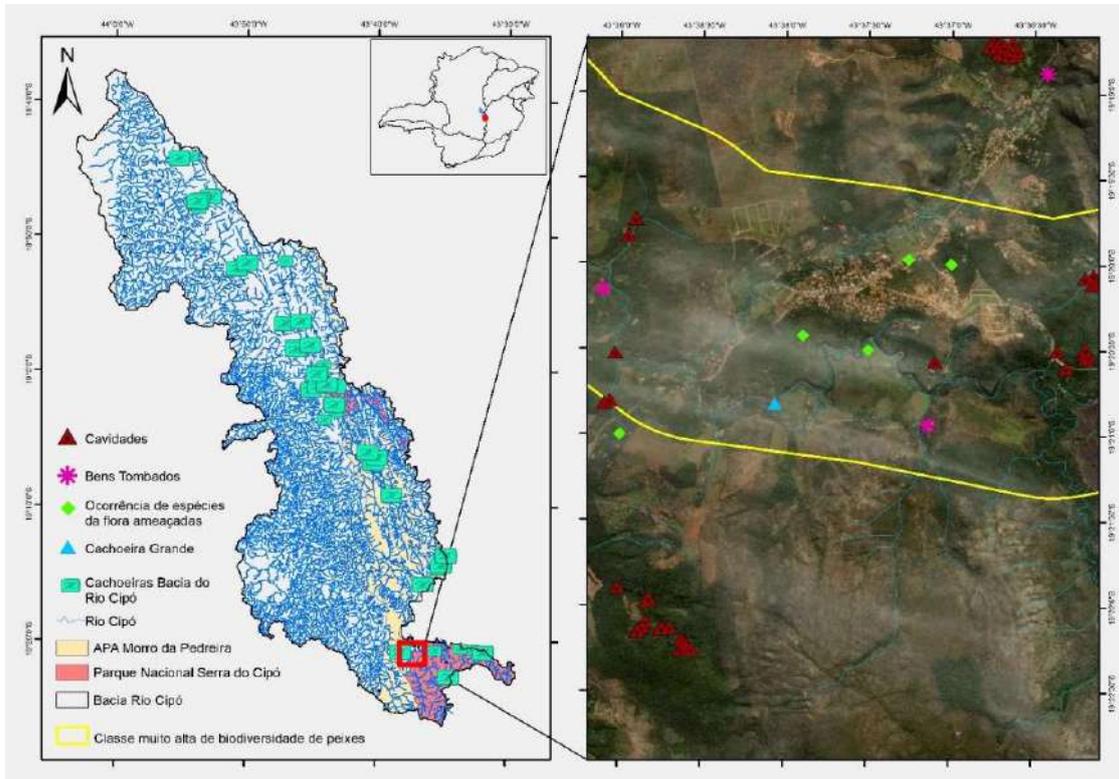


Figura 4. Mapa avaliação integrada em segmento do Rio Cipó/MG. Destaque para os elementos da geodiversidade e biodiversidade no Rio Cipó e entorno. Fonte: Instituto Pristino, 2020.

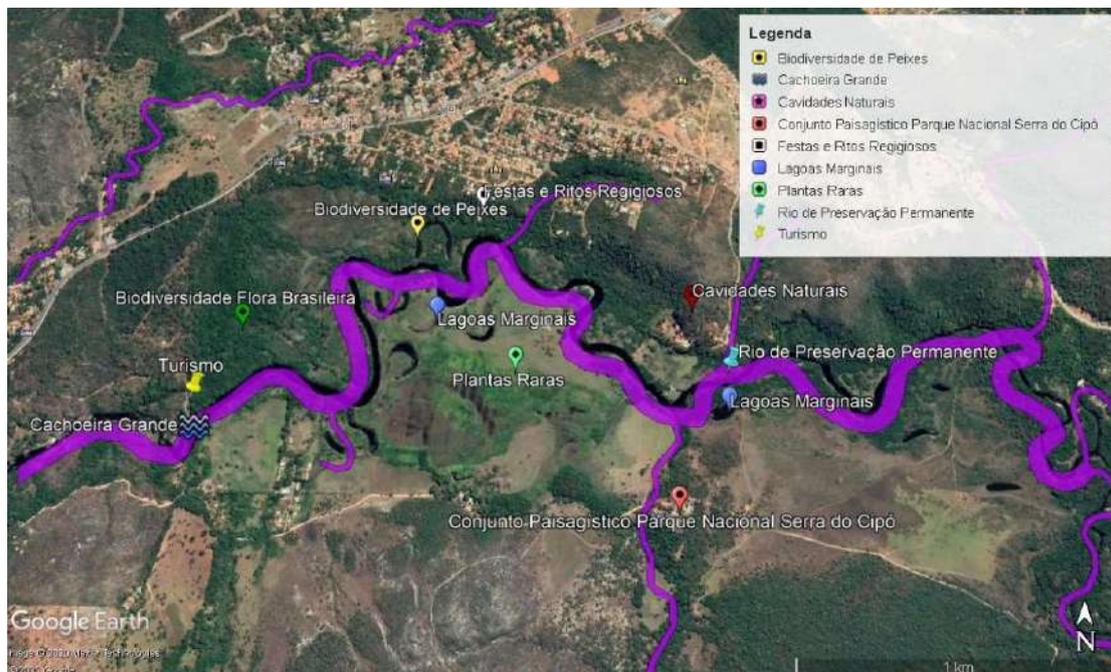


Figura 5. Destaque para os elementos da diversidade natural e valores no segmento do Rio Cipó.

Além dos aspectos naturais, o vale do Rio Cipó apresenta marcantes valores históricos e culturais que se expressam pela história, artesanato, música folclórica, literatura, folguedos e danças, teatro, festas religiosas, plantas medicinais e gastronomia (BIODIVERSITAS, 2005) (Tabela3).

Os elementos e valores destacados na figura 4 podem ser analisados na tabela 1, bem como outros dados que corroboram para a percepção do valor patrimonial do segmento. As informações e os dados da tabela 3 são indicativos do patrimônio fluvial neste segmento do Rio Cipó (OLIVEIRA *et al.*, 2019).

Para averiguação dos elementos naturais na área de estudo foram utilizados dados e bases cartográficas obtidos no Atlas Digital Geoambiental do Instituto Prístino (2020), que traz uma compilação de dados espaciais de várias fontes oficiais. A pesquisa também contou com dados de campo e pesquisa bibliográfica sobre a área, a tabela 3 mostra os resultados do levantamento holístico sobre um segmento do Rio Cipó em Minas Gerais, sinalizando aspectos e elementos patrimoniais no sistema fluvial (OLIVEIRA *et al.*, 2019).

A bacia do Rio Cipó está inserida em um importante e diversificado contexto geológico e geomorfológico, resultando diferentes domínios, tipos de canal, paisagens, formas de relevo, cultura e usos. As informações da Tabela 3 apontam o alto potencial patrimonial no segmento analisado do Rio Cipó, e alerta para a escassez de trabalho que abordam os ambientes fluviais de forma integrada, as informações são encontradas de forma fragmentada e por vez desconexas. A biodiversidade se destaca em toda bacia, no segmento analisado apresenta significativos destaques na biodiversidade de peixes, classes de conservação da fauna brasileira e mineira, e endemismo do entorno do Rio Cipó, biodiversidade de aves (BIODIVERSITAS, 2005).

A região do vale do Rio Cipó contém expressivos exemplares da avifauna do Cerrado, cerca de 26% das 837 espécies inventariadas para o bioma, possuindo espécies endêmicas e ameaçadas de extinção (RODRIGUES *et al.*, 2005; RODRIGUES & COSTA, 2006). Além das características ambientais propícias para a avifauna, a geologia e geomorfologia têm papel singular para existência e manutenção de algumas espécies. As condições de umidade e incidência de luz oferecidas pela Cachoeira da Farofa desenvolvem micro-habitat específico para algumas espécies de plantas, se tornando o lugar preferido do beija-flor rabo-branco-acanelado (*Phaethornis pretres*). As falhas e fraturas nas Cachoeiras da Farofa e Taioba, são os únicos ambientes que registraram a nidificação do andorinhão-velho (*Cypseloidessenex*) (RODRIGUES *et al.*, 2005; RODRIGUES & COSTA, 2006).

Quanto a biodiversidade de peixes, o Rio Cipó se destaca ainda mais, das 130 espécies de peixe registradas na bacia do Rio das Velhas, 78 espécies, quase 60% da ictiofauna encontra-se no curso do Rio Cipó, com destaque para as lagoas marginais (COMITÊ DE BACIA HIDROGRÁFICA RIO DA VELHAS, 2010). A área destacada apresenta lagoas marginais, refúgio e criadouros de muitos peixes (SATO *et al.*, 1987),

sendo a espécie *Hyphessobrycon cf. gracilis* exclusivamente encontrada nas lagoas do Rio Cipó (VIEIRA *et al.*, 2005). As lagoas no Vale do Rio Cipó estão relacionadas aos condicionantes do relevo, a cacheira grande atua como nível de base no segmento próximo a cabeceira, reduzindo a energia e proporcionando o meandramento do Rio Cipó, os meandros abandonados formam lagoas marginais e ecossistemas aquáticos muito ricos em aspectos físicos e biológicos (VIEIRA *et al.*, 2005).

Tabela 3. Elementos da diversidade fluvial, valores da geodiversidade, bens e serviços associados ao segmento do Rio Cipó.

VALORES DESTACADOS	SEGMENTO DO RIO CIPÓ
Associação com sistemas cársticos.	Categoria 1 Áreas Prioritárias para a Conservação do Patrimônio Espeleológico: Abismo do Celso
Classe de Biodiversidade: Peixes.	Muito alta
Classe de Biodiversidade: Aves.	Especial
Classe para conservação: Biodiversidade de Minas Gerais.	Muito alta
Classe para Conservação da Biodiversidade Brasileira	Extremamente alta
Classe para conservação da Flora de Minas Gerais.	Especial
Espécies Endêmicas fauna e flora (terrestre e aquática) (Biodiversitas, 2005; Rodrigues et al., 2005; Vieira et al., 2005).	Flora e Fauna
Áreas Prioritárias para Conservação e Uso Sustentável da Flora Brasileira Ameaçada de Extinção.	Prioridade moderada
Presença de áreas úmidas	Lagoas Marginais
Classe de Água (IGAM, 2019).	Especial
Turbidez (dados de campo)	Satisfatória - 4,26
Tombamento.	Municipal: Lei Orgânica de 10/08/1990 do conjunto paisagístico Serra do Cipó, Jaboticatubas, MG
Sítios Arqueológicos.	42 sítios nos Municípios de Jaboticatubas e Santana do Riacho
Expressões culturais, Festas e Ritos Religiosos (Gastronomia, música, dança, artesanato, Boi-damanta, o Samba de roda e o Candombe) (ICMBIO, 2009).	Existente
Potencial Educação Ambiental	Possui
Beleza Cênica	Alta
Potencial e Uso Turístico e Recreação	Alto Potencial
Acesso	Fácil
Esporte Fluvial	Possui
Valores da Geodiversidade	Científico, ambiental, turístico, educativo, cênico
Serviços Geossitêmicos	Regulação, suporte, cultura e conhecimento

A geodiversidade da Serra do Cipó é fator primordial para a existência e manutenção do endemismo na região. Os campos rupestres são ecossistemas que detêm o maior número de espécies endêmicas da fauna, flora e ambientes aquáticos da Serra do Cipó, os campos rupestres estão nas altitudes superiores a 900 metros, solos rasos, pedregosos e arenosos, compondo paisagens únicas (BIODIVERSITAS, 2005). O controle do relevo e a geologia da cadeia do Espinhaço formam uma condição ideal para algumas espécies, os platôs quartzíticos apresentam classe muito alta de endemismo.

A associação com sistemas cársticos, no entorno do rio, como as cavidades e rochas carbonáticas afloradas ocorrem principalmente na porção oeste da Serra do Cipó, área de contato entre a Faixa Orogênica e o Cráton do São Francisco, os mármore do Grupo Bambuí afloram e dão origem as cavidades nessa região (SOUZA *et al.*, 2019).

Com bases nas informações e análises realizadas no Rio Cipó, no segmento analisado, justifica-se tecnicamente o enquadramento na Lei de Rio de Preservação Permanente, pois apresentam elementos de diferentes ordens de valor científico, ambiental, turístico e cultural. Os estudos que englobam a avaliação integrada da natureza são emergenciais, principalmente nas áreas que não apresentam medidas ou legislações específicas, até mesmo em unidades de conservação a percepção holística precisam ser melhor abordada e efetivada no plano de manejo.

5. CONSIDERAÇÕES FINAS

As ciências naturais possuem pressa nos esforços holísticos e integrados para a proteção da natureza. Segundo Kozłowski (2004), os programas acadêmicos, estudos, órgãos ambientais, precisam adotar dois princípios na avaliação e gestão do ambiente natural: conservação da biodiversidade e conservação da geodiversidade. No âmbito dos estudos ambientais os sistemas fluviais vêm no processo de quebra de paradigma e ambicionando a avaliação integrada. A incorporação dos cursos d'água e dos elementos da geodiversidade fluvial nas pesquisas sobre conservação, geopatrimônio e efetivação legal desses ambientes é um avanço importante.

Classificar os elementos patrimoniais dos sistemas fluviais é uma tarefa de esforços múltiplos, tendo em vista a importância e complexidade desses ambientes. Nem só os fatores relacionados à qualidade das águas, biota aquática e geomorfologia fluvial são fundamentais, tudo que pertence ao sistema fluvial, os processos relacionados, transformações e usos são análises importantes.

A formulação de protocolos e metodologias de avaliação integrada dos segmentos fluviais é o caminho para compreensão do sistematizada dos ambientes fluvial, os critérios precisam compreender as esferas e suas interações da calha do rio (regime, geologia, geomorfologia, beleza cênica, integridade do curso d'água), as características da água (qualidade, balneabilidade, fauna e flora), as características do entorno (componentes físicos e biológicos, paisagísticos, cênicos e integridade das margens) e as questões socioculturais (usos, conservação, interação, culturas, gestão e serviços). A constante aplicação, testes e adequações são necessárias e possibilitarão os avanços e

melhorias essenciais a qualquer protocolo ou métodos de inventários e classificação do geopatrimônio.

O exemplo dos valores associados aos cursos d'água no Rio Cipó demonstra a urgência de estudos e avaliações que contemplem os elementos do leito e da margem do rio, no intuito de evidenciar que os cursos d'água possuem riquezas que extrapolam a água, a função ecológica e a morfologia. A avaliação no segmento do Rio Cipó foi realizada no propósito de aplicar os critérios e destacar os elementos do rio e do entono com potencial valor patrimonial. A proposta averigua a condição geral do rio a partir de valores da geodiversidade, colaborando para o entendimento e integração dos elementos, subsidiando tecnicamente a lei que enquadra o rio analisado como Rio de Preservação Permanente (ALMG, 2004).

A identificação, inventariação e classificação do geopatrimônio fluvial são peça chave para compor melhores instrumentos de gestão. Entender os ambientes fluviais como ecossistema complexo, colabora para restauração desses ambientes, elaboração de leis que reconheçam a importância patrimonial, subsídio técnico, proposição de planos de manejo, desenvolvimento econômico para as comunidades locais, mitigação de impactos e outras ações. As experiências mundiais relacionadas à percepção dos valores patrimoniais em segmentos de rio são exemplos positivos de gestão efetiva e integrada do território.

O valor de um curso d'água é inestimável. Todavia, a efetivação do geopatrimônio, só se efetua quando há a consolidação de leis e medidas para conservação. Ao reconhecer os valores patrimoniais dos sistemas fluviais, promove-se a conservação da água, do solo, da vegetação, dos animais, do ar, das pessoas, das culturas. Ao reconhecer e gerir o patrimônio natural promove-se a vida.

Agradecimentos

Agradecemos a FAPEMIG pela concessão de bolsa de doutorado, ao CNPQ pela Bolsa de Produtividade em Pesquisa Nível 2 de Úrsula Ruchkys e Paulo de Tarso Amorim Castro.

Referências Bibliográficas

AGI. AMERICAN GEOLOGICAL INSTITUTE. **Update and Hearing Summary on American Heritage Rivers Initiative**. 1998. Disponível em <<http://www.agiweb.org/hearings/hertriv.html>> Acesso em 21 set. 2016.

ALMG. Assembléia Legislativa de Minas Gerais. **Lei 15082, 27 de abril de 2004**. Dispõe sobre Rios de Preservação Permanente e dá outras Providências. 2004.

ALVARENGA, L. J. **Conservação do Complexo Geopaisagístico Serra da Canastra, Minas Gerais: contribuições metodológicas do Direito sob o signo da integração**. 2019. (Tese Doutorado) – Universidade Federal de Ouro Preto. Escola de Minas. Departamento de Geologia. Programa de Pós-Graduação em Evolução Crustal e Recursos Naturais, 2019.

BECK, J.; BUSCH, K.; ECKHART, E.; FRAYER, J.; HAHL, R.; HUNDHAUSEN, C.; REICHE, ST.; SCHWERTFECHTER, CH.; STUMPTNER, A.; ABEBE, T.; AMARE, G.; AYALEW, N.; BANTHIE, W.; BERHE, T.; KIROS, N.; LEGESSE, G.; MULUNEH, Z.; SIYNUM, B.; TAFERE, M. and WALELIGN, Z.: Soil Erosion Risk and Water Balance of the Gina River catchment. In: SCHÜTT, B. (ed.): **Watershed Management in the Abaya-Chamo Basin, South Ethiopia**. Berlin, 2004. p. 15-73.

BELIJ, S. & SIMIĆ, S. Hydrological Heritage as Part of the Geoheritage in the System of Nature Protection. **Globus**, v. 32, p. 55- 64, 2007.

BERTALANFFY, L. V. **Teoria Geral dos Sistemas**. 3. ed. Petrópolis- RJ: Vozes, 1977.

BERTRAND, G. Paisagem e Geografia Física Global: Esboço Metodológico. **Revista Ra'EGa**, n. 8, p. 141-152, 2004.

BRASIL. Ministério do Meio Ambiente. Sistema Nacional de Unidades de Conservação da Natureza-SNUC. **Lei nº 9.985 de 18 de julho de 2000**. Brasília, 2000.

BRILHA, J. **Patrimônio geológico e geoconservação: a conservação da natureza na sua vertente geológica**. São Paulo: Palimage Editora, 2005.

BRILHA, J.B.R. Inventory and Quantitative Assessment of Geosites and Geodiversity Sites: a Review. **Geoheritage**, v.8, n.2, p. 119-134, 2016.

BORBA, A. W. Geodiversidade e geopatrimônio como bases para estratégias de geoconservação: conceitos, abordagens, métodos de avaliação e aplicabilidade no contexto do Estado do Rio Grande do Sul. **Revista Pesquisa em Geociências**, v.38, n 1, p. 3-14, jan./abr. 2011.

CALLISTO, M.; FERREIRA, W.; MORENO, P.; GOULART, M.D.C. & PETRUCIO, M. Aplicação de um protocolo de avaliação rápida da diversidade de habitats em atividades de ensino e pesquisa (MG-RJ). **Acta Limnologica Brasiliensia**, v. 14, n.1, p. 91-98, 2002.

CARCAVILLA, L.; DURÁN, J.J.; GARCÍA-CORTÉS, A. & LÓPEZ MATÍNEZ, J. Geological Heritage and Geoconservation in Spa. In: Past, Present, and future. **Geoheritage**, 1(2): 75-91, 2009.

CAVALCANTI, L. C. S. **Geossistemas no estado de Alagoas: uma contribuição aos estudos da natureza em Geografia**. 2010. 134 p. (Dissertação Mestrado em Geografia) – Universidade Federal do Pernambuco, Recife, 2010.

CAVALCANTI, L. C. S. **Cartografia de paisagens**. São Paulo: Oficina de Textos, 2014. 96 p.

CBD. **Convention on Biological Diversity**. 1992. Disponível em: <https://www.cbd.int/>. Acesso em: 25 fev. 2020.

CBH RIO DAS VELHAS. **Ictiofauna do Rio das Velhas: Revitalização, Barragens e Conexões com o Rio São Francisco**. Documento Final. Belo Horizonte, 2010. Disponível em: <https://pt.slideshare.net/agbpeixe vivo/item-7-parecerictiofaunaversao11022010>. Acesso em: 13 mai. 2019.

CHRS. Canadian Heritage Rivers System. **Rios Patrimônio Canadense**, 1984. Disponível em: <https://chrs.ca/en>. Acesso em: 04 jan. 2020.

CHRISTOFOLETTI, A. **Modelagem de Sistemas Ambientais**. São Paulo, Editora Edgard Blücher, 1999. 256 p.

CHRISTOPHERSON, R. W. **Geossistemas – Uma Introdução à Geografia Física**. Tradução: Francisco Eliseu Aquino. 7ª ed. Porto Alegre: Bookman, 2012.

CIT. Centro de Informação e Tecnologia. **Ambientes Aquáticos em Minas Gerais: qualidade ecológica** / organizadores Helena Lúcia Menezes Ferreira, Márcia Couto de Melo, Mariana d'Ávila Fonseca Paiva de Paula Freitas, Sylvia Therese Meyer, Mônica de Cássia Souza Campos, Glaysimara Aparecida Felipe. Belo Horizonte: Centro de Inovação e Tecnologia SENAI, 2017.

DELPHIM, C. F. M. O significado universal da água. In: BRASIL. Agência Nacional de Águas. **Água e Patrimônio Cultural. Brasília: ANA, DVD**. (Seminário), 2013.

FERRÃO A.M.A. & BRAGA, L.M.M. Gestão Integrada de Bacias Hidrográficas: paisagem cultural e parques fluviais como instrumentos de desenvolvimento regional. **Confins** (23) [en ligne], 2015.

FUNDAÇÃO BIODIVERSITAS. **Revisão da lista da flora brasileira ameaçada de extinção**. Belo Horizonte, MG, 2005.

FÖRCH, G. & B. SCHÜTT. International MSc Integrated Watershed Management (IWM). **Occasional Paper Geographie**, v. 20, p. 7-14, 2004.

GEOLEARNING; HEUBECK, C.H.; SCHÜTT, B. (Org.). **Departamento de Ciências da Terra**, Freie Universität Berlin, 2006-2008. Disponível em: <https://www.geo.fu-berlin.de/en/v/geolearning/overview/index.html>. Acesso em: 6 fev. 2020.

GERMAN, L.; MANSOOR, H.; ALEMU, G.; MAZENGIA, W.; AMEDE, T.; STROUD, A. Participatory Integrated Watershed Management Evolution of Concepts and Methods. **African Highlands Initiative (AHI)**. v 11, p. 1-18, 2006.

GORDON, J.E. & BARRON, H.F. **Scotland's geodiversity: development of the basis for a national framework**. Commissioned report 417. Scottish Natural Heritage, Battleby, United Kingdom, 2011.

GORDON, J.E.; BARRON, H.F.; HANSOM, J.D.; THOMAS, M.F. Engaging with geodiversity—Why it matters. **Proceedings of the Geologists' Association**, v. 123, p. 1-6, 2012.

- GRANDGIRARD, V. **Géomorphologie, protection de la nature et gestion du paysage**. Thèse de doctorat. N.º 1163, Université de Fribourg, Institut de Géographie, 1997.
- GRAY, M. **Geodiversity: valuing and conserving abiotic nature**. Londres: John Wiley e Sons Ltd. 2004.
- GRAY, M. **Geodiversity - Valuing and Conserving Abiotic Nature**. Second ed. Willey Blackwell, Chichester. 2013.
- GRAY, M.; GORDON, J.; BROWN, E. Geodiversity and the ecosystem approach: the contribution of geosciences in delivering integrated environmental management. **Proc. Geol. Assoc.** v. 124, p. 659-673, 2013.
- GRAY, M. Geodiversidade: a espinha dorsal do geoheritage e da geoconservação. In: **Geoheritage: avaliação, Proteção e Gerenciamento**. Reynard, E., Brilha, J., Eds. Elsevier: Amsterdã, Holanda, p. 13-24, 2018.
- GUERRA, A. J. T. Considerações a respeito da importância da geomorfologia no manejo ambiental. **Boletim Geográfico, Rio de Janeiro**, n. 1, p. 60-67, jul. 1978.
- HJORT, J.; GORDON, J.E.; GRAY, M.; MALCOLM JR.; L.H. Why geodiversity matters in valuing nature's stage. **Conserv. Biol.** 29 (3), p. 630 – 639, 2015.
- IEPHA. Instituto Estadual do Patrimônio Histórico e Artístico. **Relação de bens protegidos em Minas Gerais apresentados ao ICMS Patrimônio Cultural**, 2019.
- IGAM. Instituto Mineiro de Gestão das Águas. **Definição Preliminar da Rede de Amostragem Qualidade Bacia do Rio São Francisco Sub-bacia do rio das Velhas**, 2018. Disponível em: http://www.atlasdasaguas.ufv.br/velhas/impacto_ambiental_relevante_identifica_do_na_bacia_do_rio_das_velhas.html. Acesso em: 30 nov. 2019.
- INSTITUTO PRÍSTINO: ATLAS DIGITAL GEOAMBIENTAL, **Sistema WebGis de livre acesso ao banco de dados ambiental**. Disponível em: < <https://institutopristino.org.br/atlas/>>. Acesso em: 20 nov. 2019.
- JOHNSON, D. R.; RUZEK, M.; KALB, M. O que é Ciência do Sistema Terrestre. **Anais da International Simpósio de Geociência e Sensoriamento Remoto**, Singapura, p. 688-691. 1997. Disponível em: https://www.researchgate.net/publication/3700802_What_is_Earth_system_science. Acesso em: 29 nov. 2019.
- KERSHNER, J. L. & SNIDER, W. M. Importance of a habitat-level classification system to design in stream flow studies. In: BOON, P.J.; CALOW, P.; PETTS, G.E. **River conservation and management**. Chapter 12, p. 179-193. 1994.
- KOZLOWSKI, S. The concept and scope of Geodiversity. **Przeгляд Geologiczny**, 52, p. 833-837. 2004.

- LOVELOCK J. **Gaia: um novo olhar sobre a vida na Terra**. Ed. 70, Lisboa, 1995. 168 p.
- MARRERO, N. J. S. **Programa de Ríos Patrimoniales, Rios de Alto Valor Natural y Ríos Recreacionales**, 2016.
- MEIRA, S. A. & SILVA, E. V. Geodiversidade, Geossistema e Planejamento Ambiental: Abordagens Geográficas. In: Lidriana de Souza Pinheiro; Adryane Gorayeb. (Org.). **Geografia Física e as Mudanças Globais**. 1ed. Fortaleza: Editora UFC, v. 1, p. 13-25, 2019.
- MELO, M. C.; CASTRO, P. T. A.; FREITAS, M. D. F. P. P.; CORDEIRO, P. F.; FERREIRA, H. L. M. Tipificação de ambientes lóticos em macro e meso escalas em Minas Gerais, Brasil. **Revista Eletrônica de Gestão e Tecnologias Ambientais**, v. 4, p. 80, 2016.
- MONTEIRO, C. A. F. **Geossistemas: a história de uma procura**. São Paulo: Contexto, 2000.
- O'DONNELL, E. & TALBOT-JONES, J. Creating legal rights for rivers: lessons from Australia, New Zealand, and India. **Ecology and Society**, 23(1):7, 2018.
- OLLERO, A. **Hidrogeomorfología y geodiversidad: el patrimonio fluvial**. Centro de Documentación del Agua y del Medio Ambiente, Ayuntamiento de Zaragoza, 2017. 111 p.
- OLIVEIRA, C. K. R.; SALGADO, A. A. R.; LOPES, F. W. A. Proposta de Classificação de Relevância de Quedas D'Água como Subsídio à Conservação do Patrimônio Natural. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 18, p. 465-481, 2017.
- OLIVEIRA, C. K. R.; SALGADO, A. A. R.; LOPES, F. W. A.; CASTRO, P. T. A. Geoconservação e Patrimônio geológico: uma discussão sobre a relevância das quedas d'água. **Caderno de Geografia**, v. 27, p. 201-223, 2017.
- OLIVEIRA, C. K. R.; CASTRO, P. T. A.; AZEVEDO, U. R.; PEREIRA, D. M. I.; LOPES, F. W. A. Avaliação e Classificação do Patrimônio Fluvial: Base teórica e metodológica para seleção dos critérios. In: V Simpósio Brasileiro de Patrimônio Geológico. **Anais [...]**. Crato, p. 14, 2019.
- ORTEGA, J. A. & DURÁN, J. J. (Eds.). **Patrimonio geológico: Los ríos em roca de la Península Ibérica**. IGME. Madrid, 2010. 497 p.
- PEREIRA, P. J. S. **Patrimônio geomorfológico: conceptualização, avaliação e divulgação. Aplicação ao Parque Nacional de Montesinho**. 2006. 395p. (Tese. Doutorado) Departamento de Ciências – Geologia. Universidade do Minho. Portugal, 2006.

- PEREIRA-RAMOS, A.; LEAL, M., BERGONSE, R., TRINDADE, J., REIS, E. (ed.). **Água e Território: um tributo a Catarina Ramos**. Lisboa: Centro de Estudos Geográficos, 2019. 413 p.
- PEIXOTO, P. & CARDIELOS, J. P. **A água como património: experiências de requalificação das cidades com água e das paisagens fluviais**. Coimbra: [s.n.]. ISBN 978-989-26-1024-5. 2016. 241 p.
- PEROTTI, L.; CARRARO, G.; GIARDINO, M.; DE LUCA, D. A.; & LASAGNA, M. Geodiversity evaluation and water resources in the Sesia Val Grande UNESCO Geopark (Italy). **Water**, 11(10), 2019.
- PEYRET, P. **Vias de água, paisagens: a noção de património fluvial, Vias de água, paisagens: a noção de património fluvial**. Coimbra, 2016.
- PIEKARZ, G. **Geoturismo no Karst**. Mineropar, Curitiba - PR, 2011. 121 p.
- REYNARD, E. Géomorphosites et paysages. **Géomorphol. Relief Proces. Environ.** 3, 181-188 (in French), 2004.
- REYNARD, E. & BRILHA, J. Geodiversity: the backbone of geoheritage and geoconservation. In: Reynard, E., Brilha, J. (Eds.), **Geoheritage: Assessment, Protection, and Management**. Elsevier, Amsterdam, 2018.
- RIBEIRO, D. S. O Tombamento Como Forma de Defesa do Patrimônio Natural da Humanidade. **Cadernos de Direito, Piracicaba**, v. 10(18), p. 37-50, jan./jun. 2010.
- RIBEIRO, M. A; CAMARGO, E.; FRANCA, D. T.; CALANSAS, J. T.; BRANCO, M. S. L. C.; TRIGO, A. J. Gestão da Água e Paisagem Cultural. **Revista UFMG, Belo Horizonte**, v. 20, n.2, p. 44-67, jul./dez. 2013.
- RODRIGUES, M. & COSTA, L. M. Diversidade e Conservação de Aves na Serra do Cipó, Minas Gerais. **Atualidades Ornitológicas**, Ivaiporã, v. 130, p. 28, 2006.
- RODRIGUES, M. L. Importância do Património Hidrológico para o Geopatrimónio e o Geoturismo. In: PEREIRA, A. R. (org.) **Água e Território um Tributo a Catarina Ramos**. Centro de Estudo Geográfico, Portugal, 2019. 413 p.
- ROSOLÉM, N. P. & ARCHELA, R. S. Geossistema, território e paisagem como método de análise geográfica. In: Seminários Latino-Americano de Geografia Física, 6; Seminário Ibero-Americano de Geografia Física, 2. 2010, Portugal. **Anais [...]**. Portugal: Universidade de Coimbra, p. 1-9. 2010.
- RUCHKYS U.; OLIVEIRA C. K. R.; JARDIM H. L.; JORGE L. M. S. ABORDAGEM metodológica da geodiversidade e temas correlatos em Geossistemas Ferruginosos. **Caderno de Geografia**, 28(1), p.1-17, 2018.

- SALAMUNI, E.; NASCIMENTO, E. R.; SILVA, P. A. H.; QUEIROZ, G. L.; SILVA, G. da. Knickpoint Finder: ferramenta para a busca de geossítios de relevante interesse para o geoturismo. **Boletim Paranaense de Geociências**, v. 70, p. 200-208, 2013.
- SARAIVA, M. DA G. A. N. **O rio como paisagem: gestão de corredores fluviais no quadro do ordenamento do território**. [Lisbon]: Fundação Calouste Gulbenkian, 1999.
- SATO, Y.; CARDOSO, E. L. & AMORIM, J. C. C. **Peixes das lagoas marginais do São Francisco a montante da represa de Três Marias (Minas Gerais)**. CODEVASF, Brasília, 1987. 42 p.
- SCHUMM, S. A. **The fluvial system**. Caldwell: The Blackburn Press, 1977.
- SCHUMM, S.; DUMONT, J.; HOLBROOK, J. **Active Tectonics and Alluvial Rivers**. Cambridge University Press, p. 292. 2002.
- SERRANO, E. & RUIZ-FLAÑO, P. Geodiversity. A theoretical and applied concept. **Geographica Helvetica**, 62(3), p. 140-147, 2007.
- SHARPLES, C. **Concepts and principles of geoconservation**. Published electronically on the Tasmanian Parks e Wildlife Service web site. 3. ed. 2002.
- SIMIĆ, S. Hydrological Heritage within the protection of geodiversity in Serbia: Legislation history. **J. Geogr. Inst. Jovan Cvijić SASA**, 61, p. 17- 32, 2011.
- SIMIĆ, S.; GAVRILOVIĆ B.; ŽIVKOVIĆ N.; GAVRILOVIĆ L. Protection of hydrological heritage sites of Serbia: Problems and perspectives. **Geographica Pannonica**, 16(3), p. 84-93, 2012.
- SIMIĆ, S.; MILOVANOVIĆ, B.; JOJIĆ GLAVONJIĆ, T. Theoretical model for the identification of hydrological heritage sites. **Carpathian J Earth Environ Sci**, v. 9, n. 4, p.19- 30, 2014.
- SCHÜTT, B. & FÖRCH, G. Gerenciamento de Bacias Hidrográficas - Uma ferramenta prática de desenvolvimento para o uso sustentável da água. In: Böhn, D. & Rothfuss, E. (eds): **Handbuch des Geographieunterricht**. Editora Aulis. 8/1. p. 244-254. 2007.
- SOTCHAVA, V. B. O estudo de geossistemas. **Caderno do Instituto de Geografia – USP**. São Paulo: Ed. Lunar, 1977.
- SOUZA, T. A. R.; SALGADO, A. A. R.; AULER, A. S. O Carste em Mármore na Borda Oeste da Serra do Cipó, Minas Gerais, Brasil. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 20, p. 53-68. 2019.
- STANLEY, M. Editorial. **Geodiversity Update**, 2001.
- TANASESCU, M. When a river is a person: from Ecuador to New Zealand, nature gets its day in court. **Open Rivers: Rethinking Water, Place & Community**, n. 8, 2017.

VIEIRA, F.; SANTOS, G. B.; ALVES, C. B. M. A ictiofauna do Parque Nacional da Serra do Cipó e áreas adjacentes. **Lundiana** (UFMG), Belo Horizonte, v. 6, p. 77-87, 2005.

5. GEOMORFOLOGIA FLUVIAL E GESTÃO DE RISCO DE INUNDAÇÕES

Claudia Rakel Pena Pereira¹ & Sandra Baptista da Cunha¹

¹ Universidade Federal Fluminense; claudiarakel@id.uff.br; sandracunha51@gmail.com

Resumo: A concentração populacional nas grandes cidades e os graves problemas causados por falta de moradia adequada vêm se agravando e, hoje, processos de risco associados à dinâmica fluvial têm gerado perdas econômicas e preocupações à gestão pública. As atividades de gestão de áreas de risco necessitam ser aprimoradas e colocadas em prática pelas municipalidades, pois aí se reduz o risco no território. A aplicabilidade dos estudos geomorfológicos pode apresentar abordagens para prevenção de inundações, manutenção de rios, restauração da várzea, entre outros. A geomorfologia fluvial é essencial para entender e gerenciar rios e desenvolver estratégias para o desenvolvimento sustentável. Entre os fatores necessários para compreender o fenômeno das inundações urbanas estão as características geomorfológicas (morfologia, declive, modificações antrópicas do relevo, etc.), características da rede hidrográfica e da rede de drenagem de águas pluviais (manutenção da rede – limpeza e conservação, dimensionamento de bueiros e condutos). O Plano de Gestão de Risco de Inundações deve apresentar planos, medidas e políticas que objetivem gerenciar o risco de inundações e conduzir o desenvolvimento dos sistemas de drenagem. Os Sistemas de Drenagem Urbana Sustentável- SUDS (Sustainable Urban Drainage Systems) planejam o controle do escoamento superficial e da qualidade da água juntos à oferta de áreas de amenidade e que permitam um contato da população com o ecossistema natural. A proposta de um plano de gestão de inundação para bacias hidrográficas tem como objetivo a realização de medidas estruturais e não estruturais, de forma que a suscetibilidade ao fenômeno reduza e, como tal, consiga diminuir o grau de vulnerabilidade que a população está exposta, diminuindo assim, as consequências do risco. Este capítulo tem como objetivo realizar uma revisão conceitual sobre a contribuição dos estudos geomorfológicos para a gestão de risco de inundações.

Palavras-Chave: Geomorfologia Fluvial, Gerenciamento de Inundações, Sistema de Drenagem Urbana Sustentável.

Abstract: Severe problems caused by poor housing policies concomitant to large cities expanding population density have been aggravating, and nowadays, risk processes associated with fluvial dynamics are implying on great economic losses and public management concerns. Risk area management activities must be improved and carried out by different city councils, diminishing any territorial risks. Geomorphological studies applicability can present several approaches for

flood prevention, rivers maintenance, floodplain restoration, among others. Fluvial geomorphology is essential in understanding and managing rivers, in addition to developing sustainable development strategies. In the group of necessary factors for urban floods phenomenon comprehension, there are geomorphological characteristics (morphology, slope, relief anthropic changes, etc.), hydrographical characteristics and rainwater drainage network (network maintenance – cleanliness and conservation, culverts and pipes dimensioning). The Flood Risk Management Plan must present plans, measures and policies aiming to manage flood risks and conducting the drainage systems development. The Sustainable Urban Drainage Systems – SUDS – plans to control runoff and water quality among amenity areas provision, allowing contact between population and its natural ecosystem. A drainage basin flood management plan proposal aims to carry out structural and non-structural measures, leading to a phenomenon susceptibility reduction and, as such, decreasing the vulnerability risk to which the population remains exposed, therefore, also decreasing any risk consequences. This chapter aims to conduct a conceptual review on geomorphological studies contribution to flood risk management.

Keywords: Fluvial Geomorphology, Flood Risk Management, Sustainable Urban Drainage Systems.

Tema: Geomorfologia Fluvial

1. INTRODUÇÃO

O processo de urbanização das cidades brasileiras e os problemas ambientais não ocorrem igualmente nos espaços urbanos; normalmente, atingem com mais veemência espaços físicos ocupados por classes menos favorecidas economicamente, cuja distribuição espacial está associada à desvalorização do espaço (JORGE, 2011). Os problemas relacionados com as inundações e movimento de massa não são conseqüências diretas do aumento da população urbana. Refere-se à carência de políticas públicas que se articulem com esses processos naturais (CARMO; MARQUES; MIRANDA, 2012).

De acordo com Ayog *et al* (2017), as inundações são o tipo mais devastador de desastre natural que afeta vidas humanas em todo o mundo. Segundo os autores, o padrão das inundações em todos os continentes vem mudando, tornando-se mais frequentes, intensos e imprevisíveis para as comunidades locais. Para Tingsanchali (2012), os impactos correspondentes às inundações urbanas são significativos devido a fatores como alta densidade populacional, grandes áreas impermeáveis e obstrução dos sistemas de drenagem. E, conforme Carneiro e Miguez (2011):

“Nestes casos, o quadro de alagamentos é crítico, a falta de áreas livres não edificadas é marcante, nem sempre as moradias apresentam condições mínimas de habitação, a infraestrutura urbana se sobrecarrega, perdas econômicas se avolumam e o custo das intervenções corretivas cresce. Como conseqüência, o leque de medidas para o controle de cheias torna-se limitado,

tanto do ponto de vista de disponibilidade de áreas físicas adequadas como em termos de capacidade de investimento do poder público”. (CARNEIRO e MIGUEZ, 2011, p 17)

Em face de frequentes inundações, é necessário melhorar a contenção e a infiltração da água da chuva em todas as bacias hidrográficas urbanas (YAMASHITA, 2015). A solução tradicional para problemas urbanos de águas pluviais, na maioria dos países, refere-se a intervenções estruturais envolvendo a instalação de drenos pluviais, canais e barragens para evitar inundações locais. No entanto, um problema geral com esta abordagem é que o aumento da velocidade do fluxo pode alterar o regime fluvial da bacia hidrográfica (ADELOYE e RUSTUM, 2011).

Cunha (2011) enfatiza que as obras de retificação têm como propósito o controle das cheias, drenagem das terras alagadas e a melhoria do canal para a navegação. Para a referida autora, estas obras causam diversos impactos, como: mudança do padrão de drenagem, redução do comprimento do canal, perda dos meandros, alteração da forma do canal, diminuição da rugosidade do leito e aumento do gradiente do canal.

O que se observa nas cidades mais atingidas são poucos investimentos, tanto em medidas estruturais (obras de infraestrutura) quanto em medidas não estruturais, (mapeamento, previsão, planejamento, soluções alternativas). Sistemas de previsão e mapeamento das áreas atingidas por inundações seriam medidas não estruturais essenciais para o planejamento dos municípios que tiveram seu desenvolvimento às margens de rios. Essas medidas auxiliariam substancialmente na amenização dos danos decorrentes das inundações (PEREIRA, 2017). Para Van Herk *et al.* (2011), é necessária uma nova abordagem que inclua respostas estruturais e não estruturais, maximizando oportunidades multifuncionais para o uso da terra.

A Geomorfologia Fluvial interessa-se pelo estudo dos rios e das bacias hidrográficas, apresentando-se, atualmente, entre os campos mais dinâmicos da ciência geomorfológica (CUNHA, 2001). Conforme Cunha (1998), a geomorfologia fluvial compreende o estudo dos cursos d'água que se detém nos processos fluviais e nas formas resultantes do escoamento das águas; e o das bacias hidrográficas, que considera fatores condicionantes do regime hidrológico suas principais características. As contribuições geomorfológicas têm adotado uma perspectiva temporal para as mudanças do fluxo e da carga sedimentar bem como de elementos que interferem na dinâmica e funcionamento do sistema fluvial, como obras de engenharia.

Segundo Poser e Dransh (2010), a gestão de desastres é um processo que inclui atividades antes, durante e depois de um evento de risco que visa prevenir desastres, reduzindo seus impactos e recuperando-se de suas perdas. Para Miguez e Magalhães (2010), o Plano Diretor de Gerenciamento de Inundações “deve consistir em estratégias, medidas e políticas relacionadas entre si, que se destinam a gerenciar o risco de inundações e direcionar o desenvolvimento de sistemas de drenagem”.

Pompêo (2000) afirma que os projetos de drenagem urbana elaborados convencionalmente se apresentam “tecnicamente” corretos; no entanto, propendem a

perder sua eficiência rapidamente, pois não resolvem o alto crescimento da necessidade urbana por infraestrutura na proporção em que a cidade cresce, demandando investimentos cada vez mais custosos para permitir a continuação do funcionamento do sistema de drenagem. Essa situação agrava-se pela não existência ou não cumprimento dos planos de desenvolvimento urbano. Dessa maneira, tanto os projetos de drenagem urbana quanto o controle das enchentes, basicamente, resumem-se a ações emergenciais que atuam pontualmente após a ocorrência dos desastres.

Os sistemas de drenagem de águas superficiais segundo os valores da sustentabilidade são chamados de sistemas de drenagem sustentável. Segundo Woods-Ballard *et al.* (2007), o Sistema de Drenagem Urbana Sustentável (*Sustainable Drainage Urban Systems – SUDS*) baseia-se em uma estrutura sustentável, ou seja, todos os gastos ambientais relacionados aos fatores socioeconômicos devem ser considerados nos processos e nas tomadas de decisões.

O aumento das inundações em áreas urbanas pode ser conferido nas modificações antrópicas, relacionadas especialmente com a desordenada urbanização, desmatamento e ocupação de áreas de risco. Para compreender as causas e os resultados dos impactos das inundações, além de planejar, investir e executar medidas que a minimizem, é necessário identificar os sistemas nos quais estes eventos ocorrem.

Desse modo, saber conviver com as inundações através da prevenção/mitigação dos seus impactos adversos é um princípio que deveria ser adotado pela sociedade civil e órgãos públicos através da integração de um planejamento urbano/ambiental com a gestão de risco de inundações. Portanto, este capítulo tem como objetivo realizar uma revisão conceitual sobre a contribuição dos estudos geomorfológicos para a gestão de risco de inundações.

2. GEOMORFOLOGIA FLUVIAL

Segundo Christofletti (1980), a Geomorfologia Fluvial “dedica-se à análise dos processos e das formas relacionadas com o escoamento dos rios”. Na qual a função dos rios é o escoamento fluvial, que integra o ciclo hidrológico alimentado pelo escoamento das águas superficiais e contribuição das águas subterrâneas. Para Jorge e Uehara (1998), o escoamento superficial (ou deflúvio) é a parte que condiz à água precipitada que permanece na superfície do terreno, sujeita à ação da gravidade.

Os desastres mais frequentes ocorridos no Brasil nos últimos anos foram as inundações, que estão associadas, principalmente, à utilização intensiva do solo pelo homem (ocupando a planície de inundação), sem a preocupação de equilibrar a expansão urbana com a conservação ambiental. O efeito decorrente das inundações ocorre quando a população se estabelece no leito maior do rio, sujeito à inundação. As inundações ampliam sua frequência e magnitude em razão da ocupação e impermeabilização do solo e rede de condutos de escoamentos.

Segundo Botelho (2011), as inundações são fenômenos naturais que ocorrem nas áreas de baixos cursos dos rios. São controladas pelo volume e distribuição das águas

das chuvas, pelo tipo e densidade de cobertura vegetal, tipo de solo, substrato geológico, especificidades do relevo e a geometria do canal fluvial. Tais fatores influenciam na distribuição, periodicidade e intensidade das inundações em uma bacia hidrográfica. No entanto, o sistema hidrológico em áreas urbanizadas apresenta algumas especificidades, como por exemplo, a ocupação intensa e desordenada das margens dos rios (impermeabilizando o solo) e a inadequação dos sistemas de drenagem urbana.

Crabtree (1998 *apud* GUERRA e MARÇAL, 2006) ressalta a importância do conhecimento geomorfológico, no que diz respeito à dinâmica das bacias hidrográficas. Destacando o fato de que na gestão dos rios urbanos, o controle da poluição e do assoreamento se torna muito mais eficiente quando se tem uma política integrada – tendo a bacia hidrográfica como uma unidade de gestão, considerando as características geomorfológicas, hidrológicas e os processos bioquímicos que atuam nas bacias hidrográficas tanto naturais quanto urbanas.

Perante as intervenções antrópicas nos sistemas hidrográficos urbanos, é necessário que se tenham novas visões e medidas que garantam o melhor funcionamento das bacias hidrográficas urbanas; devem-se criar mecanismos alternativos que possam converter o processo hidrológico de infiltração, ampliando e modificando o tempo de chegada das águas ao final de cada sistema hidrográfico.

Desse modo, os estudos voltados à dinâmica fluvial estão relacionados à Geomorfologia Fluvial. De acordo com Arnaud-Fassetta *et al.* (2009), a Geomorfologia Fluvial contribui para a análise de risco, enfatizando os riscos hidrometeorológicos e os impactos do uso da terra e hidráulico, mudanças de gerenciamento nas planícies de inundação e nas encostas. Para Brunsden (1996), a abordagem geomorfológica ajuda a compreender os fatores do sistema físico que influenciam na suscetibilidade de tais sistemas, que pode ser determinada como a probabilidade de ocorrência de um dado evento geomorfológico, determinado pela capacidade de formação, magnitude-frequência e expressões espaciais.

A geomorfologia fluvial é uma ciência de síntese na interface entre as geociências, geografia e engenharia aplicada (Kondolf e Piégay, 2003). Ela fornece conhecimento em outros campos como ecologia, química, hidrologia, ciências humanas e ambientais, e permite que o sistema fluvial seja estudado em todas as dimensões temporais, do canal à planície de inundação, das nascentes à foz dos rios (Brierley e Fryirs, 2005). Dessa maneira, a Geomorfologia fluvial tornou-se essencial para a nossa capacidade de quantificar o impacto dos efeitos hidrometeorológicos.

3. GESTÃO DE RISCO DE INUNDAÇÕES

De acordo com o Perfil dos Municípios Brasileiros (Munic), dos 5.570 municípios brasileiros, 59,4% não possuíam documentos de planejamento e gerenciamento de risco, em 2017. Somente 25% tinham Plano Diretor considerando prevenção de enchentes e enxurradas e 23 % afirmaram ter Lei de Uso e Ocupação do Solo prevendo essas situações. A pesquisa indica que as áreas mais afetadas são as urbanas, por causa das

construções de habitações, rodovias e outras obras que intervêm na drenagem da água das chuvas e nos processos erosivos (IBGE, 2018).

Conforme Pompêo (2000), as inundações que ocorrem em áreas urbanizadas devem-se aos mais diversificados fatores, entre eles: o descomedido parcelamento do solo, impermeabilização de grandes superfícies, ocupação de áreas ribeirinhas tais como várzeas, fechamento de canalizações por detritos e sedimentos e obras de drenagem impróprias. O autor salienta que a expansão urbana deve ocorrer de forma planejada. Contudo, não se pode desconsiderar que a expansão urbana e os fatores mencionados anteriormente são antes conduzidos por questões sociais que os precedem.

Nascimento *et al.* (1997) afirmam que um planejamento muito voltado em medidas estruturais para amenizar os impactos das cheias, acaba esquecendo as restrições financeiras que irão impedir a execução de obras previstas. Ademais, a atividade social modela o espaço em circunstâncias nas quais se tornam escassos os recursos e as novas soluções desde então se tornam mais difíceis. Este tipo de planejamento não leva em consideração que a ausência de soluções integradas entre os sistemas urbanos e naturais torna-se um fator significativo para ocorrência de inundações frequentes. Dessa forma, é necessário desenvolver soluções alternativas para diminuir o alcance dos danos das inundações como: conservar a vegetação, regulamentar uso e ocupação do solo e zonedar áreas inundáveis, sistema de previsão e alerta de inundação, sistema de drenagem sustentável, educação ambiental direcionada ao controle da poluição difusa e dos resíduos sólidos.

A gestão integrada de bacias hidrográficas urbanas aplica-se sobre dois planos: setoriais e territoriais. O primeiro tem a finalidade de associar diferentes usos, enquanto o segundo objetiva-se em dividir horizontalmente distintas jurisdições sobre o território. A gestão integrada das bacias urbanizadas compreende, no plano setorial, além dos usos múltiplos dos recursos (abastecimento público, esgotamento sanitário, drenagem pluvial, industrial etc.), a precisão de articular-se com setores não usuários dos recursos como gestão municipal, habitação e transporte urbano. No plano institucional referente aos sistemas nacional e estadual dos recursos hídricos, procura-se identificar elementos de integração setorial e territorial compatíveis com as concepções institucionais (SILVA e PORTO, 2003). Ou seja, na perspectiva territorial busca-se a cooperação intergovernamental, considerando as três unidades básicas da Federação brasileira, a União, os Estados e os municípios. Já do ponto de vista da integração setorial, busca-se a cooperação interinstitucional, que permita uma efetividade do conjunto das funções públicas.

Na figura 1, observa-se a integração dos diferentes sistemas de águas urbanas, identificando os componentes na busca de uma solução integrada para estes aspectos.

Assim, a gestão integrada de águas urbanas diminui os gastos relacionados com a água em, por exemplo, inundações. Uma cidade sustentável incorpora os cursos d'água à paisagem urbana, preservando suas margens, restabelecendo o quanto possível a retenção natural, conservando as áreas de inundação ainda existentes.



Figura 1. Gestão integrada de águas urbanas. Fonte: Adaptado de Tucci (2003).

3.1. Inundações

Na pesquisa sobre Desastres Naturais na América Latina e Caribe, sistematizada pela Organização das Nações Unidas (ONU), consta que, desde o ano de 2000, as inundações são o tipo de desastre mais comum na região. Os prejuízos causados por danos em 12 enchentes na região entre 2000 e 2019 foram estimados em 1 bilhão de dólares. O Brasil está entre os 15 países com maior população exposta ao risco de inundação de rios no mundo: foram registrados 70 desastres entre os anos de 2000 e 2019, afetando 70 milhões de pessoas (OCHA, 2020).

De acordo com a *Pesquisa de Informações Municipais* (MUNIC) realizada pelo Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística (IBGE), constatou-se que 40,9% dos municípios brasileiros sofreram no mínimo um desastre natural entre 2008 e 2013. 1.543 municípios sofreram inundações graduais, com 8.942 casos registrados, e 1.574 municípios foram atingidos por inundações bruscas, com 13.244 ocorrências. A pesquisa revela que as inundações graduais deixaram 1.406.713 pessoas desabrigadas ou desalojadas, enquanto as inundações bruscas desabrigaram ou desalojaram 777.546 pessoas. O resultado apresenta que 48% das prefeituras não tinham instrumentos pré-definidos para enfrentar essas ocorrências (IBGE, 2014).

A inundação é um fenômeno natural; entretanto, seus efeitos podem ser maximizados por ações do homem. Chow (1956) conceitua inundação como fenômenos hidrológicos extremos, de frequência variável, natural ou por ação antrópica, que corresponde na submersão de áreas frequentemente emersas. Para Leopold (1994) “inundação pode ser definida como ocorrência de uma vazão de tal magnitude que ultrapassa as margens naturais ou artificiais em trecho do canal do rio”. Conforme Kron (2002), a partir do transbordamento, acontecem vários tipos de inundações; as mais normais são as inundações costeiras, graduais e bruscas. A primeira está relacionada ao local característico, ou seja, zona costeira, enquanto as últimas duas estão relacionadas à velocidade do próprio fenômeno e podem ocorrer em qualquer lugar.

Na definição da *National Disaster Education Coalition* – NDEC (2004), agência criada pelo governo dos Estados Unidos, *flood* são inundações que decorrem nas planícies de inundação, quando ocorre precipitação por vários dias, forte chuva em um curto tempo ou um acúmulo de gelo ou de restos, fazendo com que um rio ou um córrego transborde e inunde a área circunvizinha. As inundações bruscas ou enxurradas (em inglês *flash flood*) são aquelas que acontecem subitamente, com pouco tempo de alarme ou alerta para o lugar de ocorrência.

O aumento das inundações em áreas urbanas pode ser atribuído às alterações antrópicas, relacionadas principalmente com desordenada urbanização, desarborização e ocupação de áreas de risco. Para entender as causas e os efeitos das inundações, além de planejar, investir e executar medidas que o minimizem, é fundamental descrever os sistemas onde estes eventos ocorrem. As inundações ocorrem da seguinte forma, segundo Tucci (1999):

- em áreas ribeirinhas: “os rios, em geral, possuem dois leitos, o leito menor onde a água escoar na maioria do tempo e o leito maior, que é inundado em média a cada 2 anos”. Existe ainda, o excepcional e o da vazante. A implicação causada pela inundação ocorre quando a população se estabelece no leito maior do rio, ficando submetida à inundação.
- inundações devido à urbanização: as inundações ampliam a sua frequência e magnitude devido à ocupação e impermeabilização do solo e rede de condutos de escoamentos. A urbanização também pode gerar obstruções ao escoamento através de aterros e pontes, drenagens inadequadas e obstruções ao escoamento acompanhado a condutos e assoreamento.

Dessa maneira, as inundações em áreas ribeirinhas são decorrentes de um processo natural, e os danos acontecem, sobretudo, devido à ocupação da planície de inundação em período de estiagem. Em áreas urbanas, as inundações ocorrem, principalmente, pela projeção falha de drenagem nas cidades, e pela impermeabilização das superfícies que causam o aumento do escoamento superficial, em detrimento do escoamento subterrâneo. Tucci (2005) afirma que as inundações ampliadas pela urbanização geralmente ocorrem em bacias pequenas, ou seja, de alguns quilômetros quadrados. Diferentemente das grandes bacias, pois o efeito da combinação de drenagem dos vários canais de

macro drenagem, que são influenciados pela distribuição temporal e espacial das precipitações máximas.

De acordo com Jha *et al.* (2013), os impactos das inundações em áreas urbanas também são diferentes devido à tradicional alta concentração populacional e ativos no meio urbano. O que torna o dano mais intenso e mais dispendioso, uma vez que a exposição é maior. Assentamentos urbanos também contêm os principais atributos econômicos e sociais e bases de ativos de qualquer população nacional, de modo que a inundação urbana frequentemente traz sérias consequências para a sociedade. Ainda, segundo os autores, os impactos diretos causados pela inundação representam o maior risco à vida e propriedade. Os efeitos indiretos, em paralelo, aparecem apenas em um futuro distante – como doenças, oportunidades de educação e nutrição reduzidas, perda de subsistência, dentre outros. A princípio, tais impactos podem ser difíceis de identificar – e ainda mais difíceis de serem corretamente quantificados e avaliados.

3.2. Gestão de Risco de Inundações

Para Gouldby e Samuels (2005), o desafio da “prevenção” de inundações é fornecer um nível aceitável de proteção através da instalação de infraestrutura física em conjunto com alternativas e meios de redução de risco. Segundo Ahmad e Simonovic (2006), o gerenciamento de risco de inundações é compreendido em três etapas: planejamento antes da inundação, gerenciamento de emergência e recuperação após a inundação, como mostra a figura 2.



Figura 2. Gerenciamento de Risco de Inundação. Fonte: Adaptado de Ahmad e Simonovic (2006).

Menciondo (2006) salienta que o gerenciamento do risco de inundações urbanas, no que diz respeito ao alerta antecipado, proteção e reabilitação, requer um maior nível de inovação e parcerias. Para o autor, a principal questão é como lidar com esses desafios frente ao desenvolvimento urbano. Uma possibilidade que se apresenta é a descentralização da gestão de risco (macrodrenagem e microdrenagem de lotes urbanos). No contexto de implantação, as ações de controle de escoamentos podem ser tratadas em âmbito de macrodrenagem, microdrenagem, e em escala de lote.

Medidas reguladoras, como planos diretores e leis de zoneamento, bem como intervenções hidráulicas nos canais principais da macrodrenagem, são mecanismos centralizados de gerenciamento da drenagem – que têm sua eficácia influenciada pelas características de operação e manutenção dos sistemas de microdrenagem e das fontes geradoras do escoamento superficial, na maior parte lotes urbanos, com características, portanto, descentralizadas. É necessário, desse modo, trabalhar em ambas as escalas (MENDIONDO, 2006).

Para Miguez e Magalhães (2010), o Plano Diretor de Gerenciamento de Inundações deve compor um conjunto de técnicas, ações e políticas articuladas entre si, que visem administrar o risco de inundações e direcionar o desenvolvimento de sistemas de drenagem.

Essa visão é reforçada por Miguez *et al.* (2016), em um estudo que mostra que a implantação de um projeto de drenagem sustentável precisa ser acompanhada de medidas de urbanização sustentável, para que seus benefícios se mantenham ao longo do tempo. Assim, a estratégia para o controle de inundações deve levar em consideração todas as questões que envolvam a geração de águas pluviais, sua dependência dos processos físicos da bacia hidrográfica e sua interatividade com as características de uso do solo.

3.3. Medidas de Controle

Uma perspectiva conjunta da gestão de riscos de inundação urbana é uma combinação de medidas que, num todo, pode diminuir com êxito o risco de inundação em áreas urbanizadas. Sob o ponto de vista de controle de inundações (e, portanto, redução do próprio perigo), pode-se trabalhar sobre o processo de transformação de chuva em vazão, reduzindo a geração de vazões na passagem da chuva pela bacia. Essas medidas são tipicamente descritas como estruturais e não estruturais (Tabela 1), não se opõem umas às outras, e estratégias mais bem-sucedidas devem combinar ambos os tipos (JHA *et al.*, 2013).

As medidas estruturais representam as obras que podem ser implementadas objetivando a correção e/ou prevenção dos problemas de enchentes. Em paralelo, as medidas não estruturais são aquelas em que se procura diminuir os danos ou os efeitos das inundações, não por meio de obras, mas pela introdução de normas, regulamentos e programas que pretendam o disciplinamento do uso e ocupação do solo, a implementação de sistemas de alerta e a conscientização da população para a manutenção dos dispositivos de drenagem (CANHOLI, 2014).

Tabela 1. Medidas para controle das inundações.

ESTRUTURAIAS	Extensivas	As medidas extensivas agem na bacia, transformando as relações entre precipitação e vazão	
	Intensivas	As medidas intensivas atuam exatamente na calha do rio, alterando as grandezas hidráulicas e características hidrodinâmicas do escoamento	Aceleram o escoamento
			Retardam o escoamento
			Derivam o escoamento
NÃO-ESTRUTURAIAS	<ul style="list-style-type: none"> • Preservação da vegetação¹ – Florestas e matas ciliares; • Regulamentação do uso do solo e zoneamento das áreas de inundação; • Edificações à prova de inundações; • Seguro-inundação. • Sistema de previsão e alerta de inundações; • Educação ambiental voltada ao controle da poluição difusa, da erosão e do lixo. 		

Fonte: Adaptado de Simons *et al.* (1977) apud Miguez *et al.* (2016).

Segundo Miguez *et al.* (2016), as *medidas estruturais* são interferências diretas nas calhas dos rios ou paisagem urbana; por exemplo, canalização, barragens, reservatórios, criação de parques longitudinais inundáveis, diques, reservatórios em praças ou lotes, entre outros. São consideradas medidas de controle, que modificam as relações de escoamento e, geralmente, são imprescindíveis para ações corretivas, como mostra a tabela 2. Dividem-se em:

- *Extensivas*, quando ocorre ação sobre a bacia, alterando a precipitação x vazão, podendo, dessa forma, classificá-la como medidas hidrológicas;
- *Intensivas*, quando a ação ocorre diretamente sobre o *escoamento* da água nos rios e canais, procurando alterar as condições hidrodinâmicas da onda da cheia, sendo, assim, classificadas medidas hidráulicas.

¹ Preservação ≠ Reflorestamento - O reflorestamento de encostas e a recuperação da mata ciliar são, em alguns estudos, classificados como medidas não estruturais que visam aumentar a capacidade de amortecimento das águas pluviais, por meio do restabelecimento dos processos de evapotranspiração, infiltração e interceptação da precipitação. Porém, ao voltar-se para a sua ação sobre a bacia, percebe-se que busca a reestruturação do funcionamento hidrológico, como citado acima, modificando a relação precipitação X vazão e, portanto, devendo ser classificada como uma medida estrutural extensiva (SIMONS *et al.*, 1977).

Tabela 2. Principais características das medidas estruturais segundo Simons *et al.*, 1977.

Medida	Principal vantagem	Principal desvantagem	Aplicação
Medidas extensivas			
Alteração da cobertura vegetal	Redução do pico de cheia	Impraticável para grandes áreas	Pequenas bacias
Controle de perda do solo	Reduz o assoreamento	Idem ao anterior	Pequenas bacias
Medidas intensivas			
Diques e polders	Alto grau de proteção de uma área	Danos significativos caso falhe	Grandes rios e na planície
Melhoria do canal			
Redução da rugosidade por desobstrução	Aumento da vazão com pouco investimento	Efeito localizado	Pequenos rios
Corte do meandro	Amplia a área protegida e acelera o escoamento	Impacto negativo em rio com fundo aluvionar	Área de inundação estreita
Reservatório			
Todos os reservatórios	Controle à jusante	Localização difícil devido à desapropriação	Bacias intermediárias
Reservatórios com comportas	Mais eficiente com mesmo volume	Vulnerável a erros humanos	Projetos de usos múltiplos
Reservatórios para cheias	Operação com mínimo de pedras	Custo não compartilhado	Restrito ao controle de enchentes
Mudança de canal			
Caminho de cheia	Amortecimento de volume	Depende da topografia	Grandes bacias
Desvios	Reduz vazão do canal principal	Idem ao anterior	Bacias médias e grandes

Fonte: adaptado Simons *et al.*, (1977).

As medidas extensivas são:

- *Cobertura vegetal*: a vegetação tem a capacidade de acumular parte do volume de água precipitado pela interceptação vegetal, além de aumentar a evapotranspiração e diminuir a velocidade do escoamento superficial pela bacia hidrográfica;

- *Controle da erosão do solo*: o aumento da erosão tem consequências ambientais pelo *transporte* de sedimentos e seus agregados, podendo contaminar dos rios à jusante e reduzir a sua seção, além de modificar o balanço de carga e transporte dos rios.

As medidas intensivas são:

- *Barragem para controle de inundação*: o reservatório de controle de enchentes funciona retendo o volume do hidrograma durante as enchentes, reduzindo, assim, o pico e o impacto à jusante do barramento;
- *Diques com polders*: são muros laterais de terra ou concreto, inclinados ou retos, construídos a uma certa distância das margens, que protegem as áreas ribeirinhas contra o extravasamento.

Por outro lado, as *medidas não estruturais* são formadas por ações indiretas, como zoneamento urbano (reconhecimento de áreas alagáveis e restrições na legislação urbana), conservação de áreas para alagamento, preservação das várzeas, educação ambiental, sistemas de alerta, plano de resíduos sólidos, dentre outros. Essas medidas têm o intuito de harmonizar a convivência da sociedade com os eventos de enchentes, tendo um caráter preventivo, de sustentação e, portanto, complementar ao corretivo (MIGUEZ *et al.*, 2016).

De acordo com Tucci (2007) as medidas não-estruturais fundamentais são as preventivas, como: previsão e alerta de inundação, zoneamento das áreas de risco e seguro. O **sistema de previsão e alerta** tem o propósito de se adiantar à ocorrência da inundação, avisando a população e tomando as medidas necessárias para reduzir os prejuízos resultantes da inundação. Para Tucci, um sistema de previsão em tempo real envolve os seguintes aspectos:

- *Sistema de coleta e transmissão de informações hidrológicas*: sistema de monitoramento por rede telemétrica, satélite ou radar e transmissão destas informações para o *centro* de previsão;
- *Centro de Previsão*: recepção e processamento de informações, modelo de previsão, avaliação e *emissão de alerta*;
- *Defesa Civil*: programas preventivos: educação, mapa de alerta, definição de locais críticos; alerta aos sistemas públicos - escolas, *hospitais*, infraestrutura; alerta à população de risco, remoção e *proteção* da população atingida durante a emergência.

O sistema de previsão e alerta, segundo Tucci (2007), possui três fases distintas, sendo estas:

- *Prevenção*: Planejar as atividades para reduzir as inundações no seu acontecimento. Capacitação da equipe da Defesa Civil. Comunicação da população. Mapa de alerta com identificação das áreas alagáveis. Preparação de áreas para receber a população desalojada. Monitoramento.
- *Alerta*: Acompanhamento da ocorrência dos eventos chuvosos com base em: nível de acompanhamento (acompanhamento técnico da evolução da

inundação); nível de alerta (previsão de um futuro crítico que será atingido dentro de um de cenário de tempo); nível de emergência (avaliação dos danos materiais e humanos).

- *Mitigação*: Refere-se às ações que devem ser realizadas para atenuar o prejuízo da população afetada por inundação, através do isolamento das áreas de risco, retirada da população, animais e proteção de locais de interesse público.

O **zoneamento** é a definição de um conjunto de regras para a ocupação do solo e deve considerar as áreas de risco de inundação, visando minimizar futuras perdas humanas e de materiais em grandes eventos. O zoneamento urbano permite o desenvolvimento racional coerente das áreas ribeirinhas. Desse modo, é indispensável regulamentar áreas de ocupações urbanas, e deve ser realizada uma proposta técnica discutida com a comunidade antes de ser inserida no Plano Diretor da Cidade. O zoneamento engloba as seguintes etapas: modelagem do processo físico das inundações; mapeamento das áreas sujeitas à inundação (conforme diferentes níveis de perigo); zoneamento.

Esta regulamentação apoia-se em critérios de ocupação de áreas de diferentes níveis de perigo (diferentes tempos de recorrência, por exemplo), tanto quanto ao uso como quanto aos aspectos construtivos. Portanto, essa é a fase de controle sobre a expansão e adensamento urbano. O Código de Construção deve orientar a construção de prédios quanto a aspectos estruturais, hidráulicos, de material e vedação. A regulamentação adequada das construções permite evitar futuros danos.

O **Seguro** contra inundações permite aos indivíduos ou empresas a obtenção de uma proteção econômica para perdas decorrentes dos eventos de inundação. O seguro é um procedimento exequível para empreendimentos com grande valor agregado, nos quais os proprietários possuem capacidade econômica de pagar o prêmio do seguro. Além do mais, conhecido o nível de risco, torna-se interessante também para as seguradoras que oferecem o serviço e delimitam as áreas possíveis de serem seguradas.

Portanto, o controle de inundação deve ser feito através da conciliação de medidas estruturais e não estruturais que conceda à população que vive em áreas de risco a possibilidade de minimizar danos e manter uma relação harmoniosa com o rio. Estas intervenções abrangem medidas de engenharia, social, econômico e administrativo; um exemplo é o Sistema de Drenagem Urbana Sustentável.

De acordo com Woods-Ballard *et al.* (2007), o Sistema de Drenagem Urbana Sustentável - SuDS (*Sustainable Drainage Urban Systems*) é um sistema que busca reduzir o escoamento superficial com a integração de pequenas e discretas unidades de controle de águas pluviais em toda a área planejada, através de componentes similares à paisagem natural. O SuDS tem como finalidade atenuar as consequências da expansão urbana sobre a quantidade e qualidade do escoamento superficial e de potencialização da oferta de bem-estar e biodiversidade.

A drenagem sustentável deve ser analisada conforme seu funcionamento em cadeia/sequência. Para Woods-Ballard *et al.* (2007), as águas pluviais, em momento viável, devem ser manuseadas em pequenas feições localizadas nas sub-bacias ao invés de serem conduzidas e manejadas em grandes sistemas nos pontos mais baixos das áreas de drenagem. As categorias técnicas apresentam-se da seguinte forma:

- Prevenção: plano paisagístico local, limpeza, manutenção doméstica para prevenir escoamento superficial e poluição, e reutilização de águas das chuvas;
- Controle de origem: telhados verdes e pavimentos permeáveis;
- Controle local: manejo da água em escala local (exemplo: escoamento de um estacionamento para uma bacia de retenção no próprio local);
- Controle regional: manejo do escoamento excedente de vários locais direcionando-os a grandes espaços, como por exemplo, lagos e brejos.

A prevenção, controle de origem, controle local e controle regional são técnicas que atuam na qualidade da água por meio de processos naturais como sedimentação, filtração, adsorção, biodegradação, volatilização, precipitação, absorção por plantas, nitrificação e fotólise, enquanto o controle da quantidade de água escoada é feito por processos mecânicos (WOODS-BLLARD *et al.*, 2007):

- Infiltração: a água superficial percola o solo e diminui a vazão do escoamento superficial;
- Detenção/Atenuação: é a diminuição de velocidade de fluxo. O armazenamento pode ser em bacia seca (de detenção), em bacia de retenção ou ainda em bacias subsuperficiais;
- Transporte: é o transporte do escoamento superficial de um lugar a outro. Isto pode ocorrer por canais abertos, canos e/ou trincheiras. Tal processo é fundamental para manejo de fluxo e conexão de SuDS em eventos extremos.

O Sistema de Drenagem Sustentável (SuDS) tem como qualidade a interação da comunidade junto à prevenção de controle de origem, incluindo os moradores ao planejamento e gestão dos sistemas, capacitando-os através de manuais e treinamentos. Os sistemas de drenagem sustentáveis são desenvolvidos como pequenas unidades discretas, distribuídas pelo terreno, com o objetivo de manter as características hidrológicas pelo terreno – com o objetivo de manter as características hidrológicas locais próximas das condições existentes antes da urbanização. Alguns exemplos de técnicas utilizadas por esse sistema são: telhados verdes, biorretenção (jardim de chuva), pavimentos permeáveis e porosos, microrreservatórios, trincheiras de infiltração, entre outros.

4. CONCLUSÃO

A Geografia, juntamente com a Geomorfologia, é fundamental no que se refere a inventariar e analisar o ambiente que é, antes de tudo, um espaço – humanizado e eminentemente geográfico. Os estudos geomorfológicos, visando avaliar e identificar áreas de risco para planejamento urbano e gestão de risco, vêm sendo cada vez mais aplicados. Esse desenvolvimento técnico e científico está em grande parte relacionado à própria necessidade de conhecimento dos processos relacionados aos desastres em vista da intensidade dos danos e prejuízos socioeconômicos causados. Dessa forma, a Geomorfologia auxilia a gestão de risco através do seu caráter integrador, buscando compreender a evolução espaço-temporal, observando as escalas de atuação desses processos, antes e depois da interferência do homem, em um determinado ambiente.

Como as inundações têm se tornado um desastre crítico frente à ocupação desordenada, seguida da degradação ambiental, a gestão de risco torna-se um instrumento importante no que diz respeito ao desenvolvimento de políticas públicas. É ela que permite categorizar os problemas, avaliar as necessidades de investimentos e dar suporte técnico ao poder público – para que, junto à comunidade, possa encontrar soluções para tais situações.

Desta forma, é necessária uma visão ampliada no que diz respeito à drenagem urbana, considerando condições físicas da bacia, aspectos sociais, urbanos, de engenharia, entre outros. É essencial que se façam medidas de revitalização do rio, pois apesar das limitações impostas pelo ambiente urbano, é possível realizar ações que diminuam os impactos negativos e proporcionem uma revalorização ecológica dos rios urbanos.

Do ponto de vista da sustentabilidade associada à drenagem urbana, surge uma nova forma de orientar as ações, baseada no reconhecimento da complexidade das relações entre os ecossistemas naturais, o sistema artificial e a sociedade. Esta postura exige um novo conceito em termos de técnicas e gerenciamento de drenagem e controle de inundações em áreas urbanizadas. A água tem um importante papel no meio urbano, existindo a necessidade de diferenciar o atendimento das demandas, questões relativas à qualidade, disponibilidade e escoamento de águas de chuva. A gestão destas águas constitui grande parte do saneamento urbano. A gestão da água no meio urbano é um caso à parte da gestão de recursos hídricos. A ação institucional deve integrar, por um lado, a gestão de recursos hídricos e, por outro, o saneamento ambiental.

Referências Bibliográficas

- ADELOYE, A. J.; RUSTUM, R. Lagos (Nigeria) flooding and influence of urban planning. **Urban Design and Planning**, [s.l.], v. 164, n. 3, p. 175 -187, 2011.
- AHMAD, S.; SIMONOVIC, S. P. An Intelligent Decision Support System for Management of Floods. **Water Resources Management**, Dordrecht- Netherlands, v. 20, n. 3, p. 391- 410, jun. 2006.
- ARNAUD- FASSETTA, G. *et al.* Fluvial Geomorphology and flood - risk management. **Géomorphologie: relief, processus, environnement**, [s.l.], v. 15, n. 2, p. 109 -128, 2009.

- AYOG, J.L. *et al.* Flood Risk Assessment on Selected Critical Infrastructure in Kota Marudu Town, Sabah, Malaysia. *In: International Symposium on Civil and Environmental Engineering*, 2016, Malaysia. **MATEC Web of Conferences 103**, Malaysia, v. 4019, p. 1–9, 2017. Disponível em: <https://www.matec-conferences.org/about-the-journal/aims-and-scope> Acesso: 27/03/2020.
- BOTELHO, R.G.M. Bacias Hidrográficas Urbanas. *In: GUERRA, A.J.T. (org.) Geomorfologia Urbana*. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, 2011.
- BRIERLEY G.J.; FRYIRS K.A. **Geomorphology and river management**: applications of the river styles framework. Oxford: Blackwell, 2005.
- BRUNSDEN, D. Geomorphological events and landform change. Stuttgart, **Zeitschrift fur Geomorphologie**, 40,3, p.273-288, 1996.
- CANHOLI, A. P. **Drenagem urbana e controle de enchentes**. 2 ed. São Paulo: Oficina de Textos, 2014.
- CARMO, R. L.; MARQUES, C.; MIRANDA, Z. A. I. **Dinâmica demográfica, economia e ambiente na zona costeira de São Paulo**. Campinas: Unicamp, 2012.
- CARNEIRO, P. R. F. e MIGUEZ, M. G. **Controle de inundações em bacias hidrográficas metropolitanas**. São Paulo: Annablume, 2011.
- CASTRO, A.L.C. (coord.). **Glossário de Defesa Civil Estudos de Riscos e Medicina de Desastres**. 2. ed. Secretaria Nacional de Defesa Civil, 1998. Disponível em: <http://www.defesacivil.mg.gov.br/conteudo/arquivos/manuais/Manuais-de-Defesa-Civil/GLOSSARIO-Dicionario-Defesa-Civil.pdf>. Acesso :17 abr. 2020.
- CHOW, V. T. **Hydrologic Studies of floods in the United States**: Association Internatoionale d' Hydrologie, 1956.
- CHRISTOFOLETTI, A. **Geomorfologia**. São Paulo: Edgard Blücher, 1980.
- CUNHA, S. B. Geomorfologia Fluvial. *In: GUERRA, A.J.T. e CUNHA, S.B. (orgs.) Geomorfologia: uma atualização de bases e conceitos*. 10. ed. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, 2011.
- CUNHA, S. B. Geomorfologia Fluvial. *In: Guerra, A.J.T.; CUNHA, S.B. (orgs.) Geomorfologia: uma atualização de bases e conceitos*. 3. ed. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, 1998.
- CUNHA, S. B. Geomorfologia Fluvial. *In: GUERRA, A.J.T.; CUNHA, S.B. (orgs.) Geomorfologia: uma atualização de bases e conceitos*. 4. ed. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, 2001.
- Disponível em: <https://openknowledge.worldbank.org/handle/10986/13109> Acesso: 17 abr. 2020.
- Disponível: <https://www.preventionweb.net/organizations/3760>. Acesso: 01 mar. 2020.
- GOULDBY, B.; SAMUELS, P. **Language of risk, project definitions**. FLOODsite report [s.l.] T32-04-01, march, 2005.
- GUERRA, A. J. T.; MARÇAL, M. S. **Geomorfologia Ambiental**. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, 2006.
- INTISTUTO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA E ESTATÍSTICA. **Perfil dos Municípios brasileiros 2013**. Rio de Janeiro: IBGE, 2014.

INSTITUTO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA E ESTATÍSTICA. **Perfil dos Municípios brasileiros 2017**. Rio de Janeiro: IBGE, 2018.

JHA, A.K.; MINER, T.W.; STANTON-GEDDES, Z. **Building Urban Resilience: Principles, Tools and Practice**. Directions in development: environment and sustainable development. Washington, DC: World Bank, 2013.

JORGE, F.N.; UEHARA, K. Águas de Superfície. *In*: OLIVEIRA, A.M.S.; BRITO, S.N.A. (orgs.) **Geologia da Engenharia**. São Paulo: ABGE- CNPq –FAPESP, 1998.

JORGE, M.C.O. Geomorfologia urbana: conceitos, metodologias e teorias. *In*: GUERRA, J.A. T. (org.) **Geomorfologia urbana**. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, 2011.

KONDOLF, G.M.; PIÉGAY, H. Tools in Geomorphology: Problem Statement and Recent Practice. *In*: KONDOLF, G.M.; PIÉGAY, H.(eds.) **Tools in fluvial geomorphology**. Wiley, Chichester, p. 3-22, 2003.

KRON, W. Keynote lecture: Flood risk = hazard x exposure x vulnerability. *In*: Second International Symposium of Flood Defense, 2002. Beijing - China, p. 82-97, 2002.

MEDIONDO, E.M. An overview on flood risk management. **Revista Minerva Ciência e Tecnologia**, São Carlos, v.2, n.2, p-131-143, 2006.

MIGUEZ, M.G.; MAGALHÃES, L.P.C. Urban Flood Control, Simulation and Management: an Integrated Approach. *In*: PINA FILHO, A.C. **Methods and Techniques in Urban Engineering**, IntechOpen, 2010.

MIGUEZ, M.G.; VERÓL, A.P.; REZENDE, O.M. **Drenagem Urbana: do projeto original à sustentabilidade**. 1.ed. Rio de Janeiro: Elsevier, 2016.

NASCIMENTO, N.O.; BATISTA, M.B.; DE SOUZA, V.C.B. Sistema Hidrourb para o pré-dimensionamento de soluções compensatórias em drenagem urbana. *In*: XII Simpósio Brasileiro de Recursos Hídricos, 1997, Vitória. **Anais [...]** Vitória, 1997. CD-ROM.

NATIONAL DISASTER EDUCATION COALITION. **Talking about disaster: Guide for standard messages**. Washington, D.C., 2004.

NWS/NOAA- NATIONAL WEATHER SERVICE/NATIONAL OCEANIC ATMOSPHERIC ADMINISTRATION. **Glossary**, 2004. Disponível em: <http://www.nws.noaa.gov/glossary>. Acesso: 10 fev. 2020.

PEREIRA, C.R.P. **Índice de Risco de Inundações como Ferramenta de Planejamento Urbano**. 2017. Dissertação (Mestrado em Engenharia Ambiental) - Escola Politécnica e Escola de Química, Programa de Engenharia Ambiental, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2017.

POMPÊO, C.A. Drenagem Urbana Sustentável. **Revista Brasileira de Recursos Hídricos**, [s.l.] v.5, n.1, p.15-23, 2000.

POSER, K.; DRANSCH, D. Volunteered Geographic Information for Disaster Management with Application to Rapid Flood Damage Estimation. **Geomatica**, vol. 64, p. 89–98, october. 2010.

SILVA, R. T.; PORTO, M. F. do A. Gestão urbana e gestão das águas: caminhos da integração. **Estudos Avançados**. São Paulo, v. 17, n. 47, p.129-147, 2003.

SIMONS, D.B. et al. **Flood flows, stages and damages**. Fort Collins: Colorado State University. 1977.

TINGSANCHALI, T. Urban flood disaster management. **Procedia Engineering**, [s.l.] v.

32, p. 25 - 37, 2012.

TUCCI, C. E. M. **Urban Flood Management**. Global Water Partnership, World Meteorologic Organisation, Cap-Net. Maio, 2007.

TUCCI, C.E.M. Aspectos Institucionais no Controle de Inundações. *In*: I Seminário de Recursos Hídricos do Centro Oeste, 1999, Brasília. **Anais [...]** Brasília, 1999.

TUCCI, C.E.M. **Gestão de Águas Pluviais urbanas**. Ministério das Cidades- Global Water Partnership- Word Bank- UNESCO. Porto Alegre, 2005.

TUCCI, C.E.M. **Inundações Urbanas na América do Sul**. Porto Alegre: Associação Brasileira de Recursos Hídricos, 2003.

UNITED NATIONS OFFICE FOR THE COORDINATION OF HUMANITARIAN AFFAIRS- OCHA. **Natural Disasters in Latin America and the Caribbean**. 2020. Disponível em: <https://gho.unocha.org/inter-agency-appeals/latin-america-and-caribbean>. Acesso: 10 fev. 2020.

VAN HERK, S.; ZEVENBERGEN, C.; ASHLEY, R. ;RIJKE, J. Learning and Action Alliances for the integration of flood risk management into urban planning: a new framework from empirical evidence from The Netherlands. **Environmental Science & Policy**, [s.l.], p. 1–12, 2011.

WOODS-BALLARD, B.; KELLAGHER, R.; JEFFERIES, C.; BRAY, R.; SHAFFER, P. **The SuDS Manual**. Londres: CIRIA, 2007.

YAMASHITA, S.; WATANABE, R.; SHIMATANI, Y. Smart Adaptation to Flooding in Urban Areas. **Procedia Engineering**, [s.l.] v. 118, p. 1096 -1103, 2015.

ZANIRATO, S. H. et al. Sentidos do risco: interpretações teóricas. *Biblio 3W*, **Revista Bibliográfica de Geografía y Ciencias Sociales**, [s.l.], v.XIII, n.785, 2008. Disponível em: <http://www.ub.es/geocrit/b3w-785.htm>. Acesso em: abr. de 2020.

ZONENSEIN, J. **Índice de risco de cheia como ferramenta de gestão de enchentes**. 2007. Dissertação (Mestrado em Ciências em Engenharia Civil). Instituto Alberto Coimbra de Pós-Graduação e Pesquisa em Engenharia -COPPE, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2007.

6. AJUSTAMENTO FLUVIAL À AGROPECUÁRIA, URBANIZAÇÃO E RESERVATÓRIO E ANÁLISE CIENTOMÉTRICA DO IMPACTO DESSAS ATIVIDADES NOS RIOS BRASILEIROS

Eduardo Souza de Moraes¹ & Otávio Cristiano Montanher²

¹Grupo de Estudos Multidisciplinares do Ambiente (GEMA), Departamento de Geografia (DGE), Universidade Estadual de Maringá (UEM); Av. Colombo, 5.790, Bloco 24, Campus Universitário, Maringá, Paraná CEP 87020-900; esmorais2@uem.br

²Grupo de Estudos Multidisciplinares do Ambiente (GEMA), Departamento de Geografia (DGE), Universidade Estadual de Maringá (UEM); otaviocmontanher@yahoo.com.br

Resumo: Agropecuária, urbanização e reservatório possuem capacidades distintas de alterar o fluxo hidrológico e sedimentológico dos rios. Este capítulo reuniu os seguintes objetivos: (i) apresentar uma síntese dos modelos conceituais e técnicas para o estudo do ajustamento fluvial causados por estas atividades e (ii) analisar as publicações científicas que examinaram os respectivos impactos geomorfológicos nos rios brasileiros. Para a análise cientométrica foram avaliadas as causas de ajustamento, variações temporais e espaciais dos estudos, distribuição dos estudos por regiões hidrográficas e as técnicas empregadas. Os resultados demonstraram que há pouco conhecimento científico sobre como ocorrem processos, formas e evolução na paisagem fluvial brasileira induzidas por estas atividades antrópicas. O desenvolvimento das atividades antrópicas no Brasil com modelos culturais e operacionais diversos, aliado ao regime tropical na maior parte do território, ressalta a necessidade destes estudos frente aos modelos já concebidos. Por outro lado, a geomorfologia fluvial com seu amplo conjunto de abordagens possui grande potencial para contribuir com o gerenciamento e a preservação da integridade dos rios brasileiros. **Palavras-Chave:** geomorfologia fluvial, interferência antrópica, mudanças de canal, erosão, cienciometria.

Abstract: Agriculture, urbanization, and reservoir have different capacities to alter the hydrological and sedimentological regimes of rivers. In this chapter, the aims are (i) to present a synthesis of models and techniques for the study of the fluvial adjustment caused by these activities, and (ii) to analyse the scientific publications that examined the respective geomorphological impacts in the Brazilian rivers. For the scientometric analysis, we evaluated the causes of adjustment, temporal and spatial variations of the studies, distribution of the studies by hydrographic regions and the techniques. The results demonstrated that scientific knowledge is scarce, about how processes, forms, and evolution, induced by these human activities, take

place in the Brazilian rivers landscapes. The development of anthropogenic activities in Brazil with diverse cultural and operational models, combined with the tropical regime in most of the territory, highlights the need for these studies compared to the models already conceived. In contrast, fluvial geomorphology, with its wide range of approaches, has great potential to contribute to the management and preservation to the integrity of Brazilian rivers.

Keywords: fluvial geomorphology, anthropogenic activities, channel change, erosion, scientometry.

Tema: Geomorfologia Fluvial.

1. MUDANÇAS DO CANAL E AJUSTAMENTO FLUVIAL

Rios são essencialmente dinâmicos, exibindo mudanças morfológicas que variam espacialmente e temporalmente em correspondência com a diversidade de padrões fluviais e características da bacia hidrográfica. Entretanto, mudanças nos rios podem também decorrer de atividades antrópicas e o papel do homem como agente geomorfológico está entrelaçado ao desenvolvimento da geomorfologia fluvial (WOLH, 2014b). Atualmente ainda é imperativo a necessidade de se conhecer o comportamento intrínsecos dos sistemas fluviais (MURRAY et al., 2014). Porém, em concomitância, as influências antrópicas estão causando uma nova configuração aos rios, que torna imprescindível o conhecimento dos ajustes fluviais como base para o manejo adequado e sustentável dos recursos naturais (DOWNS e PIÉGAY, 2019).

A sensibilidade é um conceito relevante para se tratar da resiliência de rios, aliás com competência aplicada e útil para aproximar a comunicação entre geomorfólogos e a sociedade (FRYIRS, 2019). Nesse sentido, a sensibilidade é definida por Brunnsden e Thornes (1979) como a probabilidade de que uma determinada alteração nos controles de um sistema produza uma resposta sensível, reconhecível e persistente. Em atenção aos parâmetros morfológicos dos rios, por exemplo, comumente nota-se que rios com leito rochoso apresentam sensibilidade menor, enquanto que rios com leito aluvial possuem sensibilidade maior.

A erosão das margens, a degradação de ilhas e a avulsão de canais são exemplos de processos de rios aluviais que geram mudanças morfológicas expressivas e que podem ocorrer em intervalos de poucos anos. Processos fluviais, como estes, são respostas as variações hidrológicas e sedimentológicas do sistema fluvial e necessários para a manutenção do sistema fluvial e de sua biodiversidade. Deste modo, investigações científicas e aplicadas da geomorfologia fluvial contribuem, por exemplo, avaliando as variações nas taxas (temporal) e distribuições (espacial) das mudanças do canal e determinando quais são os principais fatores reguladores do sistema fluvial.

A definição aqui proposta de ajustamento fluvial correspondente as mudanças morfológicas que ocorrem por meio de processos erosivos e deposicionais como respostas as alterações nos elementos que regulam a dinâmica e a estrutura do sistema. Basicamente

são mudanças morfológicas do canal e de respectivas unidades geomórficas que culminam em uma adaptação do sistema fluvial. O conceito de comportamento fluvial definido por Brierley e Fryirs (2005), por exemplo, refere-se ao ajustamento do rio que produz formas de relevo em uma escala de trecho. Para que mudanças morfológicas ocorram é necessário que limiares sejam atingidos e, conseqüentemente, isso tem um efeito em rede nos componentes da morfologia fluvial (SCHUMM, 1979). Portanto, mudanças morfológicas do canal fluvial tendem a ocorrer de modo acumulativo, ou seja, mais de um atributo morfológico do rio se altera, por exemplo, canais que apresentam diminuição da sinuosidade também podem apresentar concomitantemente aumento de largura e agradação no leito. Em similar perspectiva, as mudanças nos rios também podem ocorrer em decorrência de diversos fatores. Entretanto, em razão da viabilidade técnica ou maior representatividade os estudos em geral, limitam parâmetros ou causas de mudanças morfológicas, para se discutir o ajustamento fluvial.

As mudanças morfológicas dos rios ocorrem, ou ainda mais precisamente se ajustam, aos fatores que se relacionam com o sistema fluvial, e que podem ser classificados em extrínsecos, intrínsecos e antrópicos (PHILLIPS, 2010). Os fatores extrínsecos são aqueles majoritariamente independentes do sistema fluvial, como o clima e a tectônica, com variações inexistentes ou sutis aos limites de bacias hidrográficas, por exemplo. Os fatores intrínsecos são aqueles internos e deste modo promovem uma auto regulação do sistema fluvial, tais como a declividade do leito e vazão. Assim, modificações nestes componentes do sistema fluvial estabelecem uma rede de conectividade de processos e formas fluviais. Enfim, os fatores antrópicos, item de atenção deste capítulo, contempla atividades, por exemplo, de agropecuária, urbanização e reservatório, as quais possuem capacidade de promover drásticas transformações no sistema fluvial.

Como apontado, muitos fatores interferem na dinâmica do sistema fluvial. Para rios aluviais a equação 1 proposta por Lane (1955), contribui para simplificar a relação entre sedimentos e energia, sendo importante para se determinar variações morfodinâmicas do sistema fluvial.

$$Q_s d \propto Q_w S \quad (1)$$

Em que:

Q_s = quantidade de sedimentos de fundo;

d = diâmetro dos sedimentos;

Q_w = vazão líquida;

S = declividade.

A proporcionalidade, ou equilíbrio – termo empregado originalmente para inferir a condição, a partir da erosão, transporte ou deposição, com este modelo - é dado a partir de dois conjuntos de métricas, Q_s e d , e Q_w e S . Como destacado pelo autor, a principal

utilidade da equação não é a quantificação em si, mas o potencial para a predição de mudanças do canal, considerando a alteração de uma dessas variáveis. Com base nessa premissa (Equação 1), o domínio de agradação, degradação ou estabilidade em determinado trecho fluvial é o resultado da proporcionalidade entre a potência do canal e a carga de sedimentos. Assim, havendo prevalência de carga de sedimentos elevada ou grosseira, que supera uma dada potência de canal para o transporte de sedimentos, há tendência para que ocorra agradação. Ao contrário, se há condições de declividade ou vazão que gera potência do canal, aquém da carga de sedimentos, tende a ocorrer a degradação do canal. E em um último cenário, há estabilidade do canal, quando em um dado trecho a potência do canal, representada pela declividade e vazão é equivalente ao necessário para o transporte do suprimento de sedimentos, representado pela quantidade e tamanho.

O tempo de resposta dos canais às perturbações do uso do solo ou de intervenções diretas no canal concentra-se geralmente em variações de décadas (DOWNS e PIÉGAY, 2019). As interações entre variáveis, examinadas aqui no âmbito do sistema fluvial, são denominadas de respostas (*feedbacks*) (WOHL, 2014a) e podem ser discriminadas entre respostas positiva e negativa (*positive* e *negative feedbacks*) (CHIN et al., 2014). Essa perspectiva de respostas positivas e negativas é esclarecedora ao entendimento de mudanças morfológicas fluviais e a seguir destaca-se a compreensão também a partir do modelo de Lane (1955). Como exemplo podemos considerar o alto curso do rio Paraná, que exhibe um padrão multicanal com dinâmica holocênica de ilhas, barras e transporte de sedimentos de fundo em forma de dunas subaquáticas (LELI et al., 2019). Posterior à instalação dos reservatórios, a retenção de sedimentos e a regulação do fluxo causou mudanças morfológicas e encouraçamento do leito em concomitância a processos erosivos nas margens e ilhas (STEVAUX et al., 2009). O ajustamento fluvial, como esse em que o canal passa a apresentar um comportamento morfodinâmico distinto (considerando predominância essencialmente deposicional no rio Paraná preliminar ao barramento, para fins didáticos), é resultado dos efeitos de resposta negativa (*negative feedback*) entre as variáveis do sistema fluvial.

Por outro lado, casos reportados como em canais fluviais de primeira ordem (em bacias hidrográficas onde predominam o modelo de Schumm (1977) de zonas de erosão, transporte e deposição, respectivamente, no alto, médio e baixo curso), podem ser usados para exemplificar o ajustamento em detrimento de resposta positiva (*positive feedback*) do sistema fluvial. Neste caso, a urbanização nas proximidades das cabeceiras de drenagem, onde naturalmente predominam os processos erosivos, causa o aumento do volume e da intensidade do escoamento superficial (LEOPOLD, 1991), o que potencializa os processos erosivos e a incisão no leito fluvial. Apesar de, em um primeiro momento ocorrer agradação no leito fluvial como resposta a carga adicional de sedimentos, em um segundo momento, com o aumento das áreas impermeáveis na bacia, inicia-se uma fase de incisão no leito fluvial, conforme o modelo de Wolman (1967). O

progressivo aumento da atuação erosiva e a incisão do canal caracteriza a resposta positiva que repercute com o ajustamento fluvial.

As propostas de investigações das mudanças do canal fluvial são variadas (BRIERLEY e FRYIRS, 2005; RINALDI et al., 2016). Considerando algumas adaptações na proposta de Charlton (2008) podemos considerar a avaliação dos seguintes parâmetros: geometria hidráulica, rugosidade do leito, declividade e forma em planta. A geometria hidráulica abrange a análise da seção transversal do canal e, em decorrência da escala cartográfica de estudo ou técnica empregada, pode se limitar ao computo da profundidade ou largura do canal. A análise da profundidade permite identificar se há incisão ou agradação no leito fluvial e a largura identifica se há alargamento ou estreitamento do canal. Ademais, medidas de largura comumente são feitas com levantamento no local e com uso de produtos cartográficos, respectivamente, atendendo estudos com escalas de análise de seção e trecho.

A análise da rugosidade do leito abrange as variações da composição e a existência de morfologias em determinado trecho, como ocorrência de dunas. A declividade do canal refere-se a variação altimétrica de determinado trecho e compõe, em conjunto com a vazão, a potência do canal, indicador primordial da capacidade de transporte de sedimentos. Por fim, a morfologia em planta do canal que, provavelmente, abrange o maior emprego para os estudos de mudanças de canal. As avaliações das mudanças em planta do canal compreendem a análise de mudanças morfológicas dos rios com o uso de produtos cartográficos, comumente com o estudo de trechos e sendo dependentes do padrão de canal em estudo. Avalia-se, por exemplo, para rios meandrantos a sinuosidade, para rios entrelaçados a taxa de entrelaçamento e em rios multicanais a relação entre a largura de canais e ilhas.

1.1. Agropecuária

O termo agropecuária, empregado neste capítulo, inclui as atividades de agricultura e pecuária. Essas atividades são precursoras, dentre os fatores antrópicos investigados, das mudanças fluviais. Assim deve-se considerar que os distúrbios na paisagem (primitiva) podem abranger uma escala temporal milenar, obviamente os efeitos de povos antigos tem significado espacial diminuto frente as transformações da paisagem ocorrida ao longo do século passado (FULLER et al., 2015). No século XX o desenvolvimento tecnológico atrelado ao crescente aumento no consumo marcaram o aumento na exploração de novas áreas e a intensidade da atividade da agropecuária, com a chamada Revolução Verde, conseqüentemente, propiciando maior impacto potencial aos rios (JAMES, 2013).

As pesquisas ao longo das últimas décadas têm explicitado que as atividades agropecuárias na bacia hidrográfica são capazes de causar alterações morfológicas e funcionais aos sistemas fluviais (JAMES, 2013; ROYALL, 2013). Como a agropecuária é um uso da terra preliminar e com maior abrangência global, o início da atividade é intimamente atrelado ao desmatamento, sendo, deste modo os efeitos da remoção da

cobertura vegetal frequentemente integrados aos estudos do impacto da agropecuária na dinâmica geomorfológica. O desmatamento e o início das atividades agrícolas frequentemente são registrados com fases de agradação no vale fluvial e o recobrimento de aluviões pós-ocupação é comumente encontrado em paisagens agrícolas (CHARLTON, 2008). Porém, a possível associação entre mudanças de canais com a agropecuária (como também outras influências antrópicas) devem ser avaliadas com cautela, considerando, por exemplo, a dificuldade de discernir estes impactos (WASSON et al., 2010). Há ocorrência de canais com mudanças intensas em bacias hidrográficas com uso do solo inalterado ao longo de décadas (MARTIN e JOHNSON, 1987), mudanças do canal atribuídas à precipitação e sem influência das alterações do uso do solo (VILLAS BOAS e MARÇAL, 2013; SUIZU e NANSON, 2018) bem como taxas de erosão marginal associadas (ANDRADE e MAIA, 2018) ou dissociadas do uso agropecuário (CASTRO et al., 2019).

No contexto do ciclo hidrológico da bacia hidrográfica, a remoção da vegetação implica, principalmente, na alteração dos processos de infiltração e escoamento, com efeitos como a alteração no tempo de permanência da água e a disponibilidade de transporte inicial até o canal com grande quantidade de matéria orgânica, resultante da serrapilheira que é exumada com a erosão laminar. Conseqüentemente, bacias hidrográficas com intenso cultivo agrícola e pouca cobertura vegetal caracterizam-se pelas taxas elevadas de transporte de sedimentos e água e o limitado estoque de atividade biogeoquímica (RHOADS et al., 2016). A subsequente exploração da agropecuária, que inclui o revolvimento e a compactação do solo, tende a intensificar, ao menos inicialmente, o fluxo de água e sedimentos até o canal. Tais alterações são capazes de triplicar a magnitude das inundações e quintuplicar as taxas de deposição (FITZPATRICK e KNOX, 2000), conseqüentemente, alterando a dinâmica de mudanças do canal fluvial.

O uso do solo intenso para agropecuária pode acarretar alterações em toda a extensão da rede hidrográfica. A remoção da vegetação para a prática da agricultura intensa ou sem manejo adequado tem sido relacionada ao desenvolvimento de voçorocas nas cabeceiras de drenagem (COSTA e BACELLAR, 2007; SOUZA e CÔRREA, 2012) bem como a elevada produção de sedimentos tem afetado a declividade dos canais e propiciado o aumento da extensão da rede de drenagem com a formação de nascentes efêmeras (JEFFERSON e MCGEE, 2012) e contribuindo para alterar o modelo de evolução das cabeceiras de drenagem (COELHO NETTO, 2003) (Figura 1 A-B). Outros efeitos longitudinais podem abranger o aumento da largura do canal no médio curso e a deposição no baixo curso (Figura 1 C-D), neste último caso, a agradação com a elevação do leito repercute com o aumento do risco de inundações (GHIMIRE e HIGAKI, 2015). No Pantanal, o aumento da disponibilidade de sedimentos nas áreas de cultivo agrícola da bacia hidrográfica tem sido associado com alterações dos processos avulsivos do mega leque do rio Taquari (ASSINE et al., 2005; MERCANTE e SANTOS, 2009).

Dos estudos desenvolvidos em rios brasileiros destaca-se as mudanças do rio Araguaia documentadas por Latrubesse et al. (2009). As avaliações nesse grande rio, sem interferência direta no canal por barramento, demonstrou o predomínio contemporâneo dos processos de deposição em razão da perda da cobertura florestal e o avanço da agropecuária desde a década de 1960. A intensificação dos processos agradacionais foram identificadas com aumento na carga de fundo de até 31%, expansão de ilhas e aumento de barras centrais. Com essas mudanças repercutindo até mesmo, em alguns trechos, em metamorfose do padrão multicanal para o entrelaçado.

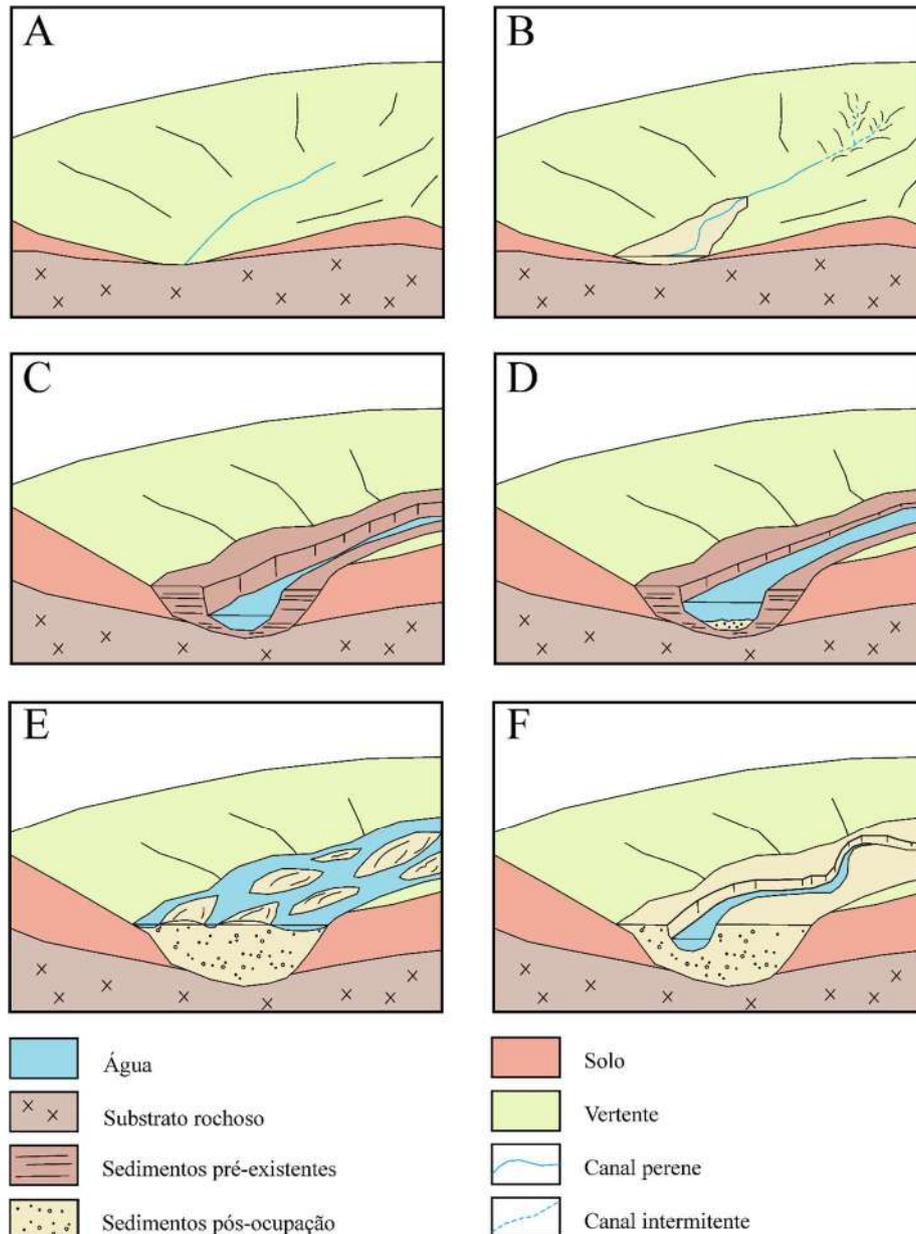


Figura 1. Mudanças do canal em bacia hidrográfica associada ao uso intenso e desprovido de manejo adequado da agricultura, com ocorrência de voçorocas com propagação de processos deposicionais no alto curso (A-B) enquanto que no médio e baixo curso destacam-se o aumento da largura e o incremento da carga de fundo (C-D). Em oposição, mudança do padrão de canal em paisagens agrícolas com registro de diminuição da carga de sedimentos (E-F).

A atividade de pecuária na planície de inundação apesar de aparentemente ser menos impactante ao sistema fluvial do que a atividade agrícola, tem também considerável papel para a produção de sedimentos. O estudo de Yu e Rhoads (2018) em uma bacia hidrográfica com uso intenso da agropecuária demonstrou que a carga de sedimentos em suspensão é proveniente principalmente da erosão marginal de planícies ocupadas com pastagem, apesar das pastagens ocuparem uma pequena porção da bacia hidrográfica. Os trabalhos sobre os efeitos da pastagem no sistema fluvial são escassos no Brasil. O trabalho de Dias e Thomaz (2011) sobre os efeitos da pecuária de um faxinal apresenta uma série de interessantes constatações, sumarizadas adiante, pela intensificação dos processos erosivos e deposicionais. Primeiro destaca-se o incremento dos processos deposicionais, pois a inibição da vegetação ripária pela presença do gado, favorece a conectividade dos sedimentos da vertente até à planície, incluindo o acúmulo de materiais lenhosos no canal. Por outro lado, o pisoteio nas margens causa erosão marginal tal como intensifica este processo, pois os sedimentos marginais tornam-se mais compactados. Tais alterações dos processos erosivos e deposicionais pela pecuária resultam em aumento da largura e diminuição da profundidade do canal fluvial.

De modo geral, as mudanças dos canais frente ao intenso uso da agropecuária tendem a se ajustar com variações de décadas. Dentre as poucas investigações que se arriscam a discutir a escala temporal do ajustamento, destaca-se o intervalo de uma a duas décadas, conforme observado por Piegáy et al. (2004) para as mudanças de um rio de padrão entrelaçado em território francês. Entretanto, a resposta do sistema fluvial pode ser rápida, e reversa ao esperado, em casos que demais fatores que influenciam as mudanças morfológicas do canal se sobrepõe à agropecuária (NEIL e YU, 1999).

As premissas apontadas por Knox (1977), sumarizadas por Graff (2013) e apontadas a seguir, reúnem uma série de trajetórias esperadas do ajustamento fluvial causado pela agricultura na rede hidrográfica:

- (1) Aumento da magnitude das inundações;
- (2) Canais com menor profundidade e maior largura no alto curso;
- (3) Canal principal com menor largura e maior profundidade, com a disponibilidade de sedimentos finos coesos;
- (4) A capacidade (ou ausência) dos canais transportarem os materiais grosseiros determina a distribuição e a natureza da resposta do canal;
- (5) Os sedimentos das vertentes e das margens do canal são transportados a uma curta distância e não saem pelo exutório, tornam-se retidos na planície de inundação;
- (6) A resposta no canal é rápida, da ordem de poucos anos.

Apesar destas hipóteses não serem amplamente aplicáveis, e até mesmo com resultados adversos na literatura, dada à geodiversidade das paisagens e a intensidade do uso do solo das bacias hidrográficas, são um importante ponto de referência.

Em contraponto à expansão da agropecuária, alguns estudos têm apresentado resultados interessantes de mudanças do uso do solo reversas, ou seja, de bacias hidrográficas onde a atividade agropecuária diminuiu e houve aumento da vegetação.

Com a redução das áreas cultivadas há a diminuição da produção de sedimentos, entretanto, as mudanças do canal ocorrem com a incisão no estoque de sedimentos que se acumulou na planície de inundação durante os anos de agricultura intensa (GÁRCIA-RUIZ et al., 1997; PIÉGAY et al., 2004).

Algumas práticas da agropecuária também têm sido reportadas com efeito sistêmico e deletério. Lévy et al. (2012) apresentaram uma intrigante relação entre prática agrícola, movimentos de massa e mudanças de canal. Ao avaliar a distribuição dos deslizamentos os autores identificaram que estes eventos estavam associados, dentre outros fatores, à prática de drenagem das terras para o cultivo agrícola. Por sua vez, os deslizamentos causaram uma série de mudanças nos rios. Já Rhoads et al. (2016) identificaram que a prática da drenagem de áreas úmidas para o cultivo agrícola causou significativas alterações na rede de drenagem. A comparação de longo intervalo temporal de dados cartográficos em áreas intensamente cultivadas no estado do Illinois, EUA, demonstrou que a rede de drenagem atual é três vezes mais extensa em relação ao início do século XIX. A construção de valas, prática relativamente também comum no Brasil e carente de interpretação dos efeitos geomorfológicos, gerou trechos retilíneos com resiliência de longa duração, alterando a composição da hidrografia.

Nos últimos anos o interesse pelos processos de conectividade tem aumentado na geomorfologia fluvial (WOHL, 2014b) e intrigantes resultados aparentam até mesmo oportunidades conciliadoras do uso da terra e a manutenção da integridade dos sistemas fluviais. Como amostra disso, destaca-se a pesquisa de Vanacker et al. (2005) que notou pequenas alterações no uso do solo, mas com variações na distribuição espacial dos usos na bacia hidrográfica. A conectividade propiciada pelo reordenamento do uso do solo e o incremento da cobertura vegetal influenciou consideravelmente na dinâmica fluvial, com mudanças no padrão fluvial entrelaçado para um canal único e sinuoso, atribuídas à diferença de fluxo de água e sedimento nas vertentes da bacia hidrográfica (Figura 1 E-F).

1.2. Urbanização

O processo de urbanização possui um aspecto interessante quanto ao potencial de impacto sobre os sistemas fluviais. Por um lado, ao contrário de áreas de agricultura e pecuária, em termos relativos as áreas urbanas ocupam uma pequena porção das superfícies continentais, o que poderia indicar uma baixa capacidade de promover alterações em formas e processos dos sistemas fluviais. No entanto, onde existem áreas urbanas, elas modificam de forma expressiva tais sistemas.

Quando se reflete sobre a dimensão de metrópoles como São Paulo, Tóquio e Nova Iorque, a afirmação de que as áreas urbanas ocupam apenas uma pequena porção da superfície terrestre parece contraditória, o que isso significa? Liu et al. (2014), em artigo esclarecedor sobre o mapeamento de áreas urbanas em abrangência global, indicam que no ano de 2010 as áreas urbanas (a partir de definição político-administrativa), ocupavam em torno de 3% das superfícies continentais (excluindo-se a Antártica e

Groenlândia). Ainda sobre a mesma pesquisa, os autores afirmam que apenas 0,65% dos continentes possuíam áreas urbanizadas construídas e que 0,45% correspondem a superfícies impermeáveis. Portanto, as áreas urbanas, e mais especificamente as superfícies impermeáveis, realmente constituem uma pequena fração do uso e cobertura do solo em escala mundial.

Apesar da pequena extensão, dentre todos os tipos de uso e cobertura do solo, a urbanização possui os efeitos mais profundos e irreversíveis nos sistemas fluviais (CHIN et al., 2020). Embora no contexto de áreas urbanas também possam existir interferências diretas sobre os canais fluviais, como a canalização, soterramento e construções sobre os canais (como pontes) os efeitos mais amplos e recorrentes que a urbanização causa sobre os sistemas fluviais derivam das mudanças na cobertura do solo e suas consequências na hidrologia da bacia.

A estrutura conceitual da hierarquia de processos que relacionam a urbanização com as mudanças fluviais pode ser descrita da seguinte forma: i) uma cidade, ou um novo bairro é construído; ii) tais construções têm o potencial de alterar o ciclo hidrológico por meio da impermeabilização do solo (muitas vezes total); iii) a diminuição da infiltração causa o aumento do escoamento superficial; iv) um maior escoamento superficial pode causar erosão adicional, caso essas águas encontrem solos expostos (nas partes mais baixas da vertente, por exemplo), ou pela descarga concentrada nos canais, favorecendo a erosão das margens e do leito; v) no caso em que o escoamento superficial gera erosão nas vertentes (início do processo de urbanização), o canal fluvial pode receber sedimentos em volume maior do que no contexto pré-urbanização. Por outro lado, no caso de o escoamento superficial ser canalizado diretamente ao canal, haverá um maior volume de água em menor intervalo de tempo quando comparado com a situação pré-urbanização. Essa última condição leva à erosão no próprio canal, seja nas margens (aumentando a largura) ou no leito (aumentando a profundidade).

Portanto, observa-se que há íntima relação entre as construções urbanas, a alteração no ciclo hidrológico e suas consequentes implicações geomorfológicas aos canais fluviais, conforme descrito por uma série de pesquisas (WOLMAN, 1967; HAMMER, 1972; LEOPOLD, 1991; TRIMBLE, 1997; CHIN, 2006; CHIN et al., 2020). A partir da estrutura conceitual apresentada, também é possível observar que em determinadas condições o canal pode adquirir feições derivadas de processos de transporte e deposição, e em outras condições o processo mais ativo é o de erosão. Um aspecto interessante dessa multiplicidade de ajustes geomorfológicos possíveis é que há uma tendência de que os dois processos ocorram (em um mesmo ponto do canal), mas a partir de uma sequência temporal definida. O primeiro pesquisador a notar e descrever com rigor esse padrão foi o geógrafo norte-americano Markley Gordon Wolman (WOLMAN, 1967).

Wolman é um dos grandes autores em geomorfologia fluvial, sendo coautor do clássico *Fluvial processes in geomorphology*, de 1964, e seu artigo (WOLMAN, 1967) foi apontando por Gregory (2006) como umas das cinco principais publicações que

contribuíram para a compreensão de como as atividades antrópicas impactam os canais fluviais. Uma síntese esquemática do modelo de Wolman (1967), que descreve os ajustes fluviais causados pela urbanização, está representada na Figura 2. Esse modelo propõe que um canal fluvial está em condição estável (ou próxima da estabilidade) em um momento pré-urbanização, em que a bacia está ocupada por vegetação natural ou por usos agropecuários (Figura 2A).

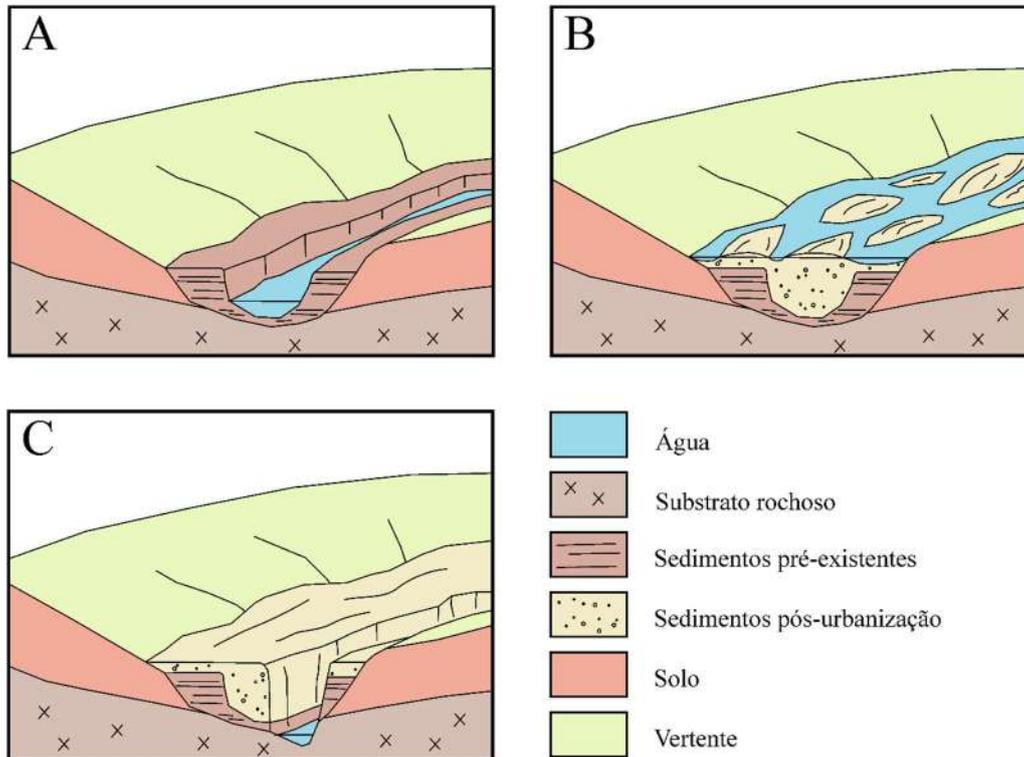


Figura 2. Sequência de ajustes geomorfológicos de canais fluviais em resposta à urbanização conforme idealização do modelo de Wolman (1967). Estabilidade do canal em momento pré-urbanização (A); fase I, com expressivos processos de agradação (B); fase II, com incisão do canal e consequente formação de terraço com o abandono do antigo leito fluvial (C).

Com o início das construções na bacia hidrográfica iniciam-se as mudanças no canal, no momento em que a extensão de solos expostos aumenta e muitas vezes as obras de canalização de águas pluviais não estão concluídas. Neste momento, doravante denominado como fase I, a produção de sedimentos nas vertentes aumenta, bem como o transporte e a deposição ao longo do canal fluvial (Figura 2B). Já a fase II é caracterizada pelo aumento das áreas construídas, aumento da taxa de impermeabilização do solo na bacia e realização de obras de drenagem. Como resposta à essas mudanças estruturais na bacia, ao mesmo tempo diminui a carga de sedimentos e os picos das ondas de cheias aumentam, no sistema fluvial. Com mais água (em menos tempo) e menos sedimento, gradativamente o canal perde características de agradação e torna-se mais erosivo (Figura 2C).

É possível observar na Figura 2 (situação hipotética), que entre os momentos da seção estável e a fase I o leito do canal elevou-se, com diminuição da profundidade e

aumento de largura do canal. Além disso, a carga adicional de sedimentos também pode aumentar a mobilidade do canal, tornando-o mais ativo, e em situações extremas até levar à metamorfose fluvial com a mudança de padrão de canal (de meandrante para entrelaçado, por exemplo).

Entre as fases I e II o canal escavou os sedimentos recém-depositados e também seu antigo leito. Neste caso, ocorreram processos inversos à primeira fase, com diminuição de largura e aumento da profundidade. Em algumas situações o processo de incisão pode evoluir até atingir o substrato rochoso, alterando-o de rio aluvial para rio de leito rochoso.

Após o início do processo de incisão, tanto os sedimentos mais antigos quanto os recém-depositados (pós-urbanização) podem ser preservados parcialmente, de forma que é possível diferenciá-los a partir de observação em campo (exemplo hipotético na Figura 2C). Utilizando-se em parte desta interpretação e da observação de perfis em voçorocas, Oliveira e Queiroz Neto (1993) deduziram um modelo de evolução para drenagens do planalto ocidental paulista, muito semelhante ao modelo de Wolman (1967). É interessante observar também que o leito na fase I (Figura 2B) pode se tornar uma planície de inundação ou até um terraço, dependendo das condições da nova dinâmica hidrológica, após a incisão (Figura 2C).

Certos aspectos da concepção teórica de Wolman (1967) merecem algumas pontuações: i) a passagem entre as três fases é gradativa, isso quer dizer que há um *continuum* que liga os três estágios; ii) ao contrário do que uma primeira análise do modelo teórico possa transparecer, a evolução dos processos na realidade não é necessariamente linear. Ao invés de ser uma estrutura física constante no espaço-tempo, as cidades constantemente expandem-se e também em áreas já urbanizadas a cobertura do solo se modifica. Como resultado de cada nova alteração no uso e cobertura da bacia, o ciclo de Wolman (1967) repete-se, mas os efeitos da implantação de um novo bairro, por exemplo, interagem com os efeitos de construções anteriores. Alguns efeitos podem ser somados, como o aumento do pico de cheias ocasionado pela nova extensão de superfícies impermeáveis, enquanto outros efeitos podem anular-se parcialmente, como no caso em que uma área fornece mais sedimentos e outras fornece mais carga líquida.

O segundo ponto não necessariamente invalida o modelo de Wolman (1967), apenas demonstra que muitos “mini-ciclos” podem ocorrer ao mesmo tempo, em estágios distintos, visto que casas, bairros, ruas, entre outras construções que compõem as cidades, têm diferentes idades. Essa proposta de concepção do modelo de Wolman (1967) diminui o sentido linear de causa-efeito entre as mudanças de uso e cobertura e os respectivos três estágios geomorfológicos, necessitando do apoio do conceito de respostas complexas em sistemas fluviais (CHARLTON, 2008).

Avançando na discussão, o terceiro ponto: iii) a intensidade e os tipos de ajustes do sistema fluvial à urbanização podem variar bastante ao longo do perfil longitudinal dos canais. A sequência ideal proposta por Wolman (1967), de estabilidade – agradação – erosão, pode ser diferente conforme a posição no perfil e a distância do trecho urbano. Como exemplos desta afirmação, estudos de caso em bacias com trechos urbanos no

noroeste do estado do Paraná podem ser consultados em Montanher (2010) e Montanher (2013).

Por último, o ponto iv) refere-se ao fato de que os ajustes geomorfológicos podem ser muito variados ao serem comparadas diferentes bacias, mesmo que elas possuam extensões semelhantes de áreas urbanas e superfícies impermeáveis. Os tipos e intensidades dos ajustes podem variar conforme uma série de características, entre as mais importantes: manejo das águas pluviais, declividade das vertentes, substrato rochoso, características pedológicas e dinâmica pluvial.

1.3. Reservatórios

Reservatórios são formados por pequenas à grandes obras de engenharia construídas transversalmente ao canal com a finalidade, principalmente, de armazenar água para usos *diversos*. Dentre os interesses para o barramento do canal fluvial destacam-se o abastecimento urbano, contenção de inundações, retenção de sedimentos, dessedentação animal, irrigação e geração de energia. Grandes reservatórios geram até 19% da energia global e um terço dos países possuem mais da metade da energia provida por hidroeletricidade, de modo que o fluxo de sedimentos de 25-30% das bacias hidrográficas é interceptado pela existência de ~45.0000 reservatórios (PETTS e GURNELL, 2013).

A transformação de um trecho do rio de fluxo lótico para lântico impõe a montante do reservatório um novo nível de base para o canal principal e tributários a partir do limite do remanso e a jusante do reservatório a paisagem fluvial é alterada principalmente com a retenção dos sedimentos e mudanças no regime de vazões, principalmente as máximas. A regulação no fluxo pode ser severa, com redução do fluxo diário entre 30-94%, diminuição na magnitude das inundações de 16-89% e retenção de da carga de sedimentos de até 99% (SHERRARD e ERSKINE, 1991). Mesmo a remoção de reservatórios pode ainda afetar por um longo período, como as mudanças (em curso) por até um século com erosão das margens dos depósitos acumulados (MERRITS et al., 2011).

No Brasil os estudos sobre o impacto de reservatórios na morfologia dos sistemas fluviais são ainda escassos e concentram-se principalmente em reservatórios de grandes rios. Com relação aos pequenos reservatórios para irrigação e dessedentação animal, apesar de comuns principalmente no Cerrado e Semi Árido do Brasil, pouco se sabe de seus impactos geomorfológicos. Como potencial desta modificação no sistema fluvial, uma bacia hidrográfica na Austrália com produção de sedimentos de aproximadamente quatro vezes superior ao período preliminar a ocupação intensa, teve como efeito dos reservatórios a diminuição de sedimentos no canal em duas vezes e meia ao cenário preliminar ao uso intenso da agropecuária (VERSTRAETEN e PROSSER, 2008).

A incisão do canal a jusante do reservatório é o ajuste mais recorrente à instalação de reservatórios (Figura 3). Em um levantamento amplo em 35 canais com reservatórios nas Grandes Planícies da região central dos EUA os ajustamentos típicos dos barramentos foram sumarizados entre o estreitamento do canal em rios entrelaçados e a diminuição da

migração lateral em rios meandantes (FRIEDMAN et al., 2008). Para este quadro regional, ambos os ajustes dos padrões de canais podem ser interpretados como evidências indiretas de incisão fluvial. Reservatórios, ainda que com limitado impacto no regime hidrológico, são capazes de promover mudanças substanciais, como demonstrado por Pohl (2004), com o aumento da taxa de incisão do leito em decorrência da retenção de sedimentos, mesmo com pequenas variações na vazão. Por outro lado, salienta-se que poucos reservatórios são dotados com modelos operacionais de vertedouros capazes de liberar o fluxo de sedimentos, contudo, em casos como este podem ocorrer a agradação no leito a jusante, com papel principal associado aos menores fluxos (MA et al., 2012).

O aumento da largura das margens também tem sido um dos efeitos reportados a jusante do reservatório (PETTS e PRATTS, 1983) e para alguns casos o aumento da profundidade ocorre em consonância (MA et al., 2012). Já Hadley e Elmmett (1998) documentaram no estado do Colorado, EUA, um amplo conjunto de mudanças no canal de uma bacia hidrográfica relativamente pequena (673 km²) atribuídas a instalação de um reservatório para contenção de inundações. A dinâmica similar à descrita para rios maiores, identificada pelos autores, inclui pequeno aumento na largura, com incisão substancial de 40% no leito e diminuição do gradiente. Em contraste, para canais com carga de sedimentos em suspensão baixa e carga de fundo de cascalhos, o ajustamento é caracterizado pelo estreitamento do canal, formação de barras de confluência e imobilidade dos sedimentos grosseiros (GILVEAR, 2004; CURTIS, 2010). Nesses casos, o fluxo de sedimentos dos tributários desempenha um papel importante no estreitamento, acometido com a formação de barras laterais e colonização da vegetação.

Os efeitos incisivos no leito fluvial associados a erosão marginal podem também propagar-se com demais mudanças ao longo do canal. A degradação do leito do canal principal causa a incisão de tributários com o rebaixamento do nível de base (HEINE e LANT, 2009), agradação na confluência (SHERRARD e ERSKINE, 1991) e ajustes na confluência que variam conforme o uso do solo (MUSSELMAN, 2011). As variações temporais e espaciais da incisão contribuem, em conjunto com tributários, para suprir o canal com sedimentos em suspensão e a manutenção da atividade de migração (HEITMULLER, 2014). Em um quadro mais amplo, Legleiter (2015) identificou a propagação espacial das mudanças provocadas pelo reservatório, notando a atuação erosiva próximo ao reservatório decorrente do déficit na carga de fundo e trechos a jusante predominando a agradação.

Dentre os efeitos a jusante do canal provocados por barramentos recorrentemente aponta-se o encouraçamento do leito fluvial (*armouring*) (HADLEY e ELMETT, 1998; STEVAUX et al., 2009; SMITH et al., 2016). Esse conceito refere-se ao leito fluvial com superfície mais grosseira que os depósitos sotopostos, ou seja, há uma granodecrescência dos depósitos do leito fluvial (FERGUSON, 2003). Apesar deste processo também ocorrer em rios livres de reservatórios (COTA et al., 2018), a retenção de sedimentos com a instalação de reservatórios torna propício tal processo, pois os materiais com menor granulometria são paulatinamente removidos de modo que os sedimentos maiores passam

a dominar os depósitos do leito. Deste modo há uma progressiva granocrescência e resistência dos sedimentos superficiais do leito, favorecendo a rigidez e baixa mobilidade dos materiais do leito. A ocorrência deste processo a jusante da usina de Porto Primavera está relacionada a diminuição da magnitude de inundações, oscilações diárias do nível e decréscimo de sedimentos em suspensão do rio Paraná (STEVAUX et al., 2009).

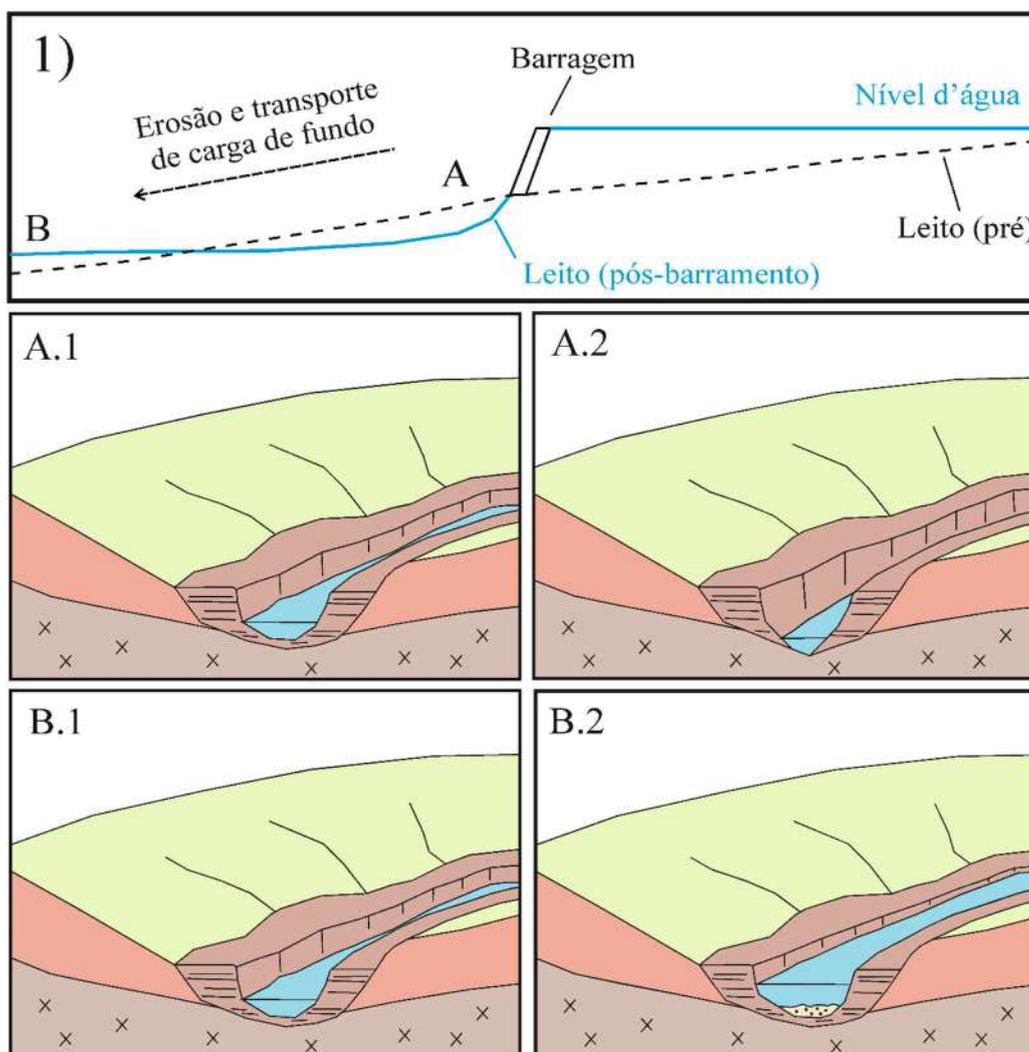


Figura 3. Perfil longitudinal hipotético de um rio antes e depois da implantação de um reservatório (1). A jusante do reservatório, nas proximidades da barragem, os processos erosivos causam incisão do canal (A) e agradiação em distâncias maiores devido ao transporte de sedimentos (B).

Ao estudar as características de dunas subaquosas do rio Paraná a jusante da usina hidroelétrica Engenheiro Sérgio Motta, Martins e Stevaux (2005) caracterizaram a extensão, altura e a dinâmica destas formas. Com a cálculo da velocidade de deslocamento destas morfologias, os autores constataram que as mudanças hidrológicas e sedimentológicas causadas pelo reservatório diminuíram a velocidade do deslocamento dos sedimentos do leito fluvial. Ainda a jusante deste reservatório no rio Paraná a mensuração do deslocamento de barras fluviais, avaliada por Souza Filho e Rigon (2012),

apresentou ser aproximadamente a metade da velocidade de deslocamento das dunas subaquosas. Entretanto, nesse caso os autores não observaram alterações causadas pelo reservatório na velocidade do deslocamento das barras fluviais ou relação com os efeitos da cominuição provocado pelo barramento. Por outro lado, um estudo de outro grande rio expôs que, mesmo com vazões máximas inalteradas, houve a cominuição de barras centrais, associada à redução de sedimentos suspensos (LI et al., 2019).

Já as mudanças do canal a jusante de reservatório em região semiárida no Brasil ocorrem de modo rápido, diferente das regiões tropicais úmidas, com alterações inicialmente perceptíveis nos aspectos hidrológicos e sedimentológicos, e posteriormente, na morfologia do canal (CAVALCANTE e CUNHA, 2012). A jusante da hidroelétrica de Xingó notou-se que tanto fatores intrínsecos como antrópicos são propulsores do intenso processo erosivo das margens do rio São Francisco (HOLANDA et al., 2007). Por outro lado, a regularização das vazões em barramentos no rio Jaguaribe, CE, atrelada a períodos de estiagem, é associada ao incremento de processos agradacionais de barras e ilhas fluviais (QUEIROZ et al., 2018).

A partir do balanço de Lane (1954) e a disponibilidade de água e sedimentos do reservatório, a proposta de Brandt (2000) sintetizou nove efeitos esperados de mudanças do canal a jusante de reservatórios. O emprego desse modelo qualitativo prevê que sob mesmo fluxo as mudanças podem variar em decorrência da diversidade dos sedimentos de fundo e dos materiais que compõe o leito fluvial. Críticas quanto aos modelos de ajustamento de Brandt (2000) foram apontadas por Petts e Gurnell (2013) com relação aos canais a jusante de reservatórios poderem não apresentar regime de respostas de mudanças, taxas variáveis entre trechos poderem ocorrer criando aparentemente diferentes respostas, apesar de poderem convergir durante o tempo, e que há uma ausência de estudos de variabilidade natural das mudanças dos canais. Entretanto, Phillips et al. (2005) ressaltam resultados positivos com a capacidade preditiva deste modelo qualitativo de Brandt (2000), que possibilita uma primeira aproximação dos potenciais efeitos do reservatório a jusante. Apesar disso, alguns autores insistem que não há um padrão de respostas fluviais para fluxos regulados (WILLIAMS e WOLMAN, 1984; CURTIS, 2010).

Dado ao contexto geográfico e os modos operacionais de reservatórios, alguns casos para rios aluviais tornam-se até mesmo emblemáticos, porém a compreensão do comportamento fluvial realça a efetividade de uma abordagem ampla integrando à dinâmica da paisagem da bacia hidrográfica. Phillips (2003) demonstrou que apesar de aproximadamente três quartos dos sedimentos do rio Sabine, localizado nas divisas dos estados do Texas e Louisiana, EUA, serem retidos por um reservatório, apenas um pequeno trecho registra incisão do canal, sendo de um modo geral o trecho a jusante caracterizado por mudanças do canal parecidas com aquelas ocorridas no período preliminar ao barramento. Esse comportamento é explicado pelas características operacionais do reservatório com o vertedouro de sedimentos, que aproxima o sistema ao

cenário preliminar bem como a contribuição do suprimento de sedimento do restante da bacia hidrográfica.

Ainda para o oeste dos EUA em rio multicanal com carga de fundo de cascalhos, a imobilidade do canal foi reportada, porém, limitada a poucos quilômetros a jusante do reservatório (DRAUT et al., 2011). Esses autores realçam que mudanças do canal quantificadas com métricas como os índices de sinuosidade e de entrelaçamento, tem demonstrado uma dinâmica até mesmo comparável com setores a montante do reservatório. Neste caso o comportamento é atribuído à ocorrência de inundações que possibilitam o retrabalhamento de depósitos da planície e da margem os quais abastecem a carga de sedimentos finos e induz a mobilidade lateral e do leito.

O modelo típico de ajustamento do canal descrito com degradação do leito e estreitamento (PETTS e GURNELL, 2013), deve ser entendido com cuidado e precaução. Considerando principalmente por exemplo que no caso do estreitamento do canal, que há ajustamentos reportados com aumento da largura, bem como assegurar que o entendimento da incisão do canal pode propagar-se como agradação para trechos a jusante, essas ressalvas certamente são atribuídas a caracterização de variações complexas de Petts e Gurnell (2013). Poucos são os estudos que ainda analisaram o comportamento fluvial com ampla escala temporal, há casos de barramentos com variabilidade espacial na dinâmica de ajustamento do canal em curso em reservatórios implantados há seis décadas (GILVEAR, 2004). Até mesmo há uma grande escassez de dados geomorfológicos, principalmente, hidrológicos e sedimentológicos preliminares a instalação de reservatórios (MAGILLIGAN et al., 2013).

A conciliação de um regime de fluxo ideal a jusante de um reservatório é difícil, uma vez que envolve a conciliação de interesses econômicos, ecológicos, geomorfológicos e sociais. Como medida de mitigação, o licenciamento de reservatórios nos EUA tem cobrado a inclusão de vertedouros para sedimentos, entretanto dimensionar o fluxo ideal ainda é um desafio (MAGILLIGAN et al., 2013). No intuito de se determinar o funcionamento do canal posterior ao reservatório, uma primeira aproximação sugerida para entender a direção e a magnitude da regulação do fluxo refere-se à sedimentometria do canal a jusante do barramento (GRANT, 2012). Ainda mais aplicada é a sugestão do emprego do coeficiente de transporte de sedimentos, que é a taxa de sedimentos em função da descarga, como uma maneira útil de se calibrar a vazão sólida e líquida a jusante do reservatório em consideração aos menores impactos à dinâmica fluvial (MA et al., 2012). Compatibilizar uma vazão sólida e líquida a jusante de reservatórios é uma tarefa contemporânea e interdisciplinar para a geomorfologia fluvial.

Os estudos sobre o ajustamento fluvial a montante de reservatórios são poucos, quando comparado a quantidade de estudos que abordam as mudanças dos canais a jusante. Uma sequência de ajustes em tributários a montante do reservatório foi proposta por Xu (1990), considerando-se um sistema fluvial meandrante com elevado suprimento de sedimentos em suspensão e carga de fundo de materiais finos. Dentre as mudanças do canal preditas destacam-se como efeito do reservatório o aumento do nível de base que

acentua o aumento da taxa largura/profundidade, oscilações entre o padrão meandrante e entrelaçado e o aumento da frequência de inundações.

Posteriormente, Liro (2014) desenvolveu uma proposta mais sofisticada de ajustamento para tributários a montante de reservatórios. Similar ao antológico modelo de ajustamento de Brandt (2000), em que a fundamentação teórica se baseia no balanço de Lane (1954), três condições de ajustes morfológicos do canal são preditas com a razão entre a potência do canal e a disponibilidade e tamanho de sedimentos. Preliminar ao desenvolvimento deste modelo, Alibert et al. (2011) avaliou mudanças do canal de tributários a montante de um reservatório no Canadá e atribuiu a possível inconsistência dos resultados com a sequência de Xu (1990) a menor disponibilidade de sedimentos em suspensão do rio canadense analisado quanto à sequência de ajustes oriundas do rio chinês. Por outro lado, Liro (2015), com o emprego de análises estatísticas demonstrou a propagação de mudanças na largura do canal para além do remanso do reservatório, porém com os resultados divergentes aos de Alibert et al. (2011) e em consonância com a sequência de ajustes de Xu (1990). O contraste entre os resultados destes autores e a enorme quantidade de reservatórios são alguns dos pilares que exemplificam a necessidade emergente do desenvolvimento de pesquisas para maior conhecimento dos efeitos de mudanças de canal a montante de reservatórios.

2. METODOLOGIA DO ESTUDO CIENTOMÉTRICO

A análise cientométrica de mudanças de canal referente à agropecuária, urbanização e reservatório foi baseada em publicações entre os anos de 2000 e 2019 dos periódicos Revista Brasileira de Geomorfologia (RBG), Sociedade e Natureza, Boletim Goiano de Geografia, GEOUSP espaço e tempo, *Geomorphology*, *Catena* e *Earth Surface Processes and Landforms*. Esse conjunto de periódicos foi determinado considerando a especialidade em publicações em Geomorfologia e por serem classificados no Qualis CAPES como A1 na área de Geografia. Para a seleção dos artigos, todos os volumes dos periódicos nacionais foram avaliados individualmente e no caso dos internacionais foram feitas buscas com a combinação *Brazil* (em qualquer parte do texto) e *river* ou *stream* (no resumo).

Os atributos catalogados, e considerados para avaliação, das publicações científicas foram: nome da publicação, autor(es), ano, variação temporal, escala de análise, região hidrográfica, técnica, instituição, estado e país do primeiro autor. Para definição da instituição em que a pesquisa foi desenvolvida, foi considerada a afiliação apenas do primeiro autor. Um ponto de ressalva é que o primeiro autor de um dos artigos era pesquisador independente, sem relação institucional com alguma universidade. Nessa situação foi observada a instituição do segundo autor. Situação similar também ocorreu em dois casos em que a instituição do primeiro autor não correspondia com a universidade que havia sediado o desenvolvimento científico da pesquisa. Para variação temporal foram considerados os intervalos mais amplos utilizados para a investigação do estudo, divididos em: episódico, anual, decadal e secular. A escala de análise representa o recorte

geográfico na qual o fenômeno é analisado e neste trabalho utilizaram-se as seguintes divisões: bacia hidrográfica, trecho e unidade geomórfica.

As regiões hidrográficas referem-se aos 12 compartimentos do território brasileiro delimitados pelo conjunto de bacias com características de paisagem similar, definidas pela Divisão Hidrográfica Nacional para orientar o planejamento dos recursos hídricos (BRASIL, 2003). Com relação à técnica observou-se a existência dos seguintes procedimentos de investigação: geotecnologia, sedimentologia, hidrologia, morfometria, estatística e observações em trabalho de campo. A geotecnologia abrange as ferramentas para coleta e análise de informação com referência geográfica (ROSA, 2005), assim foram considerados nessa classe de técnica o uso de topografia, cartografia, batimetria, GNSS, sensoriamento remoto e geoprocessamento. É necessário realizar uma ressalva sobre a técnica “Observação em campo”. A maioria dos trabalhos avaliados envolveram atividades de campo, seja para coleta de dados, para reconhecimento, ou ambos. Nesses casos, a observação em campo não foi denotada como uma técnica por ser implícita à realização da pesquisa. Nos casos em que a ida a campo foi apenas para reconhecimento, essas pesquisas envolviam outras técnicas, aplicadas em produtos de sensoriamento remoto e/ou séries de dados hidrológicos, por exemplo.

3. RESULTADOS E DISCUSSÃO

A busca especificada na metodologia retornou um total de 37 artigos, cujas características estão detalhadas na sequência do texto. A busca mais ampla, nos casos dos periódicos internacionais (*Brazil* em qualquer parte do texto e *river* ou *stream* no resumo), gerou um elevado volume de resultados para avaliação. No entanto, essa pesquisa foi necessária, considerando a existência de trabalhos que tratam dos aspectos abordados nesta avaliação cientométrica, mas que não eram reportados com o uso da combinação *Brazil* e *river* or *stream* nos campos de pesquisa “título”, “palavras-chave” ou “resumo”. Isso aponta para necessidade de avaliar com cautela o uso adequado de palavras-chave na publicação.

A quantidade de publicações relacionadas ao ajustamento de canais, perante os três fatores de influência antrópica abordados, aumentou ao longo do tempo analisado (2000-2019, Figura 4), principalmente a partir do ano de 2007. Esse aumento é similar ao incremento de publicações de geomorfologia fluvial na RBG (BARROS e REIS, 2019), sendo ambas tardias ao aumento de publicações de geomorfologia fluvial no cenário internacional (PIÉGAY et al., 2015). Entretanto, há também de se relevar o aumento da quantidade total de publicações na RBG, que concentra parte substancial das publicações nacionais, bem como o incremento de publicações na Geomorphology (PIÉGAY et al., 2015). Preliminarmente, esse aumento de publicações de ajustes fluviais provavelmente assemelha-se ao descrito por Piégay et al., (2015) para o panorama da geomorfologia fluvial, com aumento da quantidade, mas com frequência similar, pois esta última métrica indica um aumento em consideração ao volume da produção científica.

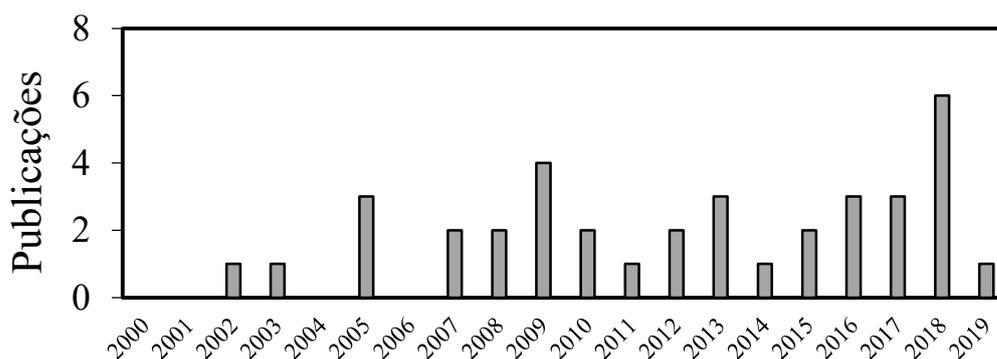


Figura 4. Evolução temporal das publicações relacionadas ao ajustamento de canais a partir de influências antrópicas no Brasil.

Com relação às instituições em que o primeiro autor estava filiado no momento da pesquisa, foram observadas 18 diferentes universidades, em que em 11 delas houve o registro de apenas uma publicação (Figura 5). Apenas quatro instituições tiveram três publicações ou mais, com destaque para a UNESP (Universidade Estadual Paulista Júlio de Mesquita Filho). A soma das publicações, relacionadas à essas universidades, resulta em 54,05% do total. Portanto, observa-se a existência de poucas instituições com certo grau de especialidade sobre o estudo do ajuste de sistemas fluviais, enquanto as outras instituições desenvolveram pesquisas pontualmente.

Dentre as quatro universidades com maior quantidade de publicações, três são da região sudeste (UNESP e UNG, UFRJ) e uma é da região Sul (UEM). É importante mencionar que o fato deste levantamento ter levado em conta apenas o vínculo institucional do primeiro autor fez com que algumas instituições importantes no cenário nacional não apareçam na Figura 5. No entanto, pesquisadores dessas instituições constam entre os coautores de alguns dos artigos levantados. Sobre a nacionalidade das instituições, apenas em dois artigos o primeiro autor não é de universidade brasileira, com pesquisas desenvolvidas na *University of Texas* (EUA).

Com relação à natureza do setor ao qual a universidade atua, grande parte das produções foram feitas por pesquisadores em universidades públicas (81,08%). No entanto, é interessante ressaltar que a UNG (Universidade Guarulhos), do setor privado, é uma das instituições com maior quantidade de publicações (Figura 5). Considerando o cenário de publicações de geomorfologia fluvial na RBG (BARROS e REIS, 2019), nota-se que há proporcionalmente uma diversidade um pouco menor de instituições e algumas semelhanças de instituições com maior quantidade de publicações.

O periódico com maior quantidade de publicações é a RBG, responsável por pouco mais da metade da produção avaliada (Figura 6). O restante da produção está razoavelmente bem distribuído entre os outros periódicos, apenas fazendo-se a consideração de que o Boletim Goiano de Geografia e a GEOUSP possuem uma quantidade menor em relação aos outros periódicos.

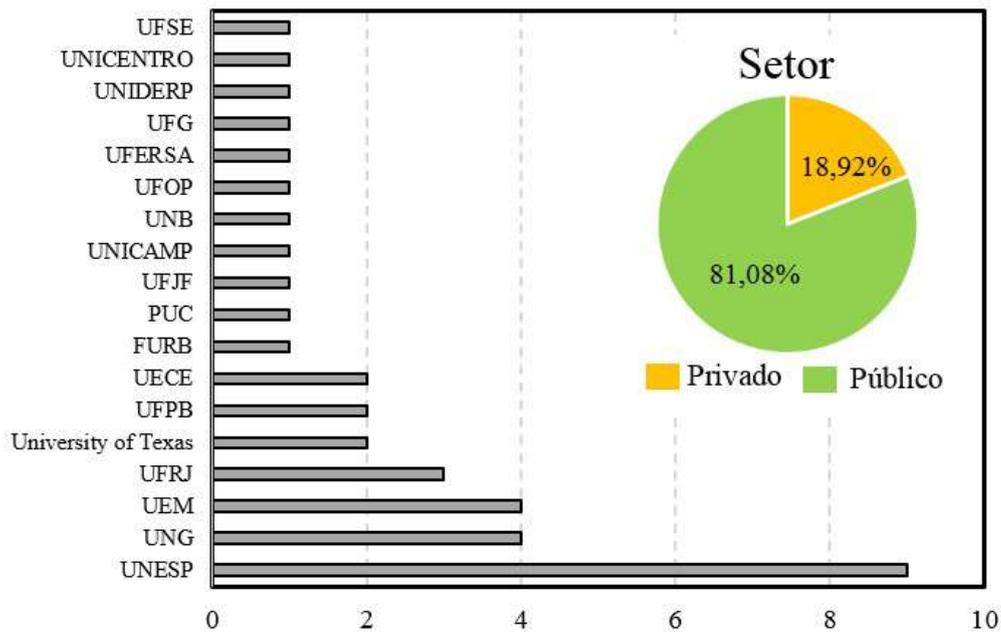


Figura 5. Quantidade de publicações por instituição (instituições cujo primeiro autor era filiado no momento da publicação). O gráfico circular indica a proporção de instituições dos setores público e privado.

Com relação à nacionalidade das revistas, aproximadamente três quartos da produção foi publicada em contexto nacional (Figura 6). Apesar do número de revistas nacionais avaliadas ser maior (quatro) do que as internacionais (três) é necessário avaliar a quantidade de publicações dessas revistas. Por exemplo, enquanto a Revista Brasileira de Geomorfologia publicou 48 artigos em quatro volumes no ano de 2019, nesse mesmo período a *Geomorphology* publicou 312 artigos, distribuídos em 24 volumes (Catena e a *Earth Surface Processes e Landforms* possuem periodicidade mensal, também com grande quantidade de publicações). Portanto, apesar da quantidade total de publicações ser muito maior nas revistas internacionais avaliadas, em relação ao total das revistas brasileiras, a participação das pesquisas sobre ajustamento de canais em rios brasileiros em periódicos internacionais é bem menor do que nas nacionais.

Essa opção de divulgação dos resultados científicos pode ser, ao menos parcialmente explicado, pela classificação do sistema Qualis/CAPES de revistas científicas na área de Geografia. O sistema em vigor, por exemplo, equipara publicações em revistas como *Earth Surface Processes and Landforms* ou *Geomorphology* com Sociedade e Natureza ou GEOUSP com avaliação A1 na área de Geografia. Essa situação não estimula ou favorece que o pesquisador submeta um artigo em inglês com alcance internacional, além de se supor, dada a proporção de revisores com experiência no contexto internacional frente ao limitado cenário nacional, a necessidade de análise mais rigorosa para publicação. Por outro lado, uma situação mais coerente ocorre na área de Geociências em que esses periódicos citados são classificados, respectivamente, como A2 e B4/B5.

A distribuição espacial dos estudos avaliados nesta revisão pode ser observada na Figura 7. De modo geral, observa-se dois grandes conjuntos de pontos, um na região centro-sul do Brasil, abrangendo parte das regiões Sudeste, Centro-Oeste e Sul, e outro conjunto, com menor quantidade de estudos, na Região Nordeste, com destaque para o semiárido. A Figura 7 mostra que extensas áreas do território nacional possuem poucos estudos sobre os ajustes geomorfológicos dos canais frente às mudanças de origem antrópica, notadamente a Região Norte.

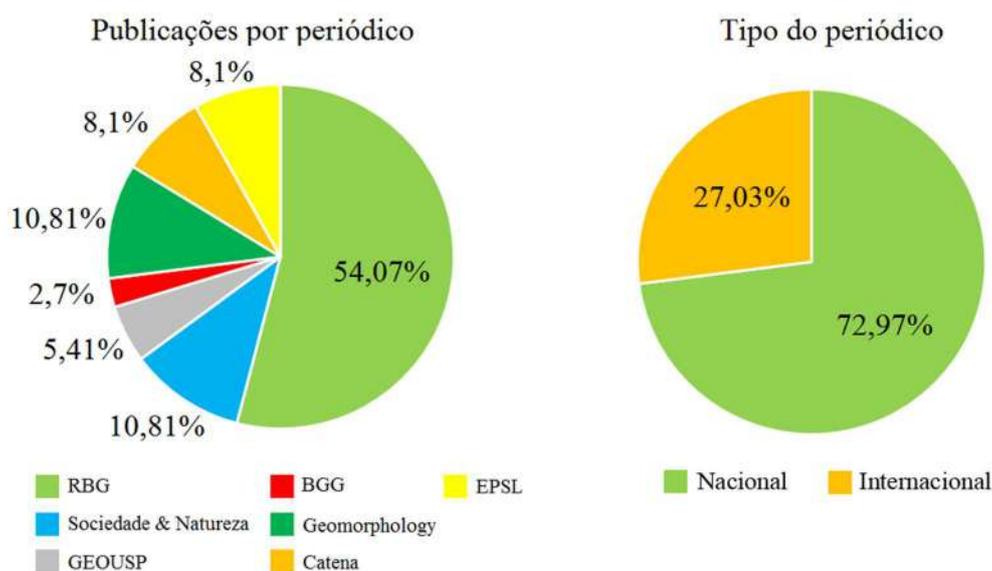


Figura 6. O gráfico circular da esquerda indica a proporção de publicações por periódico enquanto o da direita representa a proporção de publicações em periódicos nacionais e internacionais. RBG – Revista Brasileira de Geomorfologia; BGG – Boletim Goiano de Geografia; EPSL – *Earth Surface Processes e Landforms*.

Em termos de regiões hidrográficas, não foram observadas pesquisas na bacia amazônica, Atlântico Nordeste Ocidental, Parnaíba, Atlântico Leste e Uruguai. A bacia do Tocantins-Araguaia possui pesquisas apenas em seu alto curso e a bacia do São Francisco possui nos dois extremos (alto e baixo curso). A bacia com maior quantidade e dispersão espacial das pesquisas é a do Paraná. Esse contexto de concentração e ausência de investigações sobre ajustes fluviais é similar à produção de geomorfologia fluvial na RBG (BARROS e REIS, 2019), porém aqui agravado com algumas regiões sem ou com pouco conhecimento sobre o tema.

Uma característica observada na distribuição das pesquisas, de difícil percepção a partir do mapa apresentado na Figura 7, é que algumas áreas possuem uma concentração de estudos (os pontos próximos se sobrepõem, devido à escala pequena). Cinco pesquisas foram feitas na região metropolitana de São Paulo, especificamente sobre mudanças de canais como resposta à urbanização da bacia. Três foram registradas na bacia do Paraguai, referentes às mudanças de canal decorrentes do avanço da agricultura no alto curso das bacias hidrográficas. Por fim, um conjunto de quatro estudos foi observado no alto curso do rio Paraná, referentes aos ajustes decorrentes da implantação de reservatórios a

montante. Esses conjuntos de pesquisas em locais específicos se devem às características geográficas dos locais mencionados e ao desenvolvimento contínuo de estudos por profissionais e por grupos de pesquisa especializados.

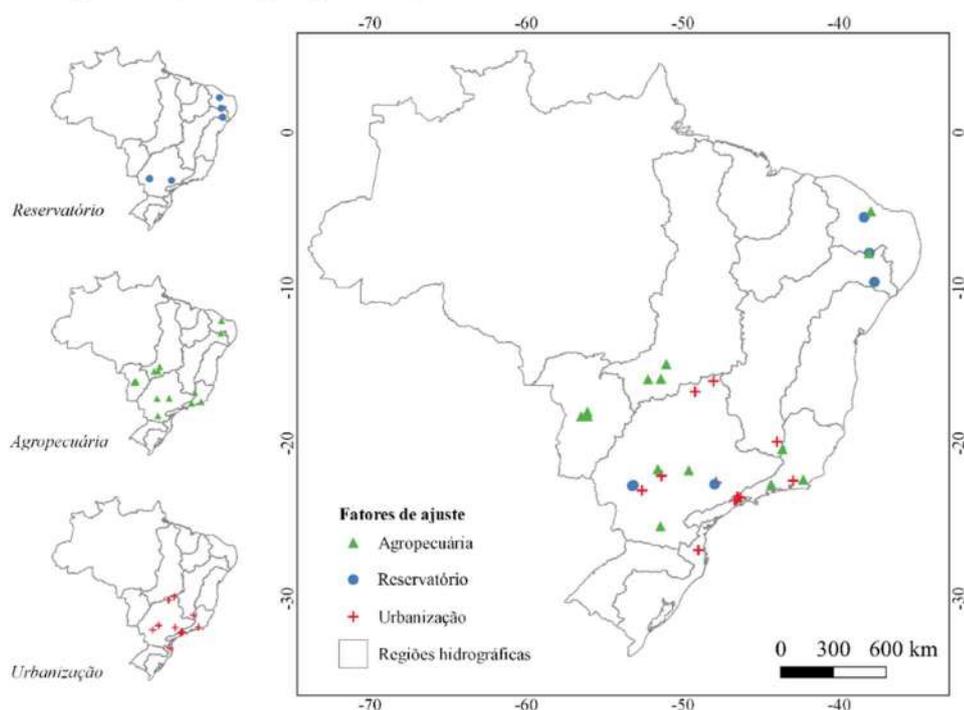


Figura 7. Localização das áreas de estudo das 37 pesquisas relacionadas ao ajustamento de canais a partir de três fatores antrópicos, para o período de 2000-2019.

Pesquisas relacionadas aos ajustes decorrentes da agropecuária e da urbanização apresentaram a mesma proporção entre todas as publicações (Figura 8). Apesar de haver menor quantidade de pesquisas relacionadas aos reservatórios, há uma distribuição razoavelmente homogênea entre os três tipos de ajustes avaliados.

A escala temporal em que os ajustes fluviais foram avaliados foram, predominantemente, decadal, seguido do intervalo anual (Figura 8). Esse resultado contrasta com a evolução da produção internacional de geomorfologia fluvial, em que os valores da primeira e segunda classe são relativamente próximos, porém com a escala anual prevalecendo sobre a decadal (PIÉGAY et al., 2015).

A análise de processos no decorrer de um período de tempo extenso (no contexto do tempo da vida humana) por meio de dados obtidos em campo não é comum no Brasil, possivelmente devido à falta de planejamento e incentivo para estações experimentais de longo prazo. Muitas vezes, a única opção de dados sobre condições anteriores de sistemas fluviais é a partir de produtos de sensoriamento remoto (fotografias aéreas e imagens orbitais). De fato, grande parte dos estudos que envolvem a escala decadal de análise dos ajustes recorre a esse tipo de base de dados, com a realização de comparações entre imagens e fotografias aéreas obtidas em dois ou mais momentos.

Parte da limitação para conclusões assertivas, especialmente no Brasil, deve-se ao diminuto intervalo temporal dos produtos cartográficos, raramente alcançando um século

ou mais, ao passo que outros países mantêm um registro histórico de produtos cartográficos que alcançam dois a três séculos (SCORPIO et al., 2018). Apenas uma das pesquisas avaliadas nesta revisão possui amplitude temporal similar (escala secular), em que mudanças na planimetria de canais fluviais da região metropolitana de São Paulo foram avaliadas com base em documentos cartográficos históricos, em que o mais antigo é do ano de 1841 (MOROZ-CACCIA GOUVEIA e RODRIGUES, 2017).

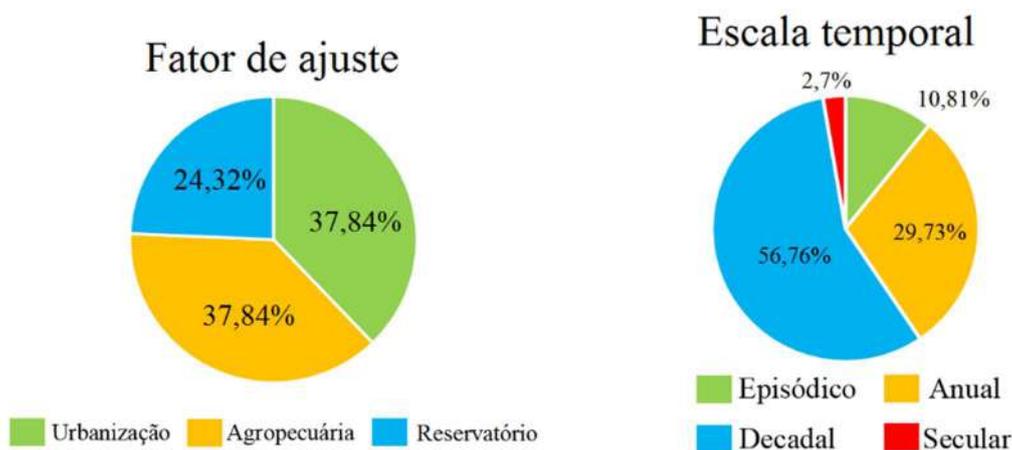


Figura 8. Proporção das pesquisas levantadas com base nos três tipos de ajustes avaliados (gráfico circular da esquerda). Proporção das pesquisas com base na escala temporal que cada estudo analisou (gráfico circular da direita).

Com relação à escala de análise, ou abrangência espacial do estudo, a maior quantidade de estudos foi a de trecho de canal, com aproximadamente 46% do total, seguida de bacia hidrográfica e unidade geomorfológica (Figura 9). Entre os nove artigos que trataram de ajustes relacionados a reservatórios, oito avaliaram trechos de canais (88,9%) e apenas um em escala de bacia. Possivelmente, a preferência por esta escala ocorre porque as variações do impacto tem extensão limitada, principalmente a jusante de reservatórios. A escala de trecho também foi a mais adotada nos estudos relacionados à agricultura, embora com menor preponderância (50%).

Outro padrão observado entre tipos de ajustes e escalas foi que 57,14% dos artigos que avaliaram efeitos de urbanização abordaram a escala de bacia hidrográfica. Em alguns desses casos, as pesquisas buscaram levantar os efeitos que a urbanização promovia na planimetria dos canais, na composição e extensão de depósitos nas planícies, e também na ampliação da rede de drenagem por meio de feições erosivas (voçorocas). Nesse contexto, a escala de bacia hidrográfica parece atender as necessidades analíticas dessas pesquisas. Também, a localização da urbanização no alto curso ou próximo às cabeceiras de drenagem fazem com que, dada a capacidade de transformar a paisagem fluvial à jusante, prevaleça o interesse pela bacia hidrográfica.

A técnica mais recorrente no estudo de ajustes fluviais é na realidade um conjunto que foi denominado como geotecnologias, presente em 70% das pesquisas, com grande contribuição de estudos comparativos a partir de produtos de sensoriamento remoto.

Além das geotecnologias, técnicas de sedimentologia e hidrologia também foram recorrentes (presentes em 35% das pesquisas), em que demais técnicas foram menos expressivas. Essa proporção de ferramentas utilizadas é parecida com o empregado em pesquisas de geomorfologia fluvial na RBG (BARROS e REIS, 2019), porém, ambas divergem do cenário internacional da geomorfologia fluvial em que predomina levantamentos topográficos seguidos do uso de fórmulas e granulometria (PIÉGAY et al., 2015). A maioria das pesquisas utilizaram duas técnicas enquanto que pesquisas com uma ou três tiveram emprego secundário (Figura 9). Apenas em uma pesquisa a única fonte de dados foi obtida através da observação em campo, com a determinação de locais de afloramento do lençol freático em contextos de áreas com morfologias alteradas por uso do solo urbano.

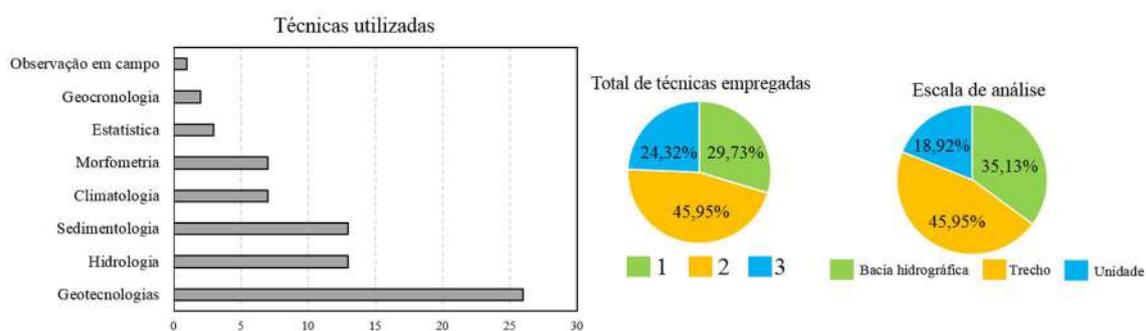


Figura 9. Quantidade de pesquisas por classificação das técnicas. Proporção da quantidade de técnicas que as pesquisas empregaram (gráfico circular da esquerda). Proporção das escalas de análise das pesquisas (gráfico circular da direita).

Em apenas três pesquisas (8,1% do total) foram utilizadas técnicas estatísticas para análise de dados. Considera-se que tal proporção é muito baixa, de modo que esta área do conhecimento foi subutilizada nos estudos levantados. A transição da geomorfologia fluvial a partir do ano 2000, descrita por Piégay et al. (2015), de uma pesquisa pobre e limitada em dados para uma pesquisa rica em dados e com hipóteses a serem testadas, deve ser considerada frente a esse resultado pouco expressivo do uso da estatística nos trabalhos feitos no Brasil.

Adicionalmente, não foram observadas pesquisas que desenvolvessem ou aplicassem modelagens, baseadas em princípios físicos e estatísticos, para simulação de cenários e previsão de ajustes futuros. Tais modelos, analíticos ou empíricos, têm sido desenvolvidos no contexto da pesquisa internacional há muito tempo (desde a década de 1970) para o auxílio da interpretação de como os canais fluviais podem ajustar-se a diferentes condições hidrológicas ou de uso e cobertura do solo, por exemplo (WOHL, 2014b). Isso pode ter contribuído para que a produção nessa área seja predominante em periódicos nacionais, considerando a ocorrência de publicações com resultados meramente descritivos, uma quantificação pouco desenvolvida e uma seção de discussão desassociada ao contexto da produção científica do problema.

4. CONCLUSÃO

O Brasil possui uma extensa e diversa rede hidrográfica que dá suporte ao desenvolvimento de uma rica atividade agropecuária, ao consumo de pequenas cidades à grandes metrópoles, bem como atende aos milhares de reservatórios de pequeno a grande porte. Apesar da generosa disponibilidade dos recursos hídricos, possuímos pouco conhecimento científico de como e quanto a agropecuária, urbanização e os reservatórios alteram a morfologia dos rios brasileiros. Os estudos científicos desenvolvidos até o momento, realizados em maior parte por pesquisadores de universidades públicas, ainda são incipientes e em diversas regiões hidrográficas são escassos.

Ainda são muitos os temas com potencial capacidade de alteração da morfologia e processos dos rios brasileiros que merecem atenção. Podemos destacar, como exemplos, os possíveis efeitos da rizicultura nos pampas, da fruticultura com irrigação no semiárido e da pecuária na Amazônia. A variação do impacto conforme os tamanhos e modelos de ocupação das áreas urbanas são exemplos de potenciais arcabouços para hipóteses de pesquisas sobre os ajustes fluviais. E com relação aos reservatórios, ainda há uma imensa lacuna para se compreender os efeitos destas obras no Brasil, tanto para CGH's e PHC's, empreendimentos hidroelétricos de grande porte e pequenos reservatórios (como os utilizados para irrigação na região centro oeste); bem como ainda, quais são os ajustes fluviais a montante de reservatórios. Outra atividade antrópica, não tratada nesta revisão, mas importante com implicações ao ajustamento de sistemas fluviais, é a mineração.

O conhecimento de modelos de ajustamento fluvial é, sobretudo, baseado em estudos de outros países, predominantemente da América do Norte e Europa. Porém, o comportamento dos rios tropicais associado ao ordenamento territorial e as práticas culturais empregadas no desenvolvimento das atividades antrópicas do Brasil podem gerar efeitos adversos e variações temporais e espaciais das mudanças de canal que diferem dos modelos conhecidos. É necessário esforço para o desenvolvimento de pesquisas de estudos de casos, mas que sejam pautadas no uso de métodos estatísticos, sempre que possível, e de discussão científica ampla e que englobe o estado da arte do problema. Uma maior visibilidade no contexto da ciência internacional pode ser colocada como um desafio para este ramo específico da geomorfologia fluvial brasileira.

Alterações morfológicas e processuais nos rios têm implicações em seu funcionamento, que por sua vez, causam prejuízos sociais e ecológicos. Mas além disso, ressalta-se o prejuízo econômico, uma vez que atividades como agropecuária, urbanização e reservatórios são dependentes da funcionalidade do rio e isso tem consequências para à lógica capitalista. Portanto, é necessário maior atenção para pesquisa e o manejo dos sistemas fluviais frente às influências de atividades antrópicas, isso para que se preserve a integridade dos rios e se pratique o desenvolvimento sustentável.

Referências Bibliográficas

- ALIBERT, M. et al. Statistical analysis of the evolution of a semialluvial stream channel upstream from an inversion-type reservoir: The case of the Matawin River (Quebec, Canada). **Geomorphology**, v. 131, n. 1–2, p. 28–34, ago. 2011.
- ANDRADE, J. H. R.; MAIA, C. E. Erosão de margens em rios semiáridos: estudo na sub-bacia do baixo Jaguaribe – Ceará – Brasil. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 19, n. 4, 1 out. 2018.
- ASSINE, M. L. et al. Compartimentação geomorfológica, processos de avulsão fluvial e mudanças de curso do Rio Taquari, Pantanal Mato- Grossense. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 6, n. 1, 18 nov. 2005.
- BARROS, L. F. DE P.; REIS, R. A. P. DOS. A produção científica em geomorfologia fluvial na Revista Brasileira de Geomorfologia: panorama bibliográfico, tendências e lacunas. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 20, n. 3, 1 jul. 2019.
- BATALLA, R. J.; VERICAT, D. Hydrological and sediment transport dynamics of flushing flows: implications for management in large Mediterranean Rivers. **River Research and Applications**, v. 25, n. 3, p. 297–314, mar. 2009.
- BRANDT, S. A. Classification of geomorphological effects downstream of dams. **CATENA**, v. 40, n. 4, p. 375–401, ago. 2000.
- BRASIL, Ministério do Meio Ambiente, Conselho Nacional de Recursos Hídricos. **Resolução n. 32**. Diário Oficial da União. 15 de out. 2003.
- BRIERLEY, G. J.; FRYIRS, K. A. **Geomorphology and River Management**. p. 412, 2005.
- CASTRO, W. D. S.; DE-CAMPOS, A. B.; ZANCOPE, M. H. C. A influência dos materiais das margens e da vegetação ciliar na erosão de meandros: o caso do rio Claro, afluente do rio Araguaia. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 20, n. 3, 1 jul. 2019.
- CAVALCANTE, A. A.; CUNHA, S. B. DA. Morfodinâmica fluvial em áreas semiáridas: discutindo o vale do rio Jaguaribe-CE-Brasil. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 13, n. 1, 13 ago. 2012.
- CHIN, A. et al. Feedbacks in Human–Landscape Systems. **Environmental Management**, v. 53, n. 1, p. 28–41, jan. 2014.
- CHIN, A. Urban transformation of river landscapes in a global context. **Geomorphology**. v. 79, n. 3-4, p. 460–487, 2006. DOI: 10.1016/j.geomorph.2006.06.033
- CHIN, A.; GREGORY, K. J.; O'DOWD, A. P. **Urbanizing River Channels**. Treatise on Geomorphology, v 9, p. 809-827. 2020. DOI: 10.1016/B978-0-12-409548-9.12500-X
- COELHO NETTO, A. L. Evolução de cabeceiras de drenagem no médio vale do rio Paraíba do Sul (SP/RJ): a formação e o crescimento da rede de canais sob controle estrutural. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 4, n. 2, 30 nov. 2003.
- COTA, G. E. M.; MAGALHÃES JÚNIOR, A. P.; BARROS, L. F. DE P. Processos de encouraçamento de leitos fluviais: sistematização de bases teóricas e estudo de caso na Serra do Espinhaço Meridional (MG). **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 19, n. 4, 1 out. 2018.

- CURTIS, K. E. et al. Temporal and spatial scales of geomorphic adjustments to reduced competency following flow regulation in bedload-dominated systems. **Geomorphology**, v. 118, n. 1–2, p. 105–117, maio 2010.
- DEWAN, A. et al. Assessing channel changes of the Ganges-Padma River system in Bangladesh using Landsat and hydrological data. **Geomorphology**, v. 276, p. 257–279, jan. 2017.
- DIAS, W. A.; THOMAZ, E. L. Avaliação dos efeitos do pastoreio sobre a erosão em margens de canal fluvial em sistema de faxinal. **Sociedade & Natureza**, v. 23, n. 1, p. 23–35, 2011.
- DINGLE, E. H. et al. Decadal-scale morphological adjustment of a lowland tropical river. **Geomorphology**, v. 333, p. 30–42, maio 2019.
- DONOVAN, M. et al. Sediment contributions from floodplains and legacy sediments to Piedmont streams of Baltimore County, Maryland. **Geomorphology**, v. 235, p. 88–105, abr. 2015.
- DOWNS, P. W.; PIÉGAY, H. Catchment-scale cumulative impact of human activities on river channels in the late Anthropocene: implications, limitations, prospect. **Geomorphology**, v. 338, p. 88–104, ago. 2019.
- DRAUT, A. E.; LOGAN, J. B.; MASTIN, M. C. Channel evolution on the dammed Elwha River, Washington, USA. **Geomorphology**, v. 127, n. 1–2, p. 71–87, abr. 2011.
- FERGUSON, R. I. Fluvial armour. In: **Encyclopedia of Geomorphology**, v.1, Goudie, A. S. (ed). Routledge: New York; 2004, p. 389–390.
- FITZPATRICK, F. A.; KNOX, J. C. Spatial and temporal sensitivity of hydrogeomorphic response and recovery to deforestation, agriculture, and floods. **Physical Geography**, v. 21, n. 2, p. 89–108, mar. 2000.
- FRIEDMAN et al. Downstream effects of dams on channel geometry and bottomland vegetation: Regional patterns in the Great Plains. **Wetlands**, v. 18, n. 4, p. 619–633, dez. 1998.
- FRYIRS, K. A. River sensitivity: a lost foundation concept in fluvial geomorphology: River sensitivity: A lost foundation concept in fluvial geomorphology. **Earth Surface Processes and Landforms**, v. 42, n. 1, p. 55–70, jan. 2017.
- FULLER, I. C.; MACKLIN, M. G.; RICHARDSON, J. M. The Geography of the Anthropocene in New Zealand: Differential River Catchment Response to Human Impact: Differential Catchment Response to Human Impact. **Geographical Research**, v. 53, n. 3, p. 255–269, ago. 2015.
- GARCIA-RUIZ, J. M. et al. Assessing the effects of land-use changes on sediment yield and channel dynamics in the central Spanish Pyrenees. **Human Impact on Erosion and Sedimentation** (Proceedings of Rabat Symposium S6, April 1997). IAHS PubH. n. 245, 1997p. 8, 1997.
- GHIMIRE, S.; HIGAKI, D. Dynamic river morphology due to land use change and erosion mitigation measures in a degrading catchment in the Siwalik Hills, Nepal. **International Journal of River Basin Management**, v. 13, n. 1, p. 27–39, 2 jan. 2015.
- GILVEAR, D. J. Patterns of channel adjustment to impoundment of the upper River Spey, Scotland (1942–2000). **River Research and Applications**, v. 20, n. 2, p. 151–165, mar. 2004.

- GRAF, W. L. James C. Knox (1977) Human impacts on Wisconsin stream channels. *Annals of the Association of American Geographers* 67: 224–244. **Progress in Physical Geography**, v. 37, n. 3, p. 422–431, jun. 2013.
- GRANT, G. E. The Geomorphic Response of Gravel-Bed Rivers to Dams: Perspectives and Prospects. In: CHURCH, M.; BIRON, P. M.; ROY, A. G. (Eds.). **Gravel-Bed Rivers**. Chichester, UK: John Wiley & Sons, Ltd, 2012. p. 165–181.
- GREGORY, K. J. Human influence on the morphological adjustment of river channels: The evolution of pertinent concepts in river science. **River Research and Applications**, v. 35, 7 jun. 2019.
- GREGORY, K. J. The human role in changing river channels. **Geomorphology**, v. 79, n. 3–4, p. 172–191, set. 2006.
- HADLEY, R. F.; EMMETT, W. W. CHANNEL CHANGES DOWNSTREAM FROM A DAM. **Journal of the American Water Resources Association**, v. 34, n. 3, p. 629–637, jun. 1998.
- HAMMER, T. R. Stream channel enlargement due to urbanization. **Water Resources Research**. v. 8, n. 6, p. 1530-1540. 1972. DOI: 10.1029/WR008i006p01530
- HEINE, R. A.; LANT, C. L. Spatial and Temporal Patterns of Stream Channel Incision in the Loess Region of the Missouri River. **Annals of the Association of American Geographers**, v. 99, n. 2, p. 231–253, 22 abr. 2009.
- HEITMULLER, F. T. Channel adjustments to historical disturbances along the lower Brazos and Sabine Rivers, south-central USA. **Geomorphology**, v. 204, p. 382–398, jan. 2014.
- HOLANDA, F. S. R. et al. Análise multitemporal e caracterização dos processos erosivos no baixo São Francisco sergipano. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 8, n. 2, 18 dez. 2007.
- JAMES, L. A. 13.4 Impacts of Early Agriculture and Deforestation on Geomorphic Systems. In: **Treatise on Geomorphology**. [s.l.] Elsevier, 2013. p. 48–67.
- JEFFERSON, A. J.; MCGEE, R. W. Channel network extent in the context of historical land use, flow generation processes, and landscape evolution in the North Carolina Piedmont. **Earth Surface Processes and Landforms**, v. 38, n. 6, p. 601–613, maio 2013.
- KNOX, J. C. Human impacts on Wisconsin stream channels. **Annals of the Association of American Geographers**, v. 67, n. 3, p. 323–342, set. 1977.
- KONDOLF, G. M.; PIÉGAY, H.; LANDON, N. Channel response to increased and decreased bedload supply from land use change: contrasts between two catchments. **Geomorphology**, v. 45, n. 1–2, p. 35–51, jun. 2002.
- LANE, E.W. The importance of fluvial morphology in hydraulic engineering. **American Society of Civil Engineers Proceedings Separate**, n. 372, p. 21, 1955.
- LATRUBESSE, E. M. et al. The geomorphologic response of a large pristine alluvial river to tremendous deforestation in the South American tropics: The case of the Araguaia River. **Geomorphology**, v. 113, n. 3–4, p. 239–252, dez. 2009.
- LEGLEITER, C. J. Downstream Effects of Recent Reservoir Development on the Morphodynamics of a Meandering Channel: Savery Creek, Wyoming, USA. **River Research and Applications**, v. 31, n. 10, p. 1328–1343, dez. 2015.

- LELI, I. T.; STEVAUX, J. C.; ASSINE, M. L. Origin, evolution, and sedimentary records of islands in large anabranching tropical rivers: The case of the Upper Paraná River, Brazil. **Geomorphology**, v. 358, p. 107118, jun. 2020.
- LEOPOLD, L. B. Lag time for small drainage basins. **Catena**, v. 18, n.2, 1991, p. 157-171. DOI: 10.1016/0341-8162(91)90014-O
- LÉVY, S. et al. Erosion and channel change as factors of landslides and valley formation in Champlain Sea Clays: The Chacoura River, Quebec, Canada. **Geomorphology**, v. 145–146, p. 12–18, abr. 2012.
- LI, D. et al. Downstream geomorphic impact of the Three Gorges Dam: With special reference to the channel bars in the Middle Yangtze River. **Earth Surface Processes and Landforms**, v. 44, n. 13, p. 2660–2670, out. 2019.
- LIÉBAULT, F. et al. Contemporary channel changes in the Eygues basin, southern French Prealps: the relationship of subbasin variability to watershed characteristics. **Geomorphology**, v. 45, n. 1–2, p. 53–66, jun. 2002.
- LIRO, M. Conceptual model for assessing the channel changes upstream from dam reservoir. **Quaestiones Geographicae**, v. 33, n. 1, p. 61–74, 1 mar. 2014.
- LIRO, M. Gravel-bed channel changes upstream of a reservoir: The case of the Dunajec River upstream of the Czorsztyn Reservoir, southern Poland. **Geomorphology**, v. 228, p. 694–702, jan. 2015.
- LIU, Z.; HE, C.; ZHOU, Y.; WU, J. How much of the world's land has been urbanized, really? A hierarchical framework for avoiding confusion. **Landscape Ecology**. v. 29, n. 5, 2014. DOI: 10.1007/s10980-014-0034-y
- LU, S. et al. Forty years' channel change on the Yongdinghe River, China: patterns and causes. **International Journal of River Basin Management**, v. 14, n. 2, p. 183–193, abr. 2016.
- MA, Y. et al. Channel adjustments in response to the operation of large dams: The upper reach of the lower Yellow River. **Geomorphology**, v. 147–148, p. 35–48, abr. 2012.
- MAGILLIGAN, F. J.; NISLOW, K. H.; RENSHAW, C. E. 9.38 Flow Regulation by Dams. In: **Treatise on Geomorphology**. [s.l.] Elsevier, 2013. p. 794–808.
- MARTIN, C. W.; JOHNSON, W. C. Historical Channel Narrowing and Riparian Vegetation Expansion in the Medicine Lodge River Basin, Kansas, 1871–1983. **Annals of the Association of American Geographers**, v. 77, n. 3, p. 436–449, set. 1987.
- MARTINS, D. P.; STEVAUX, J. C. Formas de leito e transporte de carga de fundo do alto rio Paraná. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 6, n. 2, 19 dez. 2005.
- MERCANTE, M. A.; SANTOS, E. T. Avulsões no Pantanal: dimensões naturais e sociais no rio Taquari. **Sociedade & Natureza**, v. 21, n. 3, p. 361–371, dez. 2009.
- MERRITTS, D. et al. Anthropocene streams and base-level controls from historic dams in the unglaciated mid-Atlantic region, USA. **Philosophical Transactions of the Royal Society A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences**, v. 369, n. 1938, p. 976–1009, 13 mar. 2011.
- MONTANHER, O. C. Ajustes do sistema fluvial à impermeabilização urbana: estudo de caso em terra rica, PR. **Boletim de Geografia**. v. 28, n. 2, p. 185-197, 2010. DOI: 10.4025/bolgeogr.v28i2.10381

- MONTANHER, O. C. Ciclos de erosão e sedimentação em bacias hidrográficas urbanas do noroeste paranaense e suas implicações no ajuste de sistemas fluviais. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 14, n. 4, p.319-325, 2013. DOI: 10.20502/rbg.v14i4.401
- MOROZ-CACCIA GOUVEIA, I. C.; RODRIGUES, C. Mudanças morfológicas e efeitos hidrodinâmicos do processo de urbanização na bacia hidrográfica do rio Tamanduateí – Região Metropolitana de São Paulo. **Geosp – Espaço e Tempo**, v. 21, n. 1, p. 257-283, 2017.
- MURRAY, A. B.; COCO, G.; GOLDSTEIN, E. B. Cause and effect in geomorphic systems: Complex systems perspectives. **Geomorphology**, v. 214, p. 1–9, jun. 2014.
- MUSSELMAN, Z. A. The localized role of base level lowering on channel adjustment of tributary streams in the Trinity River basin downstream of Livingston Dam, Texas, USA. **Geomorphology**, v. 128, n. 1–2, p. 42–56, maio 2011.
- NANSON, G. C.; HUANG, H. Q. A philosophy of rivers: Equilibrium states, channel evolution, teleomatic change and least action principle. **Geomorphology**, v. 302, p. 3–19, fev. 2018.
- NEIL, D.; YU, B. A Method of Analysing Stream Channel Response to Environmental Change: Gauge data for the Tully River. **Australian Geographer**, v. 30, n. 2, p. 239–252, jul. 1999.
- OLIVEIRA, A. M. S.; QUEIROZ NETO, J. P. Depósitos Tecnogênicos Induzidos pela erosão acelerada no Planalto ocidental paulista. **Boletim Paulista de Geografia**, n.73, p. 91-123, 1993.
- PETTS, G. E.; PRATTS, J. D. Channel changes following reservoir construction on a Lowland English River. **CATENA**, v. 10, n. 1–2, p. 77–85, jan. 1983.
- PETTS, G.; GURNELL, A. 13.7 Hydrogeomorphic Effects of Reservoirs, Dams, and Diversions. In: **Treatise on Geomorphology**. [s.l.] Elsevier, 2013. p. 96–114.
- PHILLIPS, J. D. Relative Importance of Intrinsic, Extrinsic, and Anthropogenic Factors in the Geomorphic Zonation of the Trinity River, Texas. **JAWRA Journal of the American Water Resources Association**, v. 46, n. 4, p. 807–823, ago. 2010.
- PHILLIPS, J. D. Toledo Bend reservoir and geomorphic response in the lower Sabine River. **River Research and Applications**, v. 19, n. 2, p. 137–159, mar. 2003.
- PHILLIPS, J. D.; SLATTERY, M. C.; MUSSELMAN, Z. A. Channel adjustments of the lower Trinity River, Texas, downstream of Livingston Dam. **Earth Surface Processes and Landforms**, v. 30, n. 11, p. 1419–1439, out. 2005.
- PIÉGAY, H. et al. Contemporary changes in sediment yield in an alpine mountain basin due to afforestation (the upper Drôme in France). **CATENA**, v. 55, n. 2, p. 183–212, jan. 2004.
- PIÉGAY, H. et al. Trends in publications in fluvial geomorphology over two decades: A truly new era in the discipline owing to recent technological revolution? **Geomorphology**, v. 248, p. 489–500, nov. 2015.
- POHL, M. Channel Bed Mobility Downstream from the Elwha Dams, Washington. **The Professional Geographer**, v. 56, n. 3, 2004.

- QUEIROZ, P. H. B. et al. Caracterização multitemporal de barras e ilhas fluviais no baixo curso do rio Jaguaribe, Ceará, Brasil. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 19, n. 1, 13 ago. 2018.
- RHOADS, B. L.; LEWIS, Q. W.; ANDRESEN, W. Historical changes in channel network extent and channel planform in an intensively managed landscape: Natural versus human-induced effects. **Geomorphology**, v. 252, p. 17–31, jan. 2016.
- RINALDI, M. et al. **Guidebook for the evaluation of stream morphological conditions by the Morphological Quality Index (MQI)**. p. 177, 2016.
- ROSA, R. Geotecnologias na Geografia aplicada. **Revista do Departamento de Geografia**, v. 16, p. 81–90, 2005.
- ROYALL, D. Land-Use Impacts on the Hydrogeomorphology of Small Watersheds. In: **Treatise on Geomorphology**. [s.l.] Elsevier, 2013.
- SCHUMM, S. A. Geomorphic Thresholds: The Concept and Its Applications. **Transactions of the Institute of British Geographers**, v. 4, n. 4, p. 485, 1979.
- SCHUMM, S.A. **The Fluvial System**. Blackburn Press, Caldwell, NJ, p. 338, 1977.
- SCORPIO, V.; ROSSKOPF, C. M. Channel adjustments in a Mediterranean river over the last 150 years in the context of anthropic and natural controls. **Geomorphology**, v. 275, p. 90–104, dez. 2016.
- SHERARD, J. J.; ERSKINE, W. D. Complex response of a sand-bed stream to upstream impoundment. **Regulated Rivers: Research & Management**, v. 6, n. 1, p. 53–70, jan. 1991.
- SMITH, N. D. et al. Dam-induced and natural channel changes in the Saskatchewan River below the E.B. Campbell Dam, Canada. **Geomorphology**, v. 269, p. 186–202, set. 2016.
- SOUZA FILHO, E. E.; RIGON, B. T. C. Avaliação da velocidade de deslocamento de barras fluviais do rio Paraná por meio de imagens CBERS/CCD. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 13, n. 1, 13, ago. 2012.
- SOUZA, J. O. P. DE; CORRÊA, A. C. DE B. Análise da sensibilidade da paisagem na bacia do riacho do Saco – PE. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 16, n. 4, 31, out. 2015.
- SOUZA, J.; CORREA, A. C. Sistema fluvial e planejamento local no semiárido. **Mercator**, v. 11, n. 24, p. 149–168, 19 abr. 2012.
- STEVANUX, J. C.; MARTINS, D. P.; MEURER, M. Changes in a large regulated tropical river: The Paraná River downstream from the Porto Primavera Dam, Brazil. **Geomorphology**, v. 113, n. 3–4, p. 230–238, dez. 2009.
- SUIZU, T. M.; NANSON, G. C. Temporal and spatial adjustments of channel migration and planform geometry: responses to ENSO driven climate anomalies on the tropical freely-meandering Aguapeí River, São Paulo, Brazil. **Earth Surface Processes and Landforms**, v. 43, n. 8, p. 1636–1647, 30 jun. 2018.
- TOMLINSON, M. J. et al. Long-term changes in river–floodplain dynamics: implications for salmonid habitat in the Interior Columbia Basin, USA. **Ecological Applications**, v. 21, n. 5, p. 1643–1658, jul. 2011.

- TRIMBLE, S. W. Contribution of stream channel erosion to sediment yield from an urbanizing watershed. **Science**, v. 278, n. 5342, 1997. p.1442-1444. DOI: 10.1126/science.278.5342.1442
- VANACKER, V. et al. River channel response to short-term human-induced change in landscape connectivity in Andean ecosystems. **Geomorphology**, v. 72, n. 1–4, p. 340–353, dez. 2005.
- VERSTRAETEN, G.; PROSSER, I. P. Modelling the impact of land-use change and farm dam construction on hillslope sediment delivery to rivers at the regional scale. **Geomorphology**, v. 98, n. 3–4, p. 199–212, jun. 2008.
- WASSON, R. J. et al. Sediment sources and channel dynamics, Daly River, Northern Australia. **Geomorphology**, v. 114, n. 3, p. 161–174, jan. 2010.
- WOHL, E. **Rivers in the landscape**. JohnWiley & Sons, Ltd. P. 332, 2014a.
- WOHL, E. Time and the rivers flowing: Fluvial geomorphology since 1960. **Geomorphology**, v. 216, p. 263–282, jul. 2014b. WOLMAN, M. G. A cycle of sedimentation and erosion in urban river channels. **Geographiska Annaler**, v. 49,, p. 385-395,1967. DOI: 10.2307/520904
- XU, J. Complex response in adjustment of Weihe channel to the construction of the Sanmenxia Reservoir. **Z. Geomorphol.** v. 34, p. 233–245, 1990.
- YU, M.; RHOADS, B. L. Floodplains as a source of fine sediment in grazed landscapes: Tracing the source of suspended sediment in the headwaters of an intensively managed agricultural landscape. **Geomorphology**, v. 308, p. 278–292, 2018.

7. GEOMORFOLOGIA FLUVIAL DO BRASIL ASSOCIADA AO ATUAL CONTEXTO SOCIOAMBIENTAL

Giselle Ferreira Borges¹, Neiva Barbalho de Moraes², Ana Camila Silva³, Leonardo dos Santos Pereira⁴ & Sarah Lawall⁵

¹ Doutoranda em Geografia pela Universidade Federal do Rio de Janeiro (PPGG/ UFRJ) e Mediadora em Geomorfologia Geral pela Fundação CECIERJ (CEDERJ); borges.geografiaa@gmail.com

² Doutoranda em Geografia pela Universidade Federal do Rio de Janeiro (PPGG/ UFRJ) e Professora da Rede Estadual de Educação do Estado do Rio de Janeiro (SEEDUC/ RIO); barbalhomorais@gmail.com

³ Doutora em Geografia pela Universidade Federal do Rio de Janeiro (PPGG/ UFRJ) e Professora da Rede Privada de Ensino; camilainhan@gmail.com

⁴ Doutor em Geografia pela Universidade Federal do Rio de Janeiro (PPGG/ UFRJ) e Professor da Secretaria Municipal de Educação do Rio de Janeiro (SME/ RIO); leospgeo@gmail.com

⁵ Doutora em Geografia pela Universidade Federal do Rio de Janeiro (PPGG/ UFRJ), Professora do Departamento de Geografia da Universidade Federal Rural do Rio de Janeiro - campus Nova Iguaçu; sarahgeoprof@gmail.com.

Resumo: Diante da diversidade conceitual sobre a Geomorfologia Fluvial e suas intervenções sociogeomorfológicas, torna-se importante compreender os principais mecanismos e interações de ordem física e estrutural que configuram os sistemas ambientais e os retroalimentam. Desse modo, ressalta-se a relevância da compreensão do papel da morfologia nas formas, dos processos dos canais e como esses sistemas podem ser transformados pelas ações antropogênicas, uma vez que a bacia hidrográfica representa uma unidade de análise geográfica que incorpora toda a complexidade sócio-econômica-ambiental dentro do mesmo local, além de se reconfigurar diante das mudanças sofridas. Com isso, insere-se uma nova perspectiva de análise dos sistemas fluviais, denominando-os rios transescalares, visto que ultrapassam as fronteiras e os limites administrativos, reverberando suas influências a outras espacialidades tanto por vias terrestres, quanto aéreas. Portanto, é imperativo compreender a bacia hidrográfica como um espaço interconectado e complexo, ou seja, como um geossistema, incorporando os elementos que a integram. Nessa perspectiva, observa-se como o Pagamento por Serviços Ambientais e a Economia Circular podem contribuir para que o sistema produtivo passe a valorizar água e sua manutenção, sem desassociar-se das relações sociais e dos padrões de consumo.

Palavras-Chave: Bacia Hidrográfica; Geossistema; Recarga Hídrica; Ações Antropogênicas; Morfologia, Hidrologia Fluvial.

Abstract: Given the conceptual diversity on Fluvial Geomorphology and its sociogeomorphological interventions, it is important to understand the main mechanisms and interactions of physical and structural order that shape the environmental systems and feed them back. In this way, we highlight the relevance of understanding the role of morphology in the forms, the processes of the channels and how these systems can be transformed by anthropogenic actions, since the watershed represents a unit of geographic analysis that incorporates all the socio-economic-environmental complexity within the same place, besides reconfiguring itself in face of the changes suffered. With this, a new perspective of analysis of the river systems is inserted, calling them trans-scalar rivers, since they go beyond the borders and administrative boundaries, reverberating their influences to other spatialities both by land and air. Therefore, it is important to understand the watershed as an interconnected and complex space, that is, as a geosystem, incorporating the elements that make it up. From this perspective, it is observed how the Payment for Environmental Services and Circular Economy can contribute to the productive system to value water and its maintenance, without disassociating it from social relations and consumption patterns.

Keywords: Hydrographic Basin; Geosystem; Water Recharge; Anthropogenic Actions; Morphology; River Hydrology.

Tema: Geomorfologia Fluvial

1. INTRODUÇÃO

A Geomorfologia Fluvial estuda os rios dentro de uma perspectiva dinâmica ligada à produção e à circulação de água na escala espaço-temporal. Embora seja um braço importante da Geomorfologia por produzir e modificar formas e processos no relevo, é considerada uma ciência de síntese, a qual envolve diferentes especificidades oriundas das Ciências Naturais e da Terra, das Engenharias (em especial da Hidrologia e Hidrometria) e, ainda, das Ciências Sociais, como apontam Stevaux e Latrubesse (2017).

Estudos clássicos da área estiveram à frente nos trabalhos de vanguarda que buscavam entender as formas e os processos fluviais relacionados aos condicionantes geológicos e geomorfológicos, bem como os mecanismos de funcionamento dos rios brasileiros nas mais diversas paisagens e múltiplas escalas. Dentre eles, eram colocados em foco as associações entre a dinâmica dos rios com a gênese e com as formas das paisagens tropicais, buscando a formulação de modelos conceituais (BIGARELLA, 2007), as aplicações de análises quantitativas voltadas aos parâmetros e índices morfométricos e morfológicos (CHRISTOFOLETTI, 1979; STEVAUX e LATRUBESSE, 2017), e, ainda, as relações entre precipitação e vazão, principalmente voltadas às estimativas de aproveitamento energético (TUCCI e CLARKE, 1997).

Com a crescente ocupação urbana e a alteração nos sistemas de plantio, os sistemas ambientais, para além do ambiental fluvial, têm sido alvo de questões ligadas à sua qualidade e à própria oferta de serviços para a sociedade através dos mecanismos de

funcionamento destes sistemas. Assim, o desafio atual da Geomorfologia Fluvial está vinculado ao entendimento das respostas múltiplas das relações desequilibradas entre sociedade e natureza, que alteram/modificam a dinâmica dos rios. Dentre os desequilíbrios, a partir das modificações no uso e na cobertura da terra, é possível dar ênfase ao manejo inadequado de terras rurais e grandes produções agrícolas, gerando erosão dos solos e, para ambientes urbanos, alterações no curso de leitos dos rios, como a retificação e a impermeabilização a partir do uso de mantas asfálticas e concretos. Estes processos influenciam na produção de água, na recarga dos aquíferos, na manutenção da água no solo, e no volume e vazão dos canais fluviais (HORNBERGUER *et al.*, 1998; MAO e CHERBKAUER, 2007).

O reconhecimento como país das águas, calcado na abundância e opulência de seu sistema fluvial, confere ao Brasil pouca atenção institucional na relação desequilibrada e impactada entre a água produzida e a água disponibilizada para manutenção das sociedades nas bacias hidrográficas. Dentre os múltiplos usos das águas no Brasil, ressalta-se a dependência energética nas hidrelétricas, fruto da opulência fluvial, a qual reforça o olhar para o atual cenário socioambiental na produção/oferta de água e na saúde ambiental dos sistemas fluviais. Não obstante, as hidrelétricas estão espalhadas tanto nos macro rios e sistemas, como no Amazonas, São Francisco e Paraná, quanto nos sistemas locais menores, na figura das pequenas centrais hidrelétricas, as quais hoje possuem destaque para os impactos negativos gerados através do represamento e de processos erosivos sofridos pelos assoreamentos que entulham as calhas.

Assim, é preciso que tenhamos, numa crescente, outras discussões dentro da Geomorfologia Fluvial que integrem cada vez mais a abordagem geossistêmica, envolvendo diferentes conjuntos de ações e objetos socioambientais para se entender a produção, a oferta e a disponibilidade de água no território nacional. Partindo do princípio de que a bacia hidrográfica, além de ser uma unidade geomorfológica, é um sistema aberto, com fluxos de entrada e saída por um ponto de convergência (DUNNE e LEOPOLD, 1978; SUMMERFIELD, 1991), é necessário atentar-se para o que acontece nas partes que integram a bacia hidrográfica, assim como para o próprio caminho que a água faz entre a precipitação e a foz ou exutório. Nestas partes estão as principais mudanças e imbrólios da relação entre sociedade e natureza, que tem despertado a atenção para o questionamento acerca da quantidade *versus* qualidade dos recursos naturais.

A água é um recurso natural vital, portanto, um serviço ecossistêmico que necessita de equilíbrio de ações para ofertar o próprio recurso (BERBEL *et al.*, 2017). Não é possível padronizar as ações para ambientes tão diferentes, na perspectiva de Brasil, onde rios possuem dimensões espaço-temporais distintas ou extremas. Como exemplo, vale considerar a bacia Amazônica e, na mesma faixa latitudinal, os rios intermitentes no Sertão Nordeste, mas considerar as especificidades e complexidades torna-se importante emergência para os novos estudos.

Neste sentido, o objetivo deste artigo é dialogar com o contexto atual das questões socioambientais no Brasil considerando os princípios e bases norteadoras da Geomorfologia Fluvial, a partir, principalmente, de uma abordagem geossistêmica, envolvendo as relações entre sociedade e natureza. Para tal, a subdivisão do texto está vinculada a uma abordagem inicial dos fatores ambientais que condicionam a dinâmica fluvial. Em seguida, aborda-se a produção de água nas encostas e as relações com tipo de uso e cobertura da terra, assim como os ajustes fluviais realizados. Avança-se para as diferentes relações das macrobacias nacionais com os sistemas de produção e, por fim, é feita uma reflexão acerca da função sistema dos rios para oferta de serviços ambientais e re-funcionalidades.

2. INTERAÇÕES GEOSSISTÊMICAS PARA A COMPREENSÃO DAS DINÂMICAS FLUVIAIS

2.1. Mecanismos que englobam os Ambientes Fluviais

Os canais fluviais são reflexos da interação de várias facetas da paisagem, desde aspectos geológicos, geomorfológicos, pedológicos, pluviométricos e biogeográficos, até sociais e econômicos. Portanto, entender, pensar e repensar a rede de drenagem perpassa a compreensão das inter-relações refletidas nesse elemento da paisagem. Em constantes processos de equilíbrio sistêmico (CHRISTOFOLETTI, 1979; CHARLTON, 2008; HUGGETT, 2011), os canais fluviais, enquanto sistemas abertos, trocam energia e matéria com vários componentes das paisagens. A forma, a geometria e a vazão do sistema fluvial são resultados desse processo.

A geologia vai definir os arranjos e os caminhos do canal fluvial na paisagem. Parte da contribuição hidrológica virá, além do regime pluviométrico, da interação da geomorfologia com a pedologia. As manutenções dos processos fluviais estarão diretamente relacionadas aos fatores biogeográficos e antrópicos. Os canais fluviais modelam a geomorfologia, e são modelados e remodelados pela mesma. É a partir dessa relação geossistêmica que os canais fluviais precisam ser pensados, ordenados, planejados e reordenados.

Neste item, temos como objetivo revisitar de forma geral alguns aspectos da paisagem que contribuem diretamente ou indiretamente para o processo de recarga hídrica. Os canais fluviais podem ser estudados em diversas escalas, desde a carga de fundo até os ambientes de deposição, inclusive entendendo cada escala como um todo dentro da totalidade, que é a bacia hidrográfica. Contudo, aqui não iremos nos aprofundar em detalhe, mas perpassar pelo perfil do canal.

2.1.1. Papel da Geologia e Geomorfologia na Estruturação dos Padrões de Drenagem

Os canais fluviais seguem padrões determinados pela estrutura geológica, ocupando, muitas vezes, zonas de fraquezas litológicas. Sendo assim, o fluxo hídrico que se concentra em feições propiciando sua acomodação e circulação pode ser, por exemplo, um sistema de falhas, fraturas e dobramentos. Como afirma Huggett (2011), a maioria

das redes de fluxo são adaptadas ao declive e às estruturas geológicas, associado principalmente às fraturas nas rochas subjacentes.

Os canais fluviais contam a história da evolução da paisagem. Logo, no aspecto geológico, a hierarquia dos canais pode nos indicar alguns processos de evolução e formação daquela estrutura morfológica. Lima (2006) aponta que os canais de ordem inferior funcionam como um importante indicador da movimentação neotectônica, diferente daqueles de ordem mais elevada, no qual as estruturas regionais são mais antigas.

O processo de erosão e dissecação do relevo será o resultado de inúmeros processos, dentre eles, a ação fluvial e a resistência do material litológico. Esses fatores, associados às condições climáticas e morfológicas, irão determinar o padrão do sistema de drenagem (CUNHA e GUERRA, 2001). Esses padrões irão basicamente apresentar a distribuição espacial dos canais em relação ao substrato rochoso.

Os padrões de canais fluviais são definidos por suas configurações em planta e representam o grau de ajustamento dos canais aos seus gradientes e às suas seções transversais (SUGUIO, 2003). Ainda segundo o autor, os canais retilíneos puros são raros, pois, em sua maioria, eles exibem uma sinuosidade, geralmente desprezível, devido ao desenvolvimento de barras laterais.

Os canais entrelaçados desenvolvem-se bem em ambientes de deposição, tais como em áreas de planícies, leques aluviais e deltaicos. São caracterizados por sucessivas divisões e reuniões de canais, que contornam barras arenosas ou cascalhosas de sedimentos aluviais. Os canais meandantes apresentam sinuosidade maior de montante para jusante, estando isso associado a uma redução da declividade e à maior quantidade de sedimentos pelíticos na carga sedimentar (LEOPOLD e WOLMAN, 1957; SUGUIO, 2003)

Riccomini et al. (2009) apontam quatro principais padrões de drenagem no Brasil. O padrão dendrítico acontece quando o substrato rochoso é homogêneo. O segundo padrão se dá quando os canais principais desenvolvem-se com substrato orientado paralelamente ao terreno, típicos de regiões íngremes. Tem-se, ainda, o padrão radial, no qual a drenagem distribui-se em todas as direções a partir de um centro. Por fim, tem-se o padrão treliça, típico de regiões com substratos rochosos que apresentam faixas paralelas com diferentes resistências.

A drenagem dendrítica é comumente comparada a uma árvore com ramificações irregulares, as quais correspondem aos afluentes. Dessa forma, ocorre principalmente na horizontal e em estratos uniformemente resistentes, substratos em que não há controles estruturais. A drenagem paralela apresenta canais com um certo paralelismo, que desenvolvem-se em substratos que são uniformemente resistentes e nos quais a inclinação regional é marcada, ou onde há forte controle estrutural exercido por uma série de falhas espaçadas ou monoclinais. A drenagem da treliça está associada a bandas alternadas de imersão dura e suave, e/ou a camadas dobradas ou recentemente depositadas (HUGGETT, 2011). A drenagem radial flui para fora em todas as direções de um trato

elevado central. É encontrada em domos topográficos, como cones vulcânicos e outras colinas cônicas isoladas.

A morfologia do relevo é um dos aspectos da paisagem que irá influenciar diretamente nas características morfométricas do canal fluvial. Segundo o IBGE (2009), fatores como a geomorfologia, o clima, a litologia e seu arcabouço estrutural interferem nos padrões dos canais de uma rede de drenagem. A sinuosidade é um exemplo disso, uma vez que essa é resultado do fluxo hídrico, do gradiente do relevo, da capacidade e da competência sedimentar.

Podemos observar essas mudanças morfológicas também a partir do perfil longitudinal dos canais fluviais. À medida que a altimetria do relevo vai se alterando (da nascente à foz), as formas e a declividade do canal vão se alterando e se acomodando no relevo. Associado a essas mudanças no perfil do canal, modificações ocorrerão também na velocidade do fluxo hídrico, bem como na profundidade do mesmo. Os processos de erosão e sedimentação serão determinados, de modo geral, por essa velocidade heterogênea que se desenha ao longo do canal, impactando diretamente no modelado como um todo, nas suas margens e no balanço sedimentar.

Os canais fluviais podem depositar material em qualquer lugar ao longo do seu curso, mas depositam material principalmente em fundos de vale, onde os gradientes são baixos, em lugares onde os gradientes mudam repentinamente, ou onde o fluxo canalizado diverge, com uma redução na profundidade e velocidade (HUGGETT, 2011). Contudo, os processos de erosão e deposição serão reflexos da relação existente entre o fluxo hídrico e a capacidade de transporte da carga sedimentar.

De forma geral, uma das formas utilizadas de classificação dos sistemas fluviais é o processo de sedimentação. Para Summerfield (2013), os canais podem apresentar três zonas principais: uma zona de geração de sedimentos, uma zona de troca de sedimentos e uma zona de deposição de sedimentos. Essas zonas podem coexistir, mas sempre terá um processo predominante.

Machado e Torres (2012) dividem o perfil longitudinal dos canais em três grandes segmentos: trecho superior (alto curso), trecho médio e trecho inferior (baixo curso). Na porção do alto curso, os canais terão uma grande capacidade erosiva, com canais entalhados nas encostas, determinando o vale em forma de V. Na porção média, com a diminuição da declividade e da capacidade erosiva, o processo de deposição sedimentar de fundo aumenta, suavizando, assim, o formato do vale. Por fim, no baixo curso, o processo sedimentar será acentuado em consonância com uma menor velocidade e gradiente, refletindo, em alguns casos, na formação de meandros. Portanto, ao longo do seu percurso, o canal fluvial pode assumir várias formas, condicionadas por fatores hidráulicos, sedimentares, litológicos e morfológicos. Dentre essas formas, o canal fluvial pode ser retilíneo, em geral estando associado a um forte controle estrutural do relevo; anastomosado, associado a grandes volumes de carga de fundo, interligados muitas vezes a ambientes de leques; e, por fim, meandrante, sendo modelado pelos processos de erosão (margem côncava) e deposição (margem convexa) (IBGE, 2009).

2.1.2. O papel do Solo e do Relevo na Recarga Hidrica

O solo é um sistema aberto, local de desenvolvimento das plantas, ambiente de estocagem e circulação da água, de ciclagem de nutrientes e de amortização da degradação ambiental (VEZZANI e MIELNICZUK, 2011; VEZZANI, 2015). Portanto, o solo, assim como todos os outros elementos da paisagem, não se expressa de forma isolada. Ele está integrado tanto aos aspectos físicos como aos aspectos históricos e sociais que envolvem aquele ambiente. Sendo assim, é necessário investigar e compreender as interações que acontecem nesse corpo tridimensional e os seus respectivos desdobramentos e materialização, tanto no canal fluvial como na bacia hidrográfica.

É comum encontrar na paisagem brasileira descontinuidades correlacionadas, em muitos casos, com as intervaladas classes de solo. Resende *et al.* (2014) exemplificam inclusive o caso do Triângulo Mineiro, em que se observa transições nos canais fluviais, na cobertura vegetal e na tipologia do solo de forma associada.

O caminho que a água da chuva fará até abastecer o canal fluvial dependerá de inúmeros fatores, incluindo a intensidade da mesma, a tipologia da cobertura vegetal, as características físicas do solo, a morfometria do relevo, entre outros. Portanto, o fluxo do canal é resultado da configuração e da interação de todas as partes que compõem a paisagem (PEREIRA, 1997; DONADIO *et al.*, 2005; VANZELA *et al.*, 2010), ou seja, a quantidade e a qualidade da água de uma bacia hidrográfica dependem da interrelação do solo com a vegetação, o clima, a biota e a sociedade.

Bigarella (2007) afirma que, de acordo com a vazão, os rios podem ser efêmeros, intermitentes ou perenes. Os rios efêmeros são aqueles que recebem água apenas por eventos pluviométricos, e, conseqüentemente, ficam secos a maior parte do ano. Intermitentes são os rios que alternam entre períodos com água e outros secos. Eles recebem fluxo a partir do lençol freático, enquanto este estiver alto. Os rios perenes são aqueles que mantêm permanentemente água no seu canal, sendo alimentados por fluxos oriundos do lençol freático.

De forma geral, em partes íngremes do relevo encontraremos solos mais rasos, pouco desenvolvidos, como, por exemplo, os litossolos. Conseqüentemente, o processo de infiltração e percolação da água nesse solo terá um limite associado ao contato solo/rocha, que, nessa situação, tende a ser de poucos centímetros. Com isso, existe uma grande chance de a água chegar ao canal fluvial em forma de enxurrada durante os eventos pluviométricos de maior intensidade. Nas regiões de solo levemente ondulados, o desenvolvimento do solo pode ter sido favorecido, principalmente se for uma região na qual a temperatura e o regime pluviométrico contribuam com a potencialização das reações químicas no solo, como é o caso dos nitossolos. Os canais nesse trecho da paisagem terão grandes chances, a depender do uso do solo, de serem abastecidos pelo lençol freático, inclusive durante os períodos de estiagem.

Nas regiões de topografia suave, como os planaltos, que compõem grande parte do território brasileiro, a tendência é encontrar solos bem desenvolvidos, antigos e intensamente lixiviados (KER, 1998), como é o caso do latossolo. Nessa paisagem, considerando os outros aspectos, esse solo tem grande potencial para infiltração, percolação (FERREIRA *et al.*, 1999) e abastecimento constante do canal fluvial. A relação solo-relevo está longe de ser uma relação simplista, portanto outros fatores precisam ser sempre considerados para uma análise mais minuciosa da paisagem, inclusive no que tange às características físico-químicas do perfil do solo e aos aspectos bioclimáticos. Nessa perspectiva, discutiremos em que medida as propriedades físicas do solo interferem na recarga do canal fluvial.

A porosidade do solo é uma propriedade que pode potencializar ou limitar a movimentação da água no solo. Portanto, a circulação da água do solo para o canal fluvial também está relacionada com as propriedades físicas do solo, como a porosidade e a permeabilidade. Essas duas características dependem, entre outras coisas, da formação de grumos no solo a partir de materiais cimentantes como as argilas e os óxidos de ferro. No Brasil, é muito comum encontrar esses condicionantes nos latossolos que recobrem grande parte dos nossos planaltos, o que explica, em parte, o grande potencial de fluxo hídrico encontrados nas nossas bacias hidrográficas.

A água é armazenada por capilaridade na matriz do solo e no interior de rochas porosas ou diaclasadas, de modo que parte desta percola e parte se perde por evapotranspiração. O fluxo e a retenção de água no solo dependem da profundidade, textura, estrutura, porosidade e pedofoma (RESENDE, *et al.*, 2014).

A matéria orgânica é importante para os diversos processos físicos, químicos e biológicos do solo (ROSCOE, *et al.*, 2006; NASCIMENTO, *et al.*, 2010), contribuindo para a formação dos grumos no solo e para a retenção de umidade no solo (BAYER, 2000; ROSCOE, *et al.*, 2006; BRADY e WEIL, 2013), além de estar diretamente relacionada com a manutenção da flora e o aumento da resistência à erosão (GUERRA, 1990; GUIMARÃES, 2015). Por conseguinte, nas regiões recobertas por vegetação, o processo recarga do lençol freático tenderá a ser mais eficiente do ponto de vista de manutenção da vazão dos canais fluviais.

O solo, assim como os outros elementos da ecosfera, troca energia e matéria de forma contínua e dinâmica com os canais fluviais e, por conseguinte, com toda a bacia hidrográfica. Portanto, entender os processos que se materializam no canal perpassa por uma investigação do processo de recarga e drenagem dos solos. O canal fluvial não pode ser entendido como um elemento isolado na natureza, e, dessa maneira, a compreensão de toda sua complexidade e seu funcionamento deve ser sistêmica.

2.2. Ações e Dinâmicas dos Ambientes Fluviais

2.2.1. Dinâmicas dos Ambientes Fluviais: processos e formas correspondentes

É impossível compreender as forças exercidas e praticadas ao longo das formas, a configuração dos materiais de leitos e margens, a largura e profundidade dos canais, o

comprimento de onda dos meandros, o gradiente dos trechos e toda a complexidade do perfil longitudinal sem assimilarmos a noção de sistemas.

As paisagens e os processos que as formam são considerados premissa básica por Hack (1960), pois estão incorporados em um sistema aberto onde encontram-se os níveis de matéria e energia em estado estável. Com isso, o autor considera que, independente do tempo, um sistema de paisagem está em direção a um estado de equilíbrio dinâmico e estável. Nesta perspectiva, o observador que se propõe a estudar elementos de um sistema fluvial se depara com sua complexidade ao lidar com a hierarquia de dependência das variáveis que o compõem. Ainda, caso sejam ultrapassados os limiares ou limites referentes ao volume e à frequência no acréscimo ou retirada de energia e matéria que mantêm os elementos em estabilidade, há a conseqüente possibilidade de se alterar em definitivo e irremediavelmente o sistema (SCHUMM e LICHTY, 1965; CHISTOFOLETTI, 1979; STEVAUX e LATRUBESSE, 2017).

Os sistemas fluviais podem ser analisados a partir de dois níveis escalares hierárquicos (POOLE, 2002). Marçal e Lima (2016) organizam estes níveis em: (i) bacia em escala regional, para entendimento sobre a estrutura da rede de drenagem a partir dos elementos de controle, tais como o perfil longitudinal do canal, os parâmetros morfométricos, a análise do regime hidrológico e a caracterização ambiental regional quanto às características geológicas, geomorfológicas, pedológicas, topográficas, climáticas e de uso e cobertura da terra (NEWSON e NEWSON, 2000); e (ii) escala do canal (local, nível de detalhe), para a caracterização e distinção dos ambientes fluviais e o estabelecimento dos limites nos quais eles operam. Na escala de canal é possível levantar informações sobre as características do vale fluvial, as feições morfológicas no canal, sua forma em planta e o material do leito (BISSON e MONTGOMERY, 1996).

As mudanças morfológicas na paisagem sofrem influência direta da água, a qual figura como a principal responsável por sua evolução (BIGARELLA, 2007). O papel da ação pluviométrica no relevo e seu processo de movimentação e transporte já têm destaque nos trabalhos pioneiros de Horton na década de 1930, sendo traduzidos por uma variedade de mecanismos associados aos diferentes ambientes. Dentre tais mecanismos, dois clássicos modelos hidrológicos conceituais se legitimam: um na explicação de fluxos gerados em áreas de baixa permeabilidade, caracterizando a saturação por excesso de infiltração da água pelo solo ou Hortoniano (HORTON, 1933), e outro em áreas de alta permeabilidade, onde as condições específicas do relevo favorecem o escoamento por saturação.

A geração de escoamento superficial hortoniano possui como determinante a condição do solo na superfície, responsável pela distribuição da água para infiltração ou escoamento superficial (HORTON, 1933; DUNNE e LEOPOLD, 1978; MANNING, 1992). No entanto, Dunne e Black (1970a e 1970b) afirmam que, em ambientes úmidos, condições associadas à vegetação e à condutividade hidráulica do solo influem na capacidade de infiltração, e, portanto, o escoamento direto não se explica da mesma forma. Nestes casos, os fluxos de subsuperfície dominam a geração do escoamento, e a

água infiltrada no solo flui lateralmente através de macroporos ou sobre superfícies de baixa condutividade, como a base do contato solo-rocha (DUNNE e LEOPOLD, 1978; MONTGOMERY *et al.*, 2002; SANTOS, 2009). Desta forma, a superfície freática pode ser modificada, já que sua posição pode coincidir com as características do topo do solo em condições topográficas específicas, como encostas côncavas com fundo de vale plano (HEWLETT e HIBBERT, 1967). Portanto, a precipitação direta em ambientes saturados e o afloramento freático na superfície corrobora o processo de escoamento (DUNNE e BLACK, 1970a e 1970b).

O processo de escoamento controla o quanto de água atinge e flui pelo canal de drenagem da bacia em um período específico de tempo. Isto está diretamente relacionado às interações dos componentes hidrológicos, que sujeitam o fluxo de água desde sua origem até o leito do rio (TUCCI, 2001; BEVEN, 2001). Mas como podemos caracterizar o início da formação de um rio? A iniciação de canais fluviais pode ser caracterizada como resultante da interação de uma série de processos erosivos em superfície e em subsuperfície. A erosividade do fluxo hortoniano segue uma linha de evolução. A microtopografia da vertente, sua inclinação, seu comprimento e sua forma garantem a transformação do fluxo em lençol em fluxo concentrado, o que passa a delinear um caminho de fluxo preferencial no relevo, dando forma a sulcos e ravinas (MORGAN, 1995; GUERRA, 2007). Nesse sentido, o mecanismo de saturação por excesso de infiltração fornece uma estrutura razoável para entender a gênese dos canais em ambientes áridos e semiáridos (SUMMERFIELD, 2013).

Em ambientes úmidos, a origem de canais relaciona-se ao ponto no relevo em que haja convergência de fluxo em superfície junto a mecanismos em subsuperfície, como a presença de fluxo em fraturas em rochas subjacentes, a remoção subterrânea por eluviação (formação de *pipes*), a evolução de *pipes* ou a dissolução em ambiente cárstico, que podem levar ao colapso do terreno, como em voçorocamentos, geralmente de grande porte (AVELAR e COELHO NETTO, 1992; FERNANDES *et al.*, 1994; STEVAUX e LATRUBESSE, 2017). A coalescência de lagoas (FORTES *et al.*, 2005; GUERREIRO *et al.*, 2013) e os movimentos de massa (DIETRICH *et al.*, 1986; FERNANDES *et al.*, 2001) também são responsáveis pela abertura de canais fluviais no relevo. A partir daí, a água passa a correr livremente, impulsionada pela força da gravidade e por fricção, produto da resistência do escoamento entre as próprias moléculas de água, entre a água e as paredes do canal, e entre a água e o ar (HORNBERGER *et al.*, 1998; SUMMERFIELD, 2013; STEVAUX e LATRUBESSE, 2017).

Ao longo de seu trajeto, o trabalho executado pelos rios, através de sua energia, relaciona-se ao transporte, à erosão e à deposição de sedimentos, desde o ponto mais alto de uma bacia hidrográfica, considerando o nível escalar hierárquico regional no qual se insere (POOLE, 2002), até o ponto final de deposição desta partícula, em um lago ou oceano. A complexidade de processos geomorfológicos, hidrológicos e bióticos, operando sobre múltiplas escalas espaciais e temporais, produzem notável diversidade de

ambientes ribeirinhos (HUANG e NANSON 1997; POOLE, 2002; MARÇAL e LIMA, 2016).

Em um sistema fluvial, a morfologia do canal e o padrão de drenagem são resultados de uma série de variáveis, como a velocidade de transporte da água, a erodibilidade do material do banco (maior ou menor resistência à erosão) (HICKIN e NANSON, 1975; 1984), o tamanho da partícula transportada (KNIGHTON, 1998), a continuidade do fluxo e a resistência entre fluxo e substrato (HUANG e NANSON, 2000). Stevaux e Latrubesse (2017), após análise das divisões tradicionais dos padrões dos canais e das limitações que estes sistemas se deparam na inclusão e caracterização de grande parte dos sistemas fluviais, sugerem uma classificação bidimensional (morfologia plana), descritiva, simples e que permite uma rápida identificação. Desta forma, seria possível classificar os canais de drenagem, morfologicamente, em dois padrões dominantes: canal único (reto, meandrante ou entrelaçado) e multicanal.

O trabalho de transporte, erosão e sedimentação, as planícies aluviais, as unidades geomorfológicas formadas pelo canal e sua respectiva planície de inundação (STEVAUX e LATRUBESSE, 2017) refletem o ajuste de um rio na busca de seu equilíbrio. As planícies aluviais acumulam feições, os terraços fluviais, formados pela incisão do canal nos depósitos da planície ou sobre rochas (SUMMERFIELD, 2013), e que, em algum momento, corresponderam ao próprio leito do rio. As planícies aluviais têm suas formas associadas à dinâmica fluvial, ou seja, aos processos relacionados aos períodos glaciais e interglaciais, às mudanças no nível do mar, a tectonismos, entre outros (WARD e STANFORD, 1995). Assim, os terraços fluviais e as planícies de inundação são ambientes de acumulação sedimentar que registram os processos evolutivos do canal e das condições ambientais ao longo do tempo geológico (SALLUN e SUGUIO, 2006; GIBBARD e LEWIN, 2009; VALEZIO e FILHO, 2015)

Naturalmente, o ambiente fluvial está sempre dotado de alguma mudança. As interações entre gravidade, água e sedimentos promovem uma constante transformação na morfologia e no funcionamento de seu sistema (STEVAUX, 2017). Em sistemas fluviais, a sua capacidade de ajuste é dada pela oscilação e extensão dos ajustes geomorfológicos e o tipo de resposta proveniente de suas variáveis dependentes frente às condicionantes intrínsecas e extrínsecas ao sistema, que se propagam ao longo de um rio (BRIERE e FRYIRS, 2005). As mudanças nos ambientes fluviais ocorrem quando um segmento do rio apresenta alterações em relação às formas e aos processos estabelecidos (SCHUMM, 1969), podendo ser induzidas por perturbações de ordem natural ou antrópica.

2.2.2. Os Ajustes em Ambientes Fluviais frente às Interferências Antrópicas

A interpretação da natureza pelo homem enquanto recurso resultou da alteração intensa e, por vezes, irreversível dos elementos naturais. Park (1981) e Knighton (1998) apontam dois conjuntos de alterações antropogênicas nos ambientes fluviais. O primeiro conjunto refere-se às intervenções diretas com o objetivo de controle de vazões,

contenção e estabilização de margens, prevenção de enchentes, alargamento ou estreitamento de canal, retificação do canal, e aquelas intervenções que alteram a sua seção transversal, o perfil longitudinal e o padrão do canal. Já o segundo conjunto diz respeito às alterações indiretas, que ocorrem fora da área do canal mas em sua área de contribuição, contribuindo para a produção de sedimentos, bem como interferindo na descarga hídrica do canal. Dentre essas alterações, podemos citar atividades não conservacionistas, impermeabilização do solo, retirada da cobertura vegetal, entre outras. Desta forma, as condições de sensibilidade do sistema fluvial o tornarão mais ou menos propenso a responder às mudanças externas. Caso esteja próximo a um limiar, eventos relativamente pequenos podem reconfigurar o sistema, transformando-o (SCHAEFFER *et al.*, 2001).

Alguns distúrbios causados por intervenções humanas nos sistemas fluviais podem forçá-lo além de sua capacidade de manter ou recuperar a sua forma. Nestes casos, o sistema se ajusta e uma nova configuração é formada, na qual eventos podem deixar uma impressão persistente sobre a paisagem (BRUNSDEN e THORNES, 1979; MARÇAL e LIMA, 2016). As construções de barragens, por exemplo, afetam o sistema como um todo: tanto na alteração dos fluxos de água em escala temporal, podendo reverter o padrão natural de escoamento e ocasionar, possivelmente, a transformação de rios sazonais em rios perenes (PETTS, 1995), quanto na retenção da carga de sedimentos transportados desde a cabeceira de drenagem, reduzindo a turbidez do rio a jusante e alterando a dinâmica ecológica do sistema (GRIMSHAW e LEWIN, 1980; PETTS e GURNELL, 2005).

Outra resposta típica a jusante do represamento é a recomposição, pelo rio, de sua carga de sedimentos (suspensa e de fundo), erodindo os depósitos do canal e da planície de inundação, vertical e lateralmente (LATRUBESSE *et al.*, 2005; STEVAUX e LATRUBESSE, 2017). A alteração dos fluxos de sedimentos transportados aos deltas e ambientes costeiros comprometem também a estabilidade da linha de costa (SOUZA e SUGUIO, 2003). Atividades relacionadas às mudanças de uso e cobertura da terra, tais como desmatamento, práticas agropecuárias e expansão urbana, influenciam o balanço de energia e hídrico através de mudanças dos processos de transpiração, interceptação e evaporação, desempenhados pelas plantas na superfície de bacias hidrográficas (DUNN e MACKEY, 1995; HORNBERGER *et al.*, 1998; MAO e CHERKAUER, 2009).

Cabe ressaltar que quanto maior for a superfície foliar, maior será a retenção da água durante a precipitação, já que a parcela inicial da precipitação é retida na vegetação. A contribuição da interceptação para a resposta hidrológica se traduz em capacidade de redução da variação de vazão ao longo do ano, retardando e reduzindo o pico das cheias (TUCCI e CLARKE, 1997). Em escala de bacias hidrográficas, as alterações nos tipos de uso e cobertura modificam tanto a resposta da vazão dos canais de drenagem, de acordo com o volume de água infiltrado e escoado superficialmente, quanto o aporte de sedimentos transmitidos ao canal. O desmatamento resulta no aumento da amplitude das vazões máximas e mínimas, uma vez que aumenta o fluxo de água que chega ao canal

durante os eventos pluviométricos e reduz o fornecimento de água via lençol freático. (BRUIJNZEEL, 1990; SAHIN e HALL, 1996). Dessa forma, a substituição de espécies vegetais ou a completa retirada da mesma provoca instabilidade no sistema e, na maioria dos casos, aceleração da erosão e aumento no suprimento de sedimentos na rede de drenagem, gerando um sistema de retroalimentação positiva (STEVAUX e LATRUBESSE, 2017).

Assim, quanto menor for a cobertura vegetal e a área foliar, maior será o contato direto das gotas de chuva com o solo e o ativamento dos processos de erosão (splash em lençol, sulcos, ravinamento e voçorocamento). Com a estrutura do solo alterada a partir do topo da cobertura pedológica removida, menor será a capacidade de infiltração da água, maior será o escoamento superficial, menor será o volume de água retido na bacia, e maior será o volume de águas fluindo pelos canais e erodindo suas margens. O aumento de aporte de sedimentos adicionado ao canal faz do processo de assoreamento dos canais a resposta mais comum nas transformações registradas em bacias hidrográficas. Nesse tipo de transformação, o canal perde grande parte de sua capacidade de transporte e aumento da carga suspensa, comprometendo a funcionalidade de seu sistema.

A urbanização, seguida de elevada densidade populacional nos grandes centros urbanos, acelera os processos de degradação dos ambientes fluviais, de modo que amplia as áreas de impermeabilização dos solos, a redução de áreas verdes e, conseqüentemente, o volume de interceptação das águas das chuvas (COELHO, 2001). Diante disso, a degradação cresce na proporção do aumento da concentração populacional. No processo de expansão urbana é possível registrar uma série de desequilíbrios ambientais nos sistemas fluviais, como a evolução de processos erosivos nas vertentes, atuando na intensa agradação dos canais fluviais (SANDER, 2003). As alterações previstas no uso e cobertura da terra elevam o volume escoado superficialmente, propiciando o aumento da densidade de drenagem e da relação largura/profundidade dos canais (SANDER, 2003; STEVAUX e LATRUBESSE, 2017), e a diminuição acentuada da disponibilidade de sedimentos, além da curta duração e do alto pico de descarga nos rios quando escoados por galerias pluviais (KNIGHTON, 1998).

A carga sedimentar controla a morfodinâmica no sistema fluvial, enquanto as morfologias fluviais se desenvolvem por processos de erosão e deposição. Sendo assim, pensando numa abordagem geossistêmica, as intervenções humanas, direta ou indiretamente, alteram os componentes dos sistemas fluviais. Estes, por sua vez, na busca por seus ajustes, possivelmente enfrentarão mudanças no padrão de canais em bacias hidrográficas e alterações nos ambientes de deposição, no equilíbrio ecológico e na recarga hídrica dos canais fluviais.

Embora projetos para a recuperação de sistemas fluviais já façam parte da realidade em alguns países europeus (DIJK *et al.*, 1995; ZÖCKLER, 2000), principalmente após a institucionalização do Centro Europeu para Restauração de Rios, projetos de recuperação dos rios urbanos no Brasil consistem, na verdade, em projetos de saneamento e retificação (STEVAUX *et al.*, 2009). Programas efetivos de manejo de bacias hidrográficas em nosso

país não são efetivamente implementados e, na maioria das vezes, quando existem, as decisões e recomendações não são implementadas pelos gestores do território. A realidade brasileira frente ao intenso e desregrado uso dos sistemas fluviais desafia as novas gerações de pesquisadores e gestores e, especialmente nas áreas urbanas, as intervenções seguem potencializando a ocorrência de processos causadores de riscos sócio-ambientais.

2.3. Geomorfologia Fluvial Brasileira: Conectividades Regionais e suas Relações Sociais

As atividades humanas, que remontam desde o Período Quaternário, usufruíram das funcionalidades dos recursos fluviais tanto para a subsistência de comunidades e populações, quanto para o desenvolvimento mais intensivo de práticas econômicas. O uso e manejo dos recursos ambientais, portanto, culmina em distintas transformações e reajustes nos sistemas fluviais, que se referem à sedimentação mais intensa de fundos de vales, às modificações de meandros, às perturbações na vazão de rios, entre outros.

Essas alterações podem estar relacionadas aos seguintes fatores: aos processos erosivos acelerados, aumentando os fluxos de partículas de solo das encostas para os canais, o que implica na diminuição do volume do leito do rio e em distintos problemas associados às cheias; à ocupação das planícies de inundação, potente agente poluidor que altera as propriedades físico-químicas da água; às alterações do clima, com índices pluviométricos menores a cada ano, o que reduz o abastecimento dos rios e lençóis freáticos, acentuando problemas de falta de água, que atingem áreas urbanas e rurais; e à intensa atividade industrial e mineradora, que podem influenciar em consequências negativas nos canais fluviais e desequilibrar as relações geodinâmicas de determinados sistemas.

A diminuição da mata ciliar, a ocupação dos leitos dos rios e o desmatamento das florestas são problemáticas existentes na Geomorfologia fluvial brasileira, culminando em extensas áreas degradadas, onde há processos erosivos intensos. Pimentel (2006) estima que a perda de solo acelerada no mundo é de até 40 vezes superior às taxas de formação do mesmo. Faria (2014) ressalta que a mobilização de detritos orgânicos que entram nos fundos de vales chega a 20 t/ano, comprometendo a dinâmica dos fluxos fluviais e a qualidade da água.

Nessa perspectiva, ressalta-se que a dinâmica fluvial se caracteriza por ser um sistema aberto, que sofre influência de diversos elementos ambientais e sociais. Sua dinâmica de ordem espacial também influencia diversas áreas, uma vez que os problemas a montante do rio interferem a jusante, ou seja, a propagação de danos ambientais fluviais pode ter seus impactos sentidos a quilômetros do seu local de origem, até alcançar a sua foz. Como exemplo, temos a poluição de rios de cidades sem planejamento, que desaguam seus contaminantes químicos e orgânicos nos oceanos.

Observa-se, desse modo, a influência do contexto socioambiental nas dinâmicas fluviais, visto que cada região conta com particularidades de uso e manejo de terras, água e áreas florestadas, que afetarão a distribuição e drenagem da água para os fundos de vale.

Assim, o desmatamento das florestas e a perda de biomas para monoculturas e agriculturas conservacionistas, o pastoreio, a mineração, o extrativismo e a urbanização são alguns exemplos de atividades econômicas históricas do Brasil que continuam impactando negativamente o ambiente e, por consequência, as funcionalidades dos sistemas fluviais.

Tais problemas de má gestão dos recursos ambientais também podem gerar desequilíbrios nos padrões do ciclo hidrológico, comprometendo a produção da água nas cabeceiras de drenagem, ou seja, comprometendo as nascentes d'água. Assim, sob uma ótica geossistêmica socioambiental, questiona-se: quais são as principais bacias hidrográficas do Brasil, suas características físicas e sua importância para o desenvolvimento regional? Quais foram os principais impactos humanos nas dinâmicas desses cursos fluviais? Como as populações estão sendo impactadas com os desequilíbrios da dinâmica fluvial? A partir das respostas para tais questões, são encontradas formas de mitigar problemas de degradação ambiental e almejar o planejamento e a organização socioambiental que tangencia a sustentabilidade.

2.3.1. Dinâmica Transescalar Fluvial Brasileira

A extensa dimensão territorial do Brasil abriga diversificadas bacias hidrográficas, com distintos processos de formação e organização social ao redor dos rios. As características biogeográficas ajudam a explicar essas diferenças, uma vez que cada região terá sua peculiaridade fluvial e de produção social do espaço, estabelecendo uma relação socioambiental própria.

Torna-se necessária, portanto, uma análise voltada para entender as múltiplas escalas socioambientais fluviais brasileiras, uma vez que estas perpassam por discussões do uso da água, acirrando conflitos de interesses territoriais. Considerando a grandeza espacial da dinâmica fluvial, observamos como a conectividade dos cursos de rios integram cidades, estados e países, influenciando nas relações econômicas e nas políticas de planejamento e ordenamento territorial entre esses agentes de poder.

2.3.1.1. O Rio Amazonas e suas conectividades Regionais

Analisar a geomorfologia fluvial da região norte representa compreender a dinâmica de uma das mais importantes bacias de drenagem do mundo, a bacia Amazônica, que possui aproximadamente 7.000.000 km² de área. A sua escala de análise foge dos seus limites territoriais regionais e nacionais, uma vez que sua nascente se origina nas águas que são drenadas das vertentes da cordilheira dos Andes, no Peru. O comprimento de seu canal principal, que forma o rio Amazonas, é o maior do planeta, com quase 7.000 km. Além disso, sua rede hidrográfica possui o maior fluxo de água transportado para o oceano, desaguando no Atlântico (MEADE, 2007; MARTINI et al., 2008; BICUDO, 2017).

A formação da extensa rede de drenagem da bacia do Amazonas remonta do tectonismo que culminou no soerguimento da cordilheira dos Andes, dando surgimento ao rio Solimões, com elevado volume de sedimento transportado pelas escapas do relevo

Peruano para a bacia amazônica. O rio Negro, contudo, origina sua nascente na Colômbia e, na sua coloração mais escura, concentra grande carga de substâncias húmicas da lixiviação dos solos da floresta. A convergência desses dois rios forma o famoso encontro das águas na cidade de Manaus-AM (FRANZINELLI e IGREJA, 2011 e 2012; SACEK, 2014).

Entre os rios tão caudalosos que formam esse complexo sistema fluvial se encontra a maior floresta tropical do mundo, a Floresta Amazônica, que representa um bioma importante para manter o equilíbrio da dinâmica dos rios e de todas as funções ecológicas da região. O elevado índice de vapor d'água dos rios e da evapotranspiração de sua densa floresta não só influencia o clima da sua área, mas também ajuda a manter o balanço térmico de outras regiões por meio do transporte da umidade para o centro-oeste, sul e sudeste do Brasil. Sendo assim, o regime pluviométrico dessas áreas sofre influência das massas de ar carregadas de umidades que se originam na Amazônia (NOBRE, 2014).

A Floresta Amazônica, em conjunto com a sua dinâmica fluvial, auxilia, portanto, no abastecimento de água de outras bacias hidrográficas brasileiras. Nobre (2014) salienta que a Amazônia libera, aproximadamente, 200 mil m³/s de vapor d'água para a atmosfera, ou seja, um fluxo similar à vazão de seu rio principal. O autor denomina esse fenômeno de rios aéreos, os quais são responsáveis por se conectarem às bacias hidrográficas de outras regiões, doando umidade para outras áreas receptoras. Assim, a Amazônia representaria “a cabeceira dos mananciais aéreos da maior parte das chuvas na América do Sul”, sendo a principal referência transescalar fluvial brasileira e mundial.

Considerando seu contexto ambiental e suas características físicas, constata-se que a bacia hidrográfica do Amazonas foi fundamental para o desenvolvimento econômico-social de sua região. O modo de organização e produção do espaço se desenvolveu, historicamente, ao redor de seus rios volumosos, possibilitando a navegação de embarcações de grande porte para o transporte de mercadorias e pessoas. Observa-se, portanto, a importância da capilaridade da rede fluvial nos fluxos das distintas atividades sociais, culminando no processo de ocupação das margens dos rios para facilitar a locomoção entre as cidades (Figura 1A).



Figura 1. Organização social nas margens do rio Amazonas e um dos postos de gasolina em seu leito (A); registro da segunda maior cheia do rio Negro em 29 de maio de 2012 (29,97 m) (ANA, 2020) e ruas em palafitas para circulação na cidade (B). Fotos: Leonardo S. Pereira, 2012.

Contudo, a relação entre os sistemas fluviais e o uso/manejo dos solos de suas margens alavancam problemas socioambientais que desestabilizam a sua geodinâmica natural, resultando em assoreamento dos fundos de vale e em cheias mais intensas, que afetarão as cidades e comunidades que habitam no seu entorno (Figura 1B). Como exemplo, observa-se a cheia do rio Negro do dia 05 de junho de 2021, que foi a maior da história desde o início das medições em 1902, alcançando a cota de 30 metros (PORTO DE MANAUS, 2021).

Arnáez *et al.* (2015) ponderam que as taxas de perda de solo que provocam problemas de cunho social e ambiental, por exemplo, estão relacionadas ao uso do solo de modo convencional, sem práticas conservacionistas, que utilizam esse recurso natural em excesso, ultrapassando o limite de sua resiliência. Mesmo em áreas florestadas, os sedimentos transportados influenciam na dinâmica do canal fluvial, sendo um elemento modificador da paisagem.

Frota Filho e Pinto (2014; 2015), ao analisarem a hidrodinâmica do desenvolvimento do relevo da Costa do Arapapá, na margem esquerda do rio Solimões (afluente do rio Amazonas), relatam o aumento da mobilização e deposição de partículas sólidas (tanto orgânicas, quanto minerais) nos fundos de vales. Desse modo, a retirada da mata ciliar dos sistemas fluviais e as ondas geradas pelo intenso fluxo de embarcações influenciam na erosão acelerada das bordas dos rios. Como consequência desse intenso processo, os períodos de cheias, que fazem parte da dinâmica natural do rio Amazonas, se agravam e se estendem por um tempo maior, devido à diminuição do volume dos seus leitos em decorrência da sedimentação de seus canais (Figura 1B).

Nóbrega (2014) salienta como a perda de área florestada impacta na dinâmica dos fluxos dos rios. Segundo o autor, a taxa de desmatamento na Amazônia se intensifica anualmente, tendo desdobramento no aumento do volume de escoamento superficial dessas áreas. Dessa forma, a menor capacidade de armazenar a água no solo implica no aumento da erosão acelerada do topo de sua superfície. As modificações das características naturais desses sistemas ambientais alteram a dinâmica dos processos físicos do ciclo hidrológico, acarretando em menor evaporação.

Nessa perspectiva, a transformação da paisagem Amazônica, por meio do uso inapropriado das suas bacias hidrográficas, pode alterar o clima da região para um novo equilíbrio seco do sistema, e adaptar a vegetação para uma nova realidade de temperaturas mais elevadas e menor disponibilidade de água. Tais mudanças podem afetar diretamente o balanço hídrico de outras regiões brasileiras, diminuindo a vazão dos leitos de rios do centro-oeste, sul e sudeste, por exemplo, e agravando problemas atrelados à seca da região central do país, bem como problemas de abastecimento de bacias hidrográficas do sul e sudeste (NÓBREGA, 2014; SACEK, 2014).

2.3.1.2. O Rio Paraná e suas Influências na Dinâmica Socioambiental do Sul e Sudeste

A bacia hidrográfica do rio Paraná, que possui maior área situada ao Sul do país, representa o segundo maior rio presente no território brasileiro, possuindo, aproximadamente, 2.600.00 km² de área total. Desse modo, desponta como um dos

principais recursos ambientais para as atividades econômicas e de fluxos de pessoas da Região Sul e Sudeste, abrangendo mais de 10% do território brasileiro (ITAIPU, 2020).

Sua gênese remonta do Terciário, período geológico de intensas atividades tectônicas e surgimento de elevadas cadeias montanhosas, a exemplo da formação dos Andes. Suas complexas falhas geológicas consolidam a formação de vales, principalmente a montante, em seu alto curso, favorecendo a captação de água e o abastecimento de seus canais (AB'SABER, 1998; MMA, 2006).

Os principais afluentes de sua margem esquerda situam suas cabeceiras de drenagem nas rochas do embasamento cristalino da Serra do Mar. Contudo, sua margem direita situa-se entre as vertentes das serras de Maracaju e Caarapó (Mato Grosso do Sul). A montante sudeste de sua bacia observa-se as cabeceiras de drenagem e seus principais afluentes, tais como os rios Grande, Paranaíba e Tietê. As relações ambientais que integram esse sistema ganham dimensões espaciais maiores, ao passo que o rio Paraná segue seu curso de 4.880 km de extensão por outras paisagens das regiões e dos estados brasileiros. Sua transescalaridade perpassa por territórios da Argentina e do Paraguai, criando uma divisa natural entre o Brasil e esses países a oeste (SOUZA FILHO e STEVAUX 1997; LANGEANI *et al.*, 2007).

O relevo acidentado a leste e sudeste do Alto Paraná, visto à ocorrência de rochas do Escudo Cristalino Brasileiro, influencia no maior volume do escoamento da água de suas vertentes. Contudo, em seu médio curso, observa-se a ocorrência de relevo tabular ondulado, este associado às escarpas da Serra Geral, cuja formação rochosa se origina no Paraguai e corta o Estado do Paraná, com altitudes entre 500 e 1.000 m (SOUZA FILHO e STEVAUX 1997; MMA, 2006).

Nessa perspectiva, o sistema de drenagem do rio Paraná percorre diversos ecossistemas presentes no Sudeste e Centro-Oeste, até desaguar no Sul do Brasil, na foz do rio da Prata. Esse caminho, que compreende de sua nascente até à foz, influencia nas dinâmicas socioambientais de cada local. Contudo, essas áreas também influenciam na dinâmica do rio Paraná, por meio do uso e manejo de seus recursos ambientais. Visto à larga dimensão espacial desse importante canal fluvial, que possui, em sua foz, vazão aproximada de 17.000 m³/s, desponta como a principal rede hidrográfica que abastece as atividades de geração de energia de hidrelétrica do país (MMA, 2006; BENEZATH *et al.*, 2019).

A importância da hidrografia do Paraná é o reflexo de sua capacidade de abastecer 1/3 da demanda nacional por recursos hídricos (736 m³/s). Os principais usos de seu recurso são destinados à irrigação e ao abastecimento industrial, que juntos equivalem a 70% da demanda total. Suas redes de drenagem conectam cidades do interior da Argentina e do Paraguai com o oceano Atlântico, representando, portanto, uma eficiente via de transporte, e auxiliando nos fluxos de mercadorias e de deslocamento de pessoas (ANA, 2013; 2017).

Os elementos e fatores climáticos influenciam diretamente nas taxas pluviométricas e no regime fluvial de sua hidrografia. A dinâmica espaço-temporal da distribuição de

chuva está relacionada, por sua vez, ao abastecimento de água nas áreas urbanas e à geração de energia das hidrelétricas. Assim, os períodos de cheias de seu canal dependem das estações úmidas, que variam significativamente por toda a sua área.

A Mata Atlântica e o Cerrado são os principais biomas que fazem parte da dinâmica das paisagens de sua hidrografia, e também influenciam no regime fluvial de seus canais (MARENGO *et al.*, 2012; PUMO *et al.*, 2016; ITAIPU, 2020).

Benezath *et al.* (2019), ao analisarem o período histórico entre 1975 e 2004 da presente bacia de drenagem, salientam que os meses mais úmidos são novembro, dezembro, janeiro, fevereiro e março, período de maior abastecimento de seu leito. Os autores também ponderam a heterogeneidade dos períodos úmidos e secos, uma vez que as taxas de umidade se concentram a nordeste da região hidrográfica e diminuem a sudoeste na estação úmida. Entretanto, esse padrão se inverte na estação seca, que corresponde aos meses entre abril e outubro.

No entanto, as transformações das paisagens da bacia do Paraná são marcadas pelas alterações de seus cursos de drenagens naturais, com construções de mais de 57 reservatórios de água. A usina de Itaipu, localizada em Foz do Iguaçu, que possui grande capacidade de geração de energia hidrelétrica, é exemplo do uso hidrológico desta bacia, culminando em modificações na geodinâmica de toda sua extensão (MMA, 2006; ANA, 2013).

A expansão da rede urbana, bem como a intensificação da instalação de indústrias e atividades agrícolas, representam as principais fontes de degradação e poluição dos solos e das águas da bacia. Tais processos são reflexo do uso e manejo de seus recursos de modo inapropriado, o que culmina na poluição orgânica e inorgânica da rede de drenagem por meio dos efluentes industriais e agrotóxicos, e do despejo de esgotos residenciais pela falta de saneamento básico. A intensificação do desmatamento e a retirada da mata ciliar dos rios, como consequência da expansão das fronteiras agrícolas e urbanas, corroboram a fragilização das relações socioambientais dessa importante hidrografia nacional (MMA, 2006; BENEZATH *et al.*, 2019; ANA, 2020).

Desse modo, dados de monitoramento de 891 pontos do índice da qualidade da água (IQA) da ANA (2020) apontam que a bacia do Paraná apresenta os piores índices do Brasil, já que em 61% dos locais analisados, seus índices foram classificados como péssimos ou ruins. O adensamento populacional da região metropolitana de Curitiba, associado à falta de saneamento dos centros urbanos, é refletido nos desequilíbrios ambientais da área.

Os recursos e as funcionalidades das principais redes hidrográficas brasileiras estão distribuídos por distintas territorialidades, exigindo que o planejamento dessas bacias seja desenvolvido de modo colaborativo entre os diferentes agentes governamentais. Contudo, a ineficiência de estruturar estratégias eficazes de uso e manejo da água culminou em problemas relacionados à poluição e à degradação desse recurso. Constata-se, portanto, como a morfodinâmica natural de dois principais canais fluviais nacionais foi modificada

por meio de distintas atividades humanas, reflexo de uma industrialização e urbanização que não se pautaram em um processo de formação do espaço de modo sustentável.

Desse modo, salienta-se a importância da elaboração de pesquisas que tenham como base a utilização de métodos e técnicas que se baseiam em uma análise integrada dos recursos hídricos, principalmente nos estudos de bacias hidrográficas transescalares, considerando as conectividades que as redes hidrográficas estabelecem nas regiões brasileiras.

3. IMPORTÂNCIA DA GEOMORFOLOGIA FLUVIAL NA CONJUNTURA SOCIOAMBIENTAL

3.1. Análise Geossistêmica em Recorte Espacial de Bacia Hidrográfica

O termo paisagem é englobado por diversos autores de origem antrópica, natural, simbólica e natural. Dessa maneira, a palavra em alemão “*Landschaft*” incorpora a associação da morfologia das ações culturais, reforçando a ideia da união de formas físicas e sociais. Logo, uma paisagem é tida como “*um complexo natural total, representado, de forma integrada, pela natureza e pela ação humana*” (FREITAS *et al.*, 1999, p. 31). Nessa aproximação entre o homem e o meio, uma nova análise geográfica passa a ser incorporada, dando visibilidade às ações desenvolvidas da paisagem.

Segundo Rougerie e Beroutchachvili (1991), a observação da paisagem une a gênese, o biogeomorfológico, o físico-geográfico, o estrutural-morfológico, a análise funcional, a integração geoecológica, e a formação antroponatural e econômico-social (ROUGERIE, 1969; MATEO, 1998). A partir do conceito de Teoria Geral dos Sistemas (BERTALANFFY, 1968), deu-se início a essa visão integrada de união entre ecossistema (natureza e vida) e geossistema (paisagem), abrindo espaço para as discussões que culminaram no delineamento do conceito geossistêmico.

Com o aprofundamento das análises geográficas, fez-se necessário integrar a bacia hidrográfica com os elementos que a compõem (estruturas físicas) e os que a alteram (sociedade). Com isso, diversos estudos e autores, tais como Rodriguez e Silva (2002, 2013); Bertrand e Bertrand (2007); Rodriguez *et al.* (2004); Monteiro (2000); Christofolletti (1979, 1999); Tricart (1977, 1982); Sotchava (1962, 1977, 1978), trazem o conceito geossistêmico como ferramenta integrativa sobre as ações enérgicas naturais com o ativo social, que acontecem no ciclo antroponatural.

Dessa maneira, o recorte de bacia hidrográfica entra como chave no processo de análise, em uma perspectiva socioambiental e/ou geossistêmica, que agrega a dinâmica física como “*um conjunto de terras drenadas por um rio principal e seus afluentes [...] em que exige naturalmente cabeceiras e divisores de água escoando dos pontos mais altos para os baixos [...] sofrendo dinamismo por agentes erosivos alargando ou reduzindo sua área*” (GUERRA e GUERRA, 2015, p.76-77). No viés de organismo humano, as sociedades alteram e produzem novos cenários, salientando uma manifestação de quem habita o território e transforma os usos da terra, e estabelecendo

relações com os atores presentes (ROSS, 2009). Logo, a bacia hidrográfica é um recorte que engloba as evidências temporais e espaciais geográficas.

É importante salientar que o tempo, no sistema integrado, é a natureza modificada que altera as relações biológicas e químicas, afetando os ritmos hidrológicos e geomorfológicos. Já a relação espacial se baseia na dimensão *dos “geo-horizontes”*, uma superfície delimitada que incorpora *“geotipo, geofáceis, geocomplexos e domínios”* (ROSS, 2009 p. 33). De acordo com Santos (1996), o espaço é fruto da colisão entre configuração espacial, paisagem e sociedade, ou seja, todos esses elementos estão intrínsecos na bacia hidrográfica.

Cabe ressaltar que a delimitação da paisagem ocorre de forma dinâmica e foge dos limites administrativos e políticos, pois estes são delimitações impostas por interesses diversos, em sua maioria não compreendendo as dimensões espaciais presentes. Quando se pensa em trabalhar com recursos hídricos, a melhor forma de compreender as complexidades que envolvem os elementos e suas interações é a partir do recorte de bacia hidrográfica. Isso significa que, a partir das formas geomorfológicas e dos caminhos preferenciais da água, passa-se a delimitar as estruturas que compõem essa bacia, a qual pode ser subdividida a depender da escala de interesse do estudo.

Segundo a Lei 9.433/97, Art 1º, fica definido que *“V - a bacia hidrográfica é a unidade territorial para implementação da Política Nacional de Recursos Hídricos e atuação do Sistema Nacional de Gerenciamento de Recursos Hídricos”*. Logo, essa configuração permite a associação e a compreensão dos múltiplos usos que compõem a água ou os recursos hídricos, quando se agrega valor ao bem. A bacia hidrográfica torna-se, então, uma ferramenta fundamental, pois possui, nesse espaço geográfico, interações com diversos ambientes modificados pelo homem, com áreas naturais e com a sociedade. Dentro desse espaço, qualquer modificação impactará os elementos, pois eles são geossistêmicos (AB’SABER, 2003).

Assim como a geomorfologia se apropria do delineamento de bacia hidrográfica (MARÇAL, 2009) em suas diversas subcategorizações, ela ultrapassa barreiras para outras dissecções geográficas. Como mencionado, a bacia hidrográfica é composta por diversas paisagens, sejam elas naturais ou sociais. Assim, a ciência geográfica é muito mais ampla, no sentido de conversar com e atuar por outros campos do conhecimento, tais como os campos agrário, político, urbano, climatológico, populacional, econômico, pedológico e cartográfico.

Por conseguinte, a percepção do ambiente deve preencher o papel em que cada constituinte fornece subsídios para sua manutenção e o tempo de resposta das resiliências, frente às transformações socioambientais. Logo, a delimitação espacial de bacia é uma unidade ambiental integrada com os processos que ocorrem adentro, e que fornecem subsídios para estudos geossistêmicos, incorporando ações de planejamento, gestão, gerenciamento, manejo e entendimento hídrico.

3.2. O Papel do Pagamento de Serviços Ambientais na Recarga Hídrica

A geografia como ciência possui um excelente arcabouço conceitual e metodológico que pode auxiliar no desenvolvimento de metodologias geossistêmicas para compreensão da paisagem e dos serviços fornecidos pelo ambiente. Vale ressaltar que o alicerce dos serviços ecossistêmicos é interdisciplinar, pois incorpora em suas análises campos da biologia, engenharia florestal, agronomia, economia agrícola, ciência ambiental, engenharia ambiental, ciência política e economia política (JARDIM e BURSZTYN, 2015; GRIZZETIA *et al.*, 2016; CARVALHO *et al.*, 2017; BÖRNER, *et al.*, 2017; BÖSCH *et al.*, 2019).

Nesse sentido, o ambiente natural produz serviços gratuitos ao planeta, relacionados à manutenção e à renovação dos ciclos biogeoquímicos, fornecendo nutrientes para o solo, produção e recarga de água, diversidade biológica, e elementos químicos disponíveis que compõem a atmosfera. Podemos compreender que os serviços ambientais são processos gerados pela natureza através dos ecossistemas que equilibram a Terra. Assim, a paisagem orgânica retroalimenta o sistema, fornecendo subsídios para sua continuidade. Porém, não podemos nos esquecer de que a sociedade desempenha um papel importante ao alterar esse sistema harmonioso.

A água é um elemento de extrema relevância ambiental e social, mas, muitas vezes, torna-se invisibilizada por sua abundância, em especial no território brasileiro. Dessa forma, os corpos hídricos passam a sofrer modificações em sua morfologia, vazão e disponibilidade para atender atividades de fins econômicos, agropecuários e sociais (BRUIJNZEEL, 2004; SEIBERT e MCDONNELL, 2010). Tais atividades levam as bacias hidrográficas a serem sensibilizadas por ações que alteram o ecossistema e a dinâmica das águas, pois os canais fluviais que a compõem em sistemas abertos estão vulneráveis às oscilações ambientais recebidas (STRAHLER, 1964).

A partir das mudanças de uso e cobertura do solo, em que as paisagens ganham outras configurações, dividindo espaço com ambientes antropizados, algumas funções passam a ser comprometidas. Como resposta, temos o aumento dos processos erosivos pela retirada da vegetação, a adição de sedimentos em canais fluviais, a redução da capacidade de infiltração, e a perturbação na produção e na qualidade das águas devido ao aumento de efluentes domésticos nas bacias hidrográficas (EISENBIES *et al.*, 2007). Desse modo, o papel da sociedade na paisagem tornou-se antagônico, pois não há relação de sistema integralizado com o ambiente, em virtude do sistema econômico vigente e da utilização da natureza como um bem.

Dessa maneira, os serviços ecossistêmicos ganham pauta de discussão e visibilidade a partir das paisagens transformadas, conforme a Lei de Proteção da Vegetação Nativa (Código Florestal- 4.771/12, Capítulo X- Art. 41), que destaca a importância do pagamento por serviços ambientais voltados para conservação e serviço de caráter hídrico. Assim sendo, é importante pontuar as diferenças conceituais de serviços

ecossistêmicos, pagamentos por serviços ambientais e pagamentos por serviços de bacias hidrográficas.

Serviços ecossistêmicos estão relacionados ao crescimento da gestão ambiental, em que os gestores fundiários e as comunidades devem ser compensadas pelos beneficiários, como usuários de água a jusante. Desse modo, há o esforço para traduzir valores não valoráveis em incentivos financeiros e para aumentar os serviços ambientais, baseando-se no princípio do beneficiário-pagador (CARRILHO e SINISGALLI, 2018). O pagamento de serviços ambientais (PSA) traz a perspectiva de agregar valor ao ambiente por transação voluntária (WUNDER, 2015), em que o serviço é fornecido com um auxílio técnico e monetário para que garanta a provisão do serviço ambiental.

Dessa maneira, auxilia na conscientização dos usuários da água a compreenderem a importância de manterem suas áreas preservadas para produção e recarga hídrica. O PSA permite diversas metodologias para a valoração da água, como os instrumentos econômicos, a análise do custo-benefício e custo-efetividade, produtividade e eficiência da água e governança (BERBEL *et al.*, 2017), possibilitando múltiplos fatores de interação, tanto ecológicos como sociais. Essa proposta está sistematizada no princípio provedor-recebedor, em que são divididos com os beneficiários dos serviços ambientais os custos e as ações conservacionistas praticadas pelos provedores (JARDIM e BURSZTYN, 2015).

Diante disso, uma nova vertente do PSA vem ganhando espaço de discussão, que são os pagamentos por serviços de bacias hidrográficas (PSW). Segundo Bösch *et al.* (2019), existe na bacia hidrográfica uma interdependência entre fornecedores (a montante) e usuários (a jusante), a qual é predefinida por locais específicos, onde os benefícios são de caráter hidrológico, vazões, recarga de aquíferos, proteção contra inundações, e, pelo viés da qualidade, por exemplo, controle da erosão, da sedimentação e da pureza da água potável em delimitação de bacia hidrográfica. Assim, o ambiente pode fornecer subsídios ambientais em áreas que já sofreram mudanças em sua paisagem. Em muitos casos, tem-se a ideia de que, para realizar um PSA ou um PSW, é necessário manter a área intacta visando sua manutenção e conservação. No entanto, podem ser inseridos boas práticas e uso adequado do solo. Verifica-se, por exemplo, em locais de pastagens, pastos degradados e com processos erosivos, o que muitas vezes carrega os sedimentos das encostas para os canais fluviais. Assim, boas práticas do solo, com o pasto de boa qualidade e com a vegetação o protegendo, possibilitariam o aumento de infiltração e, conseqüentemente, a renovação hídrica.

Em ambientes de agricultura, é preferível que haja intercalação de produção em vez da monocultura. Dessa forma, esse procedimento permite que o solo exerça suas funções. Ambientes sem a presença da mata ciliar, tornam-se ambientes vulneráveis socioambientalmente, pois eles são importantes para a manutenção hídrica. Além disso, a recuperação da mata ciliar está prevista no Código Florestal (2012). Assim, para que os ambientes naturais que sofreram com processos antropogênicos voltem a fornecer os

serviços ambientais, parcerias e incentivos entre proprietários e governo são necessários, de modo que os espaços retornem a exercer suas funções ambientais.

A Agência Nacional de Águas (2018) possui o programa “Produtor de Águas”, com metodologia baseada em PSA. Em sua nota informativa, destaca a importância de se trabalhar em recorte de bacia hidrográfica para a definição de problemáticas hidrológicas. Logo, a análise geossistêmica da paisagem com os diversos olhares geográficos auxilia na definição de uma metodologia que englobe toda a complexidade e a problemática que compõem a bacia hidrográfica e a recarga hídrica.

3.3. Abordagens da Economia Circular associada aos Recursos Hídricos

Economia Linear é definida como uma estrutura de desenvolvimento econômico que consiste em utilizar os recursos naturais para gerar produtos para fins socioeconômicos, com a finalidade de obtenção de lucro (EMF, 2017), e sem que haja a preocupação com a destinação final dos produtos (MORVAN, 1985) e com o tempo de duração dos bens. Logo, é uma estrutura baseada no consumismo e no descarte (BATALHA E SILVA, 2001).

Dessa maneira, o conceito de Economia Circular vem como um contraposto ao modelo de Economia Linear, na qual toda a produção e destinação tem início e fim no circuito produtivo, para que possa ser reincorporado no ambiente natural, tal como ocorre no ciclo biológico (BOULDING, 1966; ZHIJUN E NAILING, 2007). Tal modelo incorpora a criticidade ao fazer com que os consumidores repensem sobre a origem, o modo que foi produzido o impacto ambiental, a presença ou não de política reversa, e a possibilidade de haver outra utilização ou conserto do produto. Nesse sentido, é dado destaque a reflexões acerca do modo de consumir e da real necessidade de obtenção do produto (GHISELLINI *et al.*, 2016; GEISSDOERFER *et al.*, 2017).

É importante destacar que a base desse conceito é derivado da macroeconomia, que, ao longo do tempo, foi desenvolvendo essa perspectiva. Inicialmente, o ambiente natural passa a ganhar visibilidade com os movimentos ecológicos, principalmente na economia conhecida como Economia Ecológica (KHARLAMOVA *et al.*, 2015), em que se respeita os limites naturais. Por outro lado, a Economia Verde (LOISEAU, *et al.*, 2016; MERINO-SAUM *et al.*, 2020) tem sua ideologia baseada no desenvolvimento sustentável, a partir da interação entre economia e ambiente, relacionando os riscos ambientais e a escassez ecológica. A Economia de Baixo Carbono trabalha com a proposta da incorporação de redução do desmatamento e adição das energias renováveis, voltada para a redução das emissões dos gases poluentes. Por fim, a Economia Circular (OLIVEIRA *et al.*, 2019) parte do princípio de que a interação entre indústria, governo e sociedade se articula para gerar mudanças na estrutura das cadeias produtivas, de modo a reconfigurar antigos paradigmas sobre sociedade, e o consumo para qualidade e sustentação ambiental.

Segundo a *European Commission* (2015), a Inglaterra foi o primeiro país a inserir e produzir uma norma técnica para a regularização e a implementação da Economia

Circular. A temática chega ao Brasil em meados de 2015 (BANKS e PARKIN, 2017), tendo como base o modelo europeu. Atualmente, existem diversas iniciativas para que esse sistema passe a ser incorporado na cadeia produtiva e de gestão, de modo a otimizar essa nova demanda socioeconômica, muito influenciada pelas inovações tecnológicas. A partir da disponibilidade da oferta e do acesso a produtos e serviços com as plataformas digitais, possibilitou-se que os consumidores se tornassem mais exigentes com o consumo consciente.

Os princípios relativos ao conceito circular se dão pela ótica de preservar e aumentar o capital natural, otimizar o rendimento do recurso e fomentar a eficácia do sistema (AZEVEDO, 2015). Assim, esse conceito ganha notoriedade na pauta de discussão e análise em diversos campos da ciência, tais como a economia, a química e a bioquímica, de modo a correlacionar as questões ambientais. A base dessa concepção vem fundamentada na abordagem sistêmica, e, dessa forma, a ciência geográfica deve estar presente para contribuir nas análises espaciais e ambientais dessa proposta.

Por ser uma concepção interdisciplinar, cabe trazer essa análise para o campo da geografia e incorporá-la na discussão dos recursos hídricos. Sabe-se que grande parte dos recursos hídricos estão contaminados por efluentes domésticos e químicos, e muitos se tornam depósitos de resíduos sólidos (MORAES e JORDÃO, 2002; DELLAMATRICE e MONTEIRO, 2014; HONGIL *et al.*, 2017). Esse panorama pode ser observado em grandes centros urbanos e industriais, em que o sistema de gestão se torna ineficaz. De acordo com informações da ANA (2013), sabe-se que a disponibilidade de água doce no Brasil se refere ao percentual de 12% em todo planeta, além de não haver uma distribuição hídrica uniforme em todo o território.

A ideia de abundância e disponibilidade das águas intensificou a cultura do desperdício (REBOUÇAS, 1999), em que se observa o mau uso dos corpos hídricos em todo o Brasil. Essa prática é identificada quando vemos o aumento de rios, córregos e lagos contaminados por esgoto e por fertilizantes químicos das indústrias e da agricultura, os quais são despejados diretamente em seus canais, sem o devido tratamento (TUNDISI e SCHEUENSTUHL, 2014). O reaproveitamento da água é uma questão de extrema importância no ciclo produtivo, visto que tal processo é invisibilizado em diversas cadeias econômicas. Além disso, ocorrem perdas por dissipação de água por vazamento em tubulações, aumento da pressão para abastecimento, extravasamento de reservatórios e ligações hidráulicas clandestinas (SILVA *et al.*, 2013).

Os problemas com a gestão, gerenciamento, monitoramento e tratamento dos recursos hídricos tornam-se um gargalo na atual conjuntura socioambiental, em que, cada vez mais, há a preocupação com práticas de consumo interligadas com o ambiente natural. A água precisa estar presente na pauta de discussão e de ação da Economia Circular nas escalas municipais, estaduais e federais, para que haja mecanismos de cooperação do governo, de instituições privadas e da sociedade. O suporte do conceito de Economia Circular deriva de uma abordagem sistêmica (UNFCCC, 2015), já que as bases de mudanças se encontram no todo. Já pelo olhar geográfico, a integração dos sistemas

produtivos se debruça sobre uma abordagem geossistêmica. Assim, como o radical de origem grega “geo” significa Terra, o viés geossistêmico incorpora todos os elementos que compõem a mãe natureza e o planeta, não apenas aqueles de aspecto sistêmico e estrutural, os quais não possuem relações com a natureza.

Vale destacar que a água está presente na base do ciclo produtivo de indústrias de bens de consumo duráveis e não duráveis, as quais se enquadram nas categorias para a fabricação de vestimentos e alimentos, além da indústria automobilística e do agronegócio, que geram produtos que são consumidos pela sociedade (CNI, 2018; OLIVEIRA *et al.*, 2019). A água é um bem com um alto valor agregado e finito, pois está presente no ambiente natural e em diversos setores da economia, perpassando desde o abastecimento urbano e a geração de energia, até a produção de produtos e de lucro.

Diante deste cenário, os recursos hídricos não são voltados somente para a geração de valores monetários, como também para a geração do capital sociocultural, o qual se baseia na relação direta ou indireta dos bens que a natureza fornece para a sociedade, no viés de apreciação da beleza cênica, recreação, propriedade medicinal, produção de ciência e educação. Segundo Bourdieu (1997, p. 86), “*a transmissão do capital cultural é, sem dúvida, a mais dissimulada forma de transmissão hereditária de capital*”. Desse modo, é possível aprender a importância da água nas relações sociais, pois quais percebemos que somos natureza e não elementos distintos.

Somente a partir da educação ambiental, industrial e econômica, associada aos incentivos governamentais e produtivos, os recursos hídricos passaram a ganhar a visibilidade e a atenção necessárias. O processo de descaso se mostra visível em qualquer ambiente em que haja deslocamento. Ao caminhar pelas ruas ou próximo de fábricas, indústrias ou áreas residenciais, é perceptível o encontro de algum córrego com despejo de esgoto. Se os setores passassem a ver a água como um recurso natural com a devida atenção, seríamos capazes de controlar os focos de contaminação.

Ao invés de o governo insistir em programas para despoluição, a exemplo da Baía de Guanabara, no Rio de Janeiro, o foco deveria ser em investimentos voltados para o tratamento do esgoto e da água, visando seu retorno no sistema produtivo, de maneira eficiente e sustentável. Dessa maneira, haveria o aumento de diversos serviços que atualmente se tornam incapazes devido aos estados em que se encontram os mananciais, como a pesca, o turismo e a recreação, sem padecer a questão do abastecimento. Em muitos casos, os mananciais se remetem para o recuo das águas para a geração de energia e desvios ilegais. É necessário que haja incentivo e fiscalização para que toda a indústria que utiliza a água, possa devolvê-la, de modo que a mesma possa ser re-inserida no sistema (MCDONOUGH e BRAUNGART, 2010).

No Brasil, dispomos do Código de Águas (Lei 24.643/34), da Política Nacional do Meio Ambiente (Lei nº 6.938/81), da Lei das Águas (Lei nº 9.433/97), da Lei de Crimes Ambientais (Lei nº 9.605/98), da Resolução Conama nº 357/05, da Lei de Saneamento Básico (Lei nº 11.445/07), da Política Nacional de Resíduos Sólidos (Lei 12.305/00) e do “novo” Código Florestal (Lei nº 12.651/12). Desse modo, já possuímos um sólido

respaldo jurídico para tratar a questão das águas e suas contaminações, que trazem na sua pauta a importância da manutenção desses ambientes. A problemática, portanto, se deve a não incorporação do recurso hídrico como um elemento produtivo de retorno ao sistema.

Logo, a Economia Circular trabalha com um sistema e um ciclo produtivo integrados para que seja aproveitado tudo aquilo que seria descartado, servindo de subsídio (matéria-prima) para a fabricação de um novo produto, em um outro setor industrial (CNI, 2018). O mesmo pode e deve acontecer com a água, pois ela alimenta o ciclo produtivo para ser re-inserida no ambiente. Esse capital sociocultural precisa ser valorizado e incentivado, de modo que possamos mudar a relação com a água e a maneira como a tratamos. Os recursos hídricos não podem ser vistos apenas como sendo dotados de valor monetário passível e como sendo não palpáveis, uma vez que também estão inseridos no contexto socioeconômico. Assim, a geografia possui um papel fundamental na incorporação da Economia Circular, pois incorpora a paisagem e a sociedade de modo integrado, ambas atuando em benefício mútuo. Quando se altera esse estágio natural sem a devida preocupação ou manutenção, temos a resposta do ambiente e observamos a redução da qualidade e disponibilidade de água para os serviços de manutenção das dinâmicas urbanas e rurais.

4. CONCLUSÃO

As bacias hidrográficas são unidades espaciais de investigação de extrema relevância para os geógrafos, bem como para as outras ciências, pois como demonstramos no decorrer do capítulo, elas encerram em si uma realidade extremamente complexa e dinâmica. Portanto, os estudos das bacias hidrográficas precisam levar em conta as múltiplas facetas das relações que se desenvolvem nesses sistemas, tanto na dimensão do social quanto do ambiental.

Embora neste capítulo não tenhamos a intencionalidade de esgotar todos os processos que se materializam nas bacias hidrográficas, trouxemos para debate uma discussão geossistêmica das bacias hidrográficas e dos seus elementos formadores, com ênfase no caso brasileiro.

Percebemos ao longo desta investigação teórica a existência de muitas matérias que tratam a geomorfologia fluvial de forma global e voltada para aspectos físicos que a compõem. Dessa maneira, deixamos, nesta proposta, uma breve discussão acerca da compreensão das interações e interferências socioambientais para a realidade brasileira, incorporando os conceitos de pagamentos de serviços ambientais e de Economia Circular no que tange aos estudos dos recursos hídricos.

Um aspecto a ser trabalhado com maior profundidade em outras oportunidades de investigação científica seria uma avaliação geossistêmica das regiões hidrográficas brasileiras, levando em consideração os elementos das paisagens próprias de cada região.

Agradecimentos

Gostaríamos de agradecer o empenho de todos os autores na construção, nos debates e no desenvolvimento para a realização, estruturação e conclusão deste capítulo. Ademais, agradecemos à FAPERJ por contribuir financeiramente pela viabilidade da pesquisa e do tema abordado.

Referências Bibliográficas

- AB'SABER, A. N. **Os domínios de natureza no Brasil: potencialidades paisagísticas**. 3. ed. São Paulo: Ateliê Editorial, 2003.
- AB'SABER, A. N. Megageomorfologia do território brasileiro. In **Geomorfologia do Brasil**. Orgs. CUNHA, S. B.; GUERRA, A. J. T. Bertrand Brasil, Rio de Janeiro, p. 71-106. 1998.
- ANA. Agência Nacional de Águas. **Conjuntura dos recursos hídricos no Brasil 2013**. Agência Nacional de Águas (Brasil). Brasília, ISBN 978-85-882100-15-8. 432 p. 2013.
- ANA. Agência Nacional de Águas. **Produtor de Água**. 2018. Disponível em <https://www.ana.gov.br/todos-os-documentos-do-portal/documentos-sip/produtor-de-agua/documentos-relacionados/1-nota-informativa-programa-produtor-de-agua.pdf>. Acesso em: 10 de set. de 2020.
- ANA. Agência Nacional de Águas. **Cheia do Rio Negro Manaus**. Disponível em [https://www.ana.gov.br/noticias-antigas/manaus-registra-a-7aa-maior-cheia-do-rio-negro.2019-03-15.7917731080#:~:text=A%20maior%20cheia%20do%20Negro,Brasil%20\(CPRM\)%20para%20Manaus](https://www.ana.gov.br/noticias-antigas/manaus-registra-a-7aa-maior-cheia-do-rio-negro.2019-03-15.7917731080#:~:text=A%20maior%20cheia%20do%20Negro,Brasil%20(CPRM)%20para%20Manaus). Acesso em: 02 de set. 2020.
- ANA. **Agência Nacional de Águas. Região Hidrográfica do Paraná**. Disponível em: <http://www2.ana.gov.br/Paginas/portais/bacias/parana.aspx>. Acesso em: 22 Set 2020.
- ARNÁEZ, J.; LANA-RENAULT, N.; LASANTA, T.; RUIZ-FLAÑO, P.; CASTROVIEJO, J. Effects of farming terraces on hydrological and geomorphological processes. A review. **Catena**. n. 128, p. 122–134, 2015.
- AVELAR, A. S.; COELHO-NETTO, A. L. Fluxos d'água subsuperficiais associados à origem das formas côncavas do relevo. **1ª Conferência Brasileira sobre Estabilidade Encostas (1ª COBRAE)**, ABGE/ABMS. Rio de Janeiro, p. 709-720, 1992.
- AZEVEDO, J. L. A Economia Circular Aplicada no Brasil: uma análise a partir dos instrumentos legais existentes para a logística reversa. In: Anais. **Congresso Nacional de Excelência em Gestão**. 2015.
- BANKS, I.; PARKIN, E. Uma Economia Circular no Brasil: Uma abordagem exploratória inicial. **Produto da inteligência coletiva dos membros da rede CE100 Brasil**. Ellen MacArthur Foundation. 2017.
- BATALHA, M. O.; SILVA, A. L. **Gerenciamento de Sistemas Agroindustriais: Definições e Correntes Metodológicas**. In: BATALHA, Mário Otávio (Coord.) **Gestão Agroindustrial**. 2. ed. São Paulo: Atlas, v.2, 2001.
- BAYER, C. et al.. Efeito de Sistemas de Preparo na Dinâmica da Matéria Orgânica e na Mitigação das Emissões de CO₂. **Bras. Ci. Solo**, v.24:p.599-607, 2000.
- BENEZATH, A. A.; NUNES, A. M. B.; CIRANO, M.; SILVA, I. A.; ROCHA, R. P. Using Dynamical Downscaling of Climate Projections for the Assessment of Climate Change Impacts on Precipitation over Paraná and Paraguay River Basins. **Anuário do Instituto de Geociências – UFRJ** v. 42, n. 1, p. 695-707. 2019.
- BERBEL, J.; MARTÍN, C.G.; ORTEGA, J.M. **Water Economics and Policy**. Water. v.9, 801p. 2017.
- BERTALANFFY, L. V. **General System Theory. Foundations Development Applications**. George Braziller: New York, 1968.

- BERTRAND, G.; BERTRAND, C. Uma Geografia transversal e de travessias: o meio ambiente através dos territórios e das temporalidades. Maringá: Massoni, 2007.
- BEVEN, K. **Rainfall-Runoff Modeling: the primer**. John Wiley & Sons, Ltd, 360p. 2001.
- BICUDO, T. C. **Estudo da formação da bacia hidrográfica do rio Amazonas através da modelagem numérica de processos tectônicos e sedimentares**. Dissertação (Mestrado em Geofísica) - Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2017.
- BIGARELLA, J. J. et al. **Estrutura e origem das paisagens tropicais e subtropicais**. 2. ed. Florianópolis: Ed. da UFSC, v. 3. 448 p. 2007.
- BISSON, P. A.; MONTGOMERY, D. R. Valley Segments, Stream Reaches and Channel Units. In: HAUER, R. F. R.; LAMBERT, G. A. (Eds.). **Methods in Stream Ecology**. Londres: Academic Press, p. 23-52.1996.
- BRADY, N.C.; WEIL, R.R. **Elementos da Natureza e Propriedades dos Solos**. 3. ed. Porto Alegre: Bookman. 686p. 2013.
- BRIERLEY, G. J.; FRYIRS, K. A. **Geomorphology and River Management: Applications of the River Styles Framework**. Oxford, UK: Blackwell Publishing, 2005.
- BRUIJNZEEL, L.A. **Hydrology of Moist Tropical Forests and Effects of Conversion: A State of Knowledge Review**. IHP. IAHS. UNESCO. 224p. 1990.
- BRUIJNZEEL, L. A. Hydrological functions of tropical forests: not seeing the soil for the trees? **Agriculture, Ecosystems and Environment**, v. 104, p. 185-228, 2004.
- BRUNSDEN, D.; THORNES, J.B. **Landscape Sensitivity and Change**. Translates of the Institute of British Geographers, v. NS4, p. 463-484, 1979.
- BÖRNER, J.; CORBERE, E.; EZZINE-DE-BLAS, D.; ROSÉS, J. H.; PERSSON, U. M.; WUNDER, S. The Effectiveness of Payments for Environmental Services. **World Development**. v.96, p. 347-359. 2017.
- BÖSCH, M.; ELSASSER, P.; WUNDER, S. Why do payments for watershed services emerge? A cross-country analysis of adoption contexts. **World Development**. p.111–119. 2019.
- BOULDING, K. E. **The Economics of the Coming Spaceship Earth**.1966.
- BOURDIEU, P. **Capital Cultural, Escuela y Espacio Social**. México: Siglo Veinteuno, 1997.
- CNI. **Economia Circular: Oportunidades e Desafios para a Indústria Brasileira**. Confederação Nacional da Indústria. ISBN 978-85-7957-166-4. Brasília: CNI, 64 p. 2018.
- CARRILHO, C. D.; SINISGALLI, P. A. A. Contribution to Araçá Bay management: The identification and valuation of ecosystem services. **Ocean and Coastal Management**. v.164, p.128–135. 2018.
- CARVALHO, C.S.A. FERREIRA, M.I.P. **Pagamento por Serviços Ambientais como instrumento econômico de gestão das águas: o caso da sub-bacia do córrego Cambucaes, Bacia do rio São João- Silva Jardim/RJ**. v.11, n.1, p.59-73. 2017.
- CHARLTON, R. **Fundamentals of fluvial geomorphology**. 1. ed. London: Routledge. 2008. 234 p.
- CHRISTOFOLETTI, A. **Modelagem de sistemas ambientais**. 1. ed. São Paulo: Edgar Blücher, 256 p. 1999.
- CHRISTOFOLETTI, A. **Análise de sistemas em geografia: introdução**. São Paulo: Editora Hucitec: Editora da Universidade de São Paulo, 106 p. 1979.
- COELHO, M. C. N. Impactos Ambientais em Áreas Urbanas. In: GUERRA, A. J. T. & CUNHA, S. B. da. (Org.). **Impactos Ambientais Urbanos no Brasil**. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, p. 19-45. 2001.
- CPRM. **Monitoramento Hidrológico**. Superintendente Regional da CPRM/Manaus, Marco Antônio de Oliveira. Boletim N°. 05 – 03/02/2017.

- CUNHA, S. B. Geomorfologia fluvial. In: GUERRA, A. J. T.; CUNHA, S.B (org.). **Geomorfologia: uma atualização de bases e conceitos**. 4. ed. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, 472 p. 2001.
- DELLAMATRICE, P. M.; MONTEIRO, R. T. R. Principais aspectos da poluição de rios brasileiros por pesticidas. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental** Campina Grande, PB, UAEA/UFCG. ISSN 1807-1929 v.18, n.12, p.1296–1301, 2014.
- DIETRICH, W. E., WILSON, C. J. & RENEAU, S. L. Hollows, colluvium, and landslides in soil-mantled landscapes. In: ABRAHAMS, A. D. (Ed.), **Hillslope processes**, Boston: Allen & Unwin, p. 362-388, 1986.
- GALBIATTI, J. A.; PAULA, R. C. Qualidade da água de nascentes com diferentes usos do solo na bacia hidrográfica do córrego rico, São Paulo, Brasil. **Eng. Agríc. Jaboticabal**, v. 25, n. 1, p. 115-125, Apr. 2005.
- DONADIO, N. M. M. *et al.* Qualidade da água de nascentes do Assentamento Paraíso. **Engenharia Sanitaria e Ambiental [online]**. São Paulo, , v. 23, n. 03, pp. 557-568, May. 2018. Disponível em: <https://doi.org/10.1590/S1413-4152201815070>. Acesso em: 22 nov. 2020.
- DIJK, G. M. VAN, E.C.L. Marteijs, and A. Schilte-Wulwer-Leidig. Ecological rehabilitation of the River Rhine: plans, progress and perspectives. **Regulated Rivers** v.11, p.377-388. 1995.
- DUNN, S. M.; MACKAY, R. Spatial variation in evapotranspiration and the influence of land use on catchment hydrology. **Journal of Hydrology**, v. 171, n. p. 49-73, 1995.
- DUNNE, T.; BLACK, R. D. An experimental investigation of runoff production in permeable soils. **Water Resources Research**, v. 6, p. 478-490, 1970a.
- DUNNE, T.; BLACK, R. D. Partial area contributions to storm runoff production in a small New England watershed. **Water Resources Research**, v. 6, p. 1296-1311, 1970b.
- DUNNE, T.; LEOPOLD, L. B. **Water in environmental planning**, New York: W. H. Freeman and Company, 818p. 1978.
- EISENBIES, M. H. A., W. M.; BURGER J. A.; ADAMS, M. B. Forest operations, extreme flooding events, and considerations for hydrologic modeling in the Appalachians—A review. **Ecol. Manag.** n.242, p. 77-98, 2007.
- ELLEN MACARTHUR FOUNDATION (EMF). **Estudo de casos: Ativos inteligentes. A liberalização do potencial da economia circular** Cowes, Isle of Wight: Ellen MacArthur Foundation. 2017.
- EUROPEAN COMMISSION (EC). **Closing the loop - An EU action plan for the Circular Economy**. European Environment Agency. 2015 Disponível em: <https://www.eea.europa.eu/policy-documents/com-2015-0614-final>. Acesso em: 20 de mar. de 2020.
- FARIA, A. P. Transport of Sediments in First Order Streams: Geomorphological Responses. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 15, n. 2, 2014.
- FERNANDES, N. F.; COELHO NETTO, A. L.; LACERDA, W. A. Subsurface hydrology of layered colluvium mantles in unchannelled valleys - southeastern Brazil. **Earth Surface Processes and Landforms**, v. 19, p. 609-626, 1994.
- FERNANDES, N. F.; GUIMARÃES R. F.; GOMES, R. A. T. et al. Condicionantes Geomorfológicas dos Deslizamentos nas Encostas: Avaliação de Metodologias e Aplicação de Modelo de Previsão de Áreas Suscetíveis. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 2, n. 1, p. 51-71, 2001.
- FERREIRA, M. M. *et al.* Influência da mineralogia da fração argila nas propriedades físicas de latossolos da região sudeste do Brasil. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, Viçosa, v. 23, n. 3, p. 515-524, sept. 1999.
- FREITAS, I.A.; PERES, W. R.; RAHY, I.S. A janela de Hitler. *GeoUERJ*, **Revista do Departamento de Geografia**, Rio de Janeiro, n.6, p.29-36, jul./dez.1999.
- FORTES, E.; STEVAUX, J. C., VOLKMER, S. Neotectonics and channel evolution of the lower Ivinhema River: A right-bank tributary of the Upper Paraná River, Brazil. **Geomorphology**, n. 70, p. 325-338, 2005.

- FRANZINELLI, E. Características morfológicas da confluência dos rios Negro e Solimões (Amazonas, Brasil). **Revista Brasileira de Geociências**, v. 41, n. 4, p. 587-596, 2011.
- FRANZINELLI, E.; IGREJA, H. Ponta das Lajes e o Encontro das Águas, AM-A Formação Alter do Chão como moldura geológica do espetacular Encontro das Águas Manauara. **Sítios Geológicos e Paleontológicos do Brasil**, v. 3, 2012.
- FROTA FILHO, A. B.; PINTO, M. C. Mensuração e espacialização da “perda” de sedimentos que ocorre na Costa do Arapapá e suas dinâmicas de construção e desconstrução dos espaços, Manacapuru - Amazonas - Brasil. In: **XIV Colóquio Ibérico de Geografia**. Guimarães. A JANGADA DE PEDRA? Geografias Ibero-Afro-Americanas. p. 2242-2247. 2014.
- FROTA FILHO, A. B.; PINTO, M. C. Aspectos Hidromorfodinâmicos no limite entre a Costa do Rebojão e Costa da Terra Nova, Careiro da Várzea - AM. In: **XVI Simpósio Brasileiro de Geografia Física Aplicada**. Teresina. Territórios Brasileiros: Dinâmicas, Potencialidades e Vulnerabilidades, p. 567-574. 2015.
- GEISSDOERFER, M.; SAVAGET, P.; BOCKEN, N. M. P.; HULTINK, E. J. The Circular Economy – A new sustainability paradigm? **Journal of Cleaner Production**, v.143, p.757-768, 2017.
- GHISELLINI, P.; CIALANI, C.; ULGIATI, S. A review on circular economy: The expected transition to a balanced interplay of environmental and economic systems. **Journal of Cleaner Production**, v.114, p.11-32, 2016.
- GIBBARD, P. L.; LEWIN, J. River incision and terrace formation in the Late Cenozoic of Europe. **Tectonophysics**, vol. 474, n. 1, p. 41-55, 2009.
- GRIMSHAW, D.L.; Lewin, J. Reservoir effects on sediment yield. **J. Hydrol.** v.47, p.163– 171. 1980.
- GRIZZETIA, B.; LIQUETEA, C.; ANTUNES, P.B; CARVALHO, L.; GEAMAN, N.; GIUCAD, R.; LEONEE, M.; MCCONNELLF, S.; PREDAD, E.; SANTOS, R.; TURKELBOOME, F.; VADINEANU, A.; WOODSC, H. Ecosystem services for water policy: Insights across Europe. **Environmental Science & Policy** v. 66. p.179–190. 2016.
- GUERRA, A. J. T. O Papel da Matéria Orgânica e dos Agregados na Erodibilidade dos Solos. **Anuário do Instituto de Geociências**. Impresso na Gráfica do IGEO-UFRJ. v. 13, p. 43 - 52.1990.
- GUERRA, A. J. T. Processos erosivos na encosta. In: GUERRA, A. J. T.; CUNHA, S. B. da. (Org.). **Geomorfologia: uma atualização de bases e conceitos**. 7ª edição. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, p. 149-210. 2007.
- GUERRA, A. T.; GUERRA, A. J. T. **Novo dicionário Geológico- Geomorfológico**. Bertrand Brasil. Rio de Janeiro. 11ª ed. 648 p. 2015.
- GUERREIRO, R. L., STEVAUX, J. C., PAROLIN, M., ASSINE, M. Late Pleistocene and Holocene paleoenvironments in ponds and alluvial sediments of the Upper Paraná River, Brazil. **Revista Brasileira de Paleontologia**, v. 16, n. 1, p. 39-46, 2013.
- GUIMARÃES, G. P. et. al. Erosão Hídrica e Compartimentos da Matéria Orgânica do Solo em Sistemas Cafeeiros Conservacionistas e Convencionais. **Coffee Science**, Lavras, v. 10, n. 3, p. 365 - 374, jul./set. 2015.
- HACK, J. T. Interpretation of erosional topography in humid temperate regions. **American Journal of Science**. Bradley, v. 258, p. 80-97, 1960.
- HEWLETT, J.D.; HIBBERT, A.R. Factors affecting the response of small watersheds to precipitation in humid areas. In: SOPPER, W.E.; LULL, H.W. **International Symposium on Forest Hydrology**. Pergamon, Oxford, UK, p.275-290, 1967.
- HICKIN, E. J.; NANSON, G. C. The character of channel migration on the Beaton River, north-east British Columbia, Canada. **Bulletin of the Geological Society of America**, n. 86, p. 487-494, 1975.
- HICKIN, E. J.; NANSON, G. C. Lateral migration rates of river bends. **Journal of Hydraulic engineering**, n. 100, p. 1557-1567, 1984.

- HONGIL, R. M.; TOLUSSI, C. E.; CANEPPELED, P. N. M.; HILSDORF A. W. S. & MOREIRA R. G. Biodiversidade e conservação da ictiofauna ameaçada de extinção da bacia do R. P. do Sul. **Biologia**, v.17, n.2, p.18-30.2017.
- HORNBERGER, G. M.; WIBERG, P. L.; RAFFENSPERGER, J. P.; D'ODORICO, P. **Elements of physical hydrology**. Baltimore: The Johns Hopkins Press, 312p. 1998.
- HORTON, R.E. **The role of infiltration in the hydrologic cycle**. Trans. Am. Geophys. Un., v. 14, p.446-460, 1933.
- HUANG, H. Q.; NANSON, G. C., 1997b. Vegetation and channel variation: a case study of four small streams in southeastern Australia. **Geomorphology**, n. 18, p. 237-249, 1997.
- HUANG, H. Q.; NANSON, G. C. Hydraulic geometry and the maximum efficiency as products of the principle of least action. **Earth Surface Processes and Landforms**, n. 25, p. 1-16, 2000.
- HUGGETT, R. J. Fluvial landscapes. In: HUGGETT, R. J. **Fundamentals of geomorphology**. Third edition. London: Routledge, cap. 3, p. 44-53. 2011.
- KHARLAMOVA, G.; NESTERENKO, V. Ecological Economics vs Economic(al) Ecology. Bulletin of Taras Shevchenko National University of Kyiv. **Economics**, v. 9, n.174, p. 83-98. 2015.
- KNIGHTON, D. **Fluvial forms and processes - A new perspective**. London: Arnold, 383p, 1998.
- KER, J.C. Latossolos do Brasil: uma revisão. **Geonomos**, Viçosa, Minas Gerais, v.5, p.17-40, 1998.
- IBGE. Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística. **Manual Técnico de Geomorfologia. 2. ed.** Rio de Janeiro, 178 p. 2009.
- ITAIPU. **Hidrelétrica de Itaipu**. Disponível em <https://www.itaipu.gov.br/energia/rio-parana>. Acesso em: 22 set. 2020.
- JARDIM, M.H. BURSZTYN, M.A. Pagamento por serviços ambientais na gestão de recursos hídricos: o caso de Extrema (MG). Artigo Técnico. **Engenharia Sanitária Ambiental**. v. 20, n. 3, p. 353-360. 2015.
- LANGEANI, F.; CASTRO, R. M. C.; OYAKAWA, O. T.; SHIBATTA, O. A.; PAVANELLI, C. S.; CASATTI, L. Diversidade da ictiofauna do Alto Rio Paraná: composição atual e perspectivas futuras. **Biota Neotropica**, v.7, n.3. 2007.
- LATRUBESSE, E.M.; STEVAUX, J.C.; SINHA, R. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 6, n.1, 2005.
- LEOPOLD, L.B.; WOLMAN, M.G. River Channel Patterns, Braided, Meandering and Straight. U.S. **Geol. Surv. Paper**. 282-B, 1957.
- LEI Nº 9.433, DE 8 DE JANEIRO DE 1997. **Política Nacional de Recursos Hídricos**, cria o Sistema Nacional de Gerenciamento de Recursos Hídricos. http://www.planalto.gov.br/ccivil_03/LEIS/L9433.htm. Acesso em:12 de agos. de 2020.
- LEI 12.651/12. **Lei da Proteção da Vegetação Nativa/Código Florestal**. Disponível em: http://www.planalto.gov.br/ccivil_03/_ato20112014/2012/lei/112651.htm. Acesso em:12 de agos. de 2020.
- LIMA, M. I. C. **Análise de drenagem e seu significado geológico-geomorfológico**. 3ª edição Belém, Pará, 222 p. 2006.
- LOISEAU, E.; SAIKKU, L.; ANTIKAINEN, R.; DROSTE, N.; HANSJURGENS, B.; PITKANEN, K.; LESKINEN, P.; KUIKAN, P.; THOMSEN, M. Green economy and related concepts: An overview. **Journal of Cleaner Production**, 15 December v.139, p.361-371. 2016.
- MACHADO, P. J. O; TORRES, F. T. P. **Introdução à Hidrogeografia**. São Paulo: Cengage Learning, 192 p. 2012.
- MANNING, J. C. **Applied Principles of Hydrology**. New York: Macmillan Publishing Company, 276 p. 1992.

- MAO, D.; CHERKAUER, K. A. Impacts of land-use change on hydrologic responses in the Great Lakes region. **Journal of Hydrology**, v. 374, n. p. 71-82, 2009.
- MARÇAL, M.S. Capítulo 9. Bacia hidrográfica como novo recorte no processo de gestão ambiental. Org. BICALHO, A.A.S.M.; GOMES, P.C.G. **Questões Metodológicas e Novas Temáticas na Pesquisa Geográfica**. PPDD/UFRJ. PUBL! T. p.185-205.2009.
- MARÇAL, M. S.; LIMA, R. N. S. Abordagens Conceituais Contemporâneas na Geomorfologia Fluvial. **Espaço Aberto**, PPGG - UFRJ, v. 6, n.1, p. 17-33, 2016.
- MARENGO, J.A.; CHOU, S.C.; KAY, G.; ALVES, L.M.; PESQUERO, J.F.; SOARES, W.R.; SANTOS, D.C.; LYRA, A.A.; SUEIRO, G.; BETTS, R.; CHAGAS, D.J.; GOMES, J.L.; BUSTAMANTE, J.F. & TAVARES, P. Development of regional future climate change scenarios in South America using the Eta CPTEC/HadCM3 climate change projections: climatology and regional analyses for the Amazon, São Francisco and the Parana River basins. **Climate Dynamics**, v.38,n. 9-10, p. 1829-1848. 2012.
- MARTINI, P. R.; DUARTE, V.; ARAI, E.; MORAES, J. A. Metodologia de Medição das Extensões dos Rios Amazonas e Nilo Utilizando Imagens MODIS e GEOCOVER. In **XIII Simpósio Latino Americano de Sensoriamento Remoto**. Habana de Cuba. CD ROM.2008.
- MATEO, J. La ciencia del paisaje a la luz del paradigma ambiental. **Cadernos de Geografia**. Belo Horizonte, v.8, n.10, p.63-68.1998.
- MCDONOUGH, W.; BRAUNGART, M. **Cradle to cradle: Remaking the way we make things**. North point press, 2010.
- MEADE, R. H. Transcontinental Moving and Storage: The Orinoco and Amazon Rivers Transfer the Andes to the Atlantic. **Large Rivers: Geomorphology and Management**, Edited by A. Gupta. 2007.
- MERINO-SAUM, A.; CLEMENT, J.; WYSS, R. BLADI, M.G. Unpacking the Green Economy concept: A quantitative analysis of 140 definitions. **Journal of Cleaner Production**, 1 January, v. 242. 2020.
- MMA. Ministério do Meio Ambiente. **Secretaria de Recursos Hídricos Caderno da Região Hidrográfica do Paraná** – Brasília. 2006.
- MONTEIRO, C. A. F. **Geossistemas: a história de uma procura**. São Paulo: Contexto, 2000.
- MONTGOMERY, D. R., DIETRICH, W.; HEFFNER, J. Piezometric response in shallow bedrock at CB1: Implications for runoff generation and landsliding, **Water Resour. Res.**, v. 38, n. 12, p. 1274, 2002.
- MORAES, D. S. L.; JORDÃO, B. Q. Degradação de recursos hídricos e seus efeitos sobre a saúde humana. **Revista Saúde Pública**, v.36, n.3, p.370-4. 2002.
- MORGAN, R. P. C. **Soil Erosion and Conservation**. Longman, London, 298 p. 1995.
- MORVAN, Y. Filière de Production: Fondamentaux d’Economie Industrielle. Paris: **Economique**, 1985.
- NASCIMENTO, P. C. et. al. Teores e características da matéria orgânica de solos hidromórficos do Espírito Santo. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, Viçosa, MG, v. 34, n. 1, p. 339-348, 2010.
- NEWSON, M. D.; NEWSON, C. L. Geomorphology, Ecology and River Channel Habitat: Mesoscale Approaches to Basin-Scale Challenges. **Progress in Physical Geography**, v. 24, p. 195-221, 2000.
- NOBRE, P. Peer Review Question Interactive comment on “On the validity of representing hurricanes as Carnot heat engine” by AM Makarieva et al. **Atmos. Chem. Phys. Discuss** p.8669–8670. 2009.
- NOBRE, A. D. **O futuro climático da Amazônia: relatório de avaliação científica** – São José dos Campos, SP: ARA: CCST-INPE: INPA. e-book. ISBN: 978-85-17-00072-0. 2014.
- NÓBREGA, R. S. Impactos do desmatamento e de mudanças climáticas nos recursos hídricos na Amazônia ocidental utilizando o modelo SLURP. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 29, n. esp., p.111 - 120, 2014.

- OLIVEIRA, F. R.; FRANÇA, S. L. B.; RANGEL, L. A. D. Princípios de economia circular para o desenvolvimento de produtos em arranjos produtivos locais. **Interações**. Campo Grande, MS. DOI: <http://dx.doi.org/10.20435/inter.v20i4.1921> v. 20, n. 4, p. 1179-1193, out./dez. 2019.
- PARK, C. C. Man, river systems and environmental impacts. **Progress in Physical Geography**, v.5, n.1,p.1-31, 1981.
- PEREIRA, V. P. **Solo: manejo e controle de erosão hídrica**. Jaboticabal: FCAV, 56 p. 1997.
- PETTS, G. E. **Changing river channels**. In: Gurnell, A.M., Petts, G.E. (Eds.), *Changing River Channels*. Wiley, Chichester, p. 1–23. 1995.
- PETTS, G. E.; GURNELL, A.M. Dams and geomorphology: Research progress and future directions. **Geomorphology**, n. 71, 2005.
- PIMENTEL, D. Soil Erosion: A Food and Environmental Threat. **Environmental Development and Sustainability** v.8, p. 119-137, 2006.
- PORTO DE MANAUS. **Cartilha de Orientação de Acesso**. Disponível em: <https://www.portodemanaus.com.br/?pagina=nivel-do-rio-negro-hoje>. Acesso em: 14 de jun. de 2021.
- POOLE G. C. Fluvial Landscape Ecology: Addressing Uniqueness Within the River Discontinuous. **Freshwater Biology**, v. 47, p. 641-660, 2002.
- PUMO, D.; CARACCILO, D.; VIOLA, F. & NOTO, L.V. Climate change effects on the hydrological regime of small non-perennial river basins. **Science of the Total Environment**, v.542, p.76-92. 2016.
- REBOUÇAS, A. C. Estratégias para se beber água limpa. In: **O município no século XXI: cenários e perspectivas**. São Paulo: FPFL/Cepam, p.199-215.1999.
- RESENDE, M.; CURI, N.; *et al.* **Pedologia: base para a distinção de ambientes**. Viçosa: NEPUT, 6ª ed. 338p. 2014.
- RICCOMINI, C.; *et al.* Rios e processos aluviais. In: TEIXEIRA, W *et. al.* (org). **Decifrando a Terra**. São Paulo: Oficina de Textos, p. 306-333. 2009.
- RODRIGUEZ, J. M. M.; SILVA, E. V. A. A Classificação das Paisagens a partir de uma Visão Geossistêmica. **Mercator**. Fortaleza. v 1, n. 1, p. 95-112, 2002.
- RODRIGUEZ, J. M. M.; SILVA, E. V.; CAVALCANTI, A. P. B. **Geocologia das Paisagens: uma visão geossistêmica da análise ambiental**. Fortaleza: Editora UFC, 2004.
- RODRIGUEZ, J. M. M.; SILVA, E. V. A. **Planejamento e Gestão Ambiental: subsídios da geocologia das paisagens e da teoria geossistêmica**. Fortaleza: Edições UFC, 2013.
- ROSCOE, R. *et al.* **Dinâmica da matéria orgânica do solo em sistemas conservacionistas: modelagem matemática e métodos auxiliares**. Dourados: Embrapa Agropecuária Oeste, 304 p. 2006.
- ROSS, J. L. S. **Ecogeografia do Brasil: Subsídios para Planejamento Ambiental**. Oficina Textos. São Paulo. 2009.
- ROUGERIE, G. **La géographie des paysages**. CNRS, Paris; 3455 p. 1969.
- ROUGERIE, G.; BEROUTCHACHVILI, N. **Geosystems et paysages**. Paris: Colin Editores, 320 p. 1991.
- SACEK, V. Drainage reversal of the Amazon River due to the coupling of surface and lithospheric processes, **Earth and Planetary Science Letters**, v. 401, p. 301. 2014.
- SAHIN, M. J.; HALL, M.J. The effects of afforestation and deforestation on water yields **Journal of Hydrology**. v.1178, p.293-309. 1996.
- SALLUN, A. E. M.; SUGUIO, K. Depósitos Quaternários da região de entre Marília e Presidente Prudente (SP). **Revista brasileira de Geociências**, vol. 36, n. 3, p.385-395, 2006.

- SANDER, C. **Variação espacial e temporal da densidade de drenagem e mudanças antrópicas em canais fluviais nas áreas de cabeceira de drenagem, Região Oeste do Paraná.** Dissertação de Mestrado - Universidade Estadual de Maringá, Mestrado em Geografia, Maringá, PR, 2003.
- SANTOS, I. **Monitoramento e modelagem de processos hidrogeomorfológicos: mecanismos de geração de escoamento e conectividade hidrológica.** 167 f. Tese de Doutorado. Programa de Pós-Graduação em Geografia, Universidade Federal do Paraná, Curitiba, 2009.
- SANTOS, M. A. **Metamorfose do espaço habitado.** São Paulo. Editora Hucitec, 1996.
- SCHEFFER, M. S.; CARPENTER, J. A.; FOLEY, C. Catastrophic shifts in ecosystems. *Nature*, n. 413, p. 591-96, 2001.
- SCHUMM, S. A. River Metamorphosis. Proceedings of the American Society of Civil Engineers. **Journal of the Hydraulics Division**, v. 95, p. 255-273, 1969.
- SCHUMM, S. A.; LICHTY, R W. Time, Space and Causality in Geomorphology. **American Journal of Science**, v. 263, p. 110-119, 1965.
- SEIBERT, J.; MCDONNELL, J. J. Land-cover impacts on streamflow: a change-detection modelling approach that incorporates parameter uncertainty. **Hydrological Sciences Journal** 55(3): 316, 2010.
- SILVA, V.D.P.; ALEIXO, D.D.O.; NETO, J.D.; MARACAJÁ, K.F.; ARAÚJO, L.E. Uma medida de sustentabilidade ambiental: Pegada hídrica. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**, v. 17,n. 1, p. 100-105. 2013.
- SOTCHAVA, V. B. **Definition de Quelques Notions et Termes de Géographie Physique.** Institute de Geographie de la Sibirie et Extrem Orient. n. 3, p. 94-177, 1962.
- SOTCHAVA, V. B. O Estudo de Geossistemas. **Métodos em Questão.** São Paulo. n. 16, p. 1-52, 1977.
- SOTCHAVA, V. B. **Por uma teoria de classificação de geossistemas da vida terrestre.** São Paulo: Instituto de Geografia, USP, 1978.
- SOUZA FILHO, E.E.; STEVAUX, J.C. Geologia e geomorfologia do complexo Rio Baía, Curitiba, Ivinheima. In **A planície de inundação do Rio Paraná** (A.E.A.M. Vazzoler, A.A. Agostinho & N.S. Hahn, eds.). EDUEM, UEM-NUPELIA, Maringá, p. 3-46. 1997.
- SOUZA, C. R; SUGUIO, K. The Coastal Erosion Risk Zoning and the São Paulo State Plan for Coastal Management. **Journal of Coast Research Special.** Santa Catarina, Brazil, v. 35, p. 530-547. 2003.
- STEVAUX, J. C.; PAES, R. J.; ETCHEBEHERE, M. L.; FRANCO, A. A.; FUJITA, R. H. Morphodynamics in large regulated river confluence: The case of Paraná and Paranapanema Rivers. **Latin American Journal of Sedimentology and Basin Analysis**, v. 16, n. 2, p. 23-35, 2009.
- STEVAUX, J.C.; LATRUBESSE, E.M. **Geomorfologia Fluvial.** São Paulo: Oficina de Textos, 2017.
- STRAHLER, A.N. **Quantitative geomorphology of drainage basins and channel networks** In: Handbook of Applied Hydrology, McGraw Hill Book Company, New York, Section 4-II, 1964.
- SUMMERFIELD, M. A. **Global geomorphology: an introduction to the study of landforms.** New York: Longman, 537 p. 2013.
- SUGUIO, K. **Geologia Sedimentar.** 1. ed. Edgard Blücher/EDUSP, São Paulo, 400p. 2003.
- TRICART, J. **Ecodinâmica.** Rio de Janeiro: IBGE/ SUPREN, 1977.
- TRICART, J. **Paisagem e ecologia.** Inter-Facies: escritos e documentos. São José do Rio Preto: Ed. Da UNESP, 1982.
- TUCCI, C. E. M. e CLARKE, R. T. Impacto das mudanças da cobertura vegetal no escoamento: revisão. **Revista Brasileira de Recursos Hídricos**, v. 2, n. 1, p. 135-152, 1997.
- TUCCI, C. E. M. **Hidrologia: Ciência e Aplicação.** Porto Alegre: ABRH, 943 p. 2001.
- TUNDISI, J. G.; SCHEUENSTUHL, M. C. B. Recursos hídricos no Brasil: problemas, desafios e estratégias para o futuro. Ciência e tecnologia para o desenvolvimento nacional: estudos estratégicos. Rio de Janeiro. **Academia Brasileira de Ciências**, 76 p. ISBN: 978-85-85761-36-3. 2014.

UNITED NATIONS FRAMEWORK CONVENTION ON CLIMATE CHANGE (UNFCCC). **Report of the Conference of the Parties** on its 21st session, held in Paris from November 30 to December 11. Ginebra: United Nations, 2015.

VALEZIO, E. V.; FILHO, A. P. DIN MICA ANTRÓPICA NO CANAL FLUVIAL DO CÓRREGO TUCUM - SÃO PEDRO, SÃO PAULO (BRASIL). **Revista Brasileira de Geomorfologia**, São Paulo, v.16, n.4, p.545-557, 2015.

VANZELA, L. S. *et al.* . Influência do uso e ocupação do solo nos recursos hídricos do Córrego Três Barras, Marinópolis. **Rev. bras. eng. agríc. ambient.**, Campina Grande. v.14, n. 1, p. 55-64, Jan. 2010.

VEZZANI, F.M.; MIELNICZUK, J. **O solo como sistema**. Curitiba, 104 p. 2011.

VEZZANI, F. M. Solos e os serviços ecossistêmicos. **Revista Brasileira de Geografia Física**. v. 08, número especial IV SMUD, p.673-684. 2015.

WARD, J.V.; STANFORD, J.A. Ecological Connectivity in Alluvial River Ecosystem and Its Disruption by Flow Regulation. **Regulated Rivers: Research & Management**, v. 11, p.105-119, 1995.

WUNDER, S. Revisiting the concept of payments for environmental service. **Ecological Economics**, v.117, p.234-243. 2015.

ZHIJUN, F.; NAILING, Y. Putting a circular economy into practice in China. **Sustainability Science**, v. 2,n.1, p.95-101, 2007.

ZÖCKLER, C. Wise Use of Floodplains – review of restoration projects in a number of European countries. **WWF European Freshwater Programm**. 100p. 2000.

8. CONTROLE TECTONO-ESTRUTURAL DOS SISTEMAS DE DRENAGEM: REVISÃO LITERÁRIA E PROPOSTAS METODOLÓGICAS

Idjarrury Gomes Firmino¹, Karine Bueno Vargas² & Edison Fortes¹

¹ Universidade Estadual de Maringá; Grupo de Estudos Multidisciplinares do Ambiente (GEMA), Departamento de Geografia (DGE), Universidade Estadual de Maringá (UEM) id_gf@hotmail.com¹; edison-fortes@hotmail.com³

² Universidade Federal Rural do Rio de Janeiro; karinevargas@gmail.com²

Resumo: O estudo dos sistemas de drenagem se constitui em uma área importante da geomorfologia, sobretudo para compreender os mecanismos de controle estrutural e tectônico da paisagem. No Brasil, estes estudos ajudaram a reunir informações importantes sobre zonas de falhas e a neotectônica em escala nacional, o que ajudou a desmistificar a antiga teoria de que o Brasil é um território atectônico. Neste capítulo, foram abordados os principais exemplos de sistemas de drenagem em território brasileiro retratados pela literatura e como estes sistemas estão relacionados ao contexto tectônico e estrutural no qual estão inseridos. O Brasil praticamente fornece todos os exemplos possíveis em razão de sua grande dimensão territorial. Portanto, foram retratados exemplos em escala local, como sistemas radiais e anelares afetados por domos estruturais e crateras de impacto, sistemas em treliça, paralelo e retangular afetados por zonas de falhas, antigas faixas orogênicas e pela inclinação de bordas planálticas e sistemas distributários em áreas de acumulação sedimentar de escala regional. Também foram retratados exemplos de anomalias de drenagem em escalas locais e como estas estão relacionadas a estruturas tectônicas pré-existentes reativadas durante o Quaternário. Vários estudos indicam que inflexões e curvas anômalas estão associadas à reativação de falhas, enquanto assimetrias de drenagem possuem relações com o rearranjo de blocos estruturais e até mesmo com processos de capturas de drenagem. Como propostas de análise, foram sugeridos três indicadores da topologia da rede de drenagem, que se constitui em uma abordagem pouco explorada pela literatura geomorfológica brasileira. Estes estudos podem fornecer informações valiosas sobre o controle tectono-estrutural das redes de drenagem.

Palavras-Chave: Anomalias de drenagem, lineamentos de drenagem, neotectônica, Leis de Horton, anomalia hierárquica

Abstract: The study of drainage systems has been established as an important area of geomorphology, especially to understand the mechanisms of structural and tectonic control of the landscape. In Brazil, these studies helped to gather important information about fault zones and

neotectonics on a national scale, which helped to demystify the old theory that Brazil is an atectonic territory. In this chapter, the main examples of drainage systems in Brazil portrayed in the literature were addressed and how these systems are related to the tectonic and structural context to which they are inserted. Brazil practically provides all possible examples due to its large territory. Therefore, examples of local scale were portrayed, such as radial and annular systems affected by structural domes and impact craters, trusses, parallel and rectangular systems affected by fault zones, old orogenic bands and by the inclination of plateau edges and distributional systems in areas of regional-scale sedimentary accumulation. Examples of drainage anomalies at local scales were also portrayed and how they are related to pre-existing tectonic structures reactivated during the Quaternary. Several studies indicate that inflections and anomalous curves are associated to fault reactivation, while drainage asymmetries are related to the rearrangement of structural blocks and even to drainage capture processes. As proposed analysis, three indicators of the topology of the drainage network were suggested, which constitutes a little explored approach in Brazilian geomorphologic literature. These studies can provide valuable information on the tectonic-structural control of drainage.

Keywords: Drainage anomalies, drainage lineaments, neotectonics, Horton's laws, hierarchical anomaly

Tema: Geomorfologia Fluvial

1. INTRODUÇÃO

Os sistemas ou padrões de drenagem se constituem em assinaturas topográficas resultantes do controle exercido pela natureza e disposição das camadas rochosas, pela resistência litológica variável, pelas diferenças de declividade do terreno, pela evolução morfológica regional (CHRISTOFOLETTI, 1980) e pelos padrões regionais de lineamento.

De acordo com Hills (1963), uma das principais contribuições que a geomorfologia oferece à geologia estrutural é derivada dos estudos dos sistemas de drenagem. Além de ser um importante indicador dos elementos estruturais, como padrões de fratura e tipos de rochas, os padrões de drenagem também ajudam a desvendar a cronologia geológica regional (TWIDALE, 2004).

Estudos sobre sistemas de drenagem foram fundamentais para a determinação de padrões de lineamentos no território brasileiro, como por exemplo, os megalineamentos identificados na Bacia Sedimentar do Paraná, quase sempre associados às direções de grandes rios, como o Lineamento do Rio Camaquã (ASMUS, 1978), do Rio Uruguai (ASMUS, 1978), do Rio Piquiri (FERREIRA, 1982; SOARES et al., 1982; ZALÁN et al., 1990), do Rio Alonzo (VIEIRA, 1973), do Rio Paranapanema (FULFARO, 1974), do Médio Paraná e do Médio Ivaí (SOARES et al., 1982), entre outros. Estes estudos também demonstraram que a direção destes rios possuem paralelismo com zonas de fraturas oceânicas e que podem ser, portanto, continuidade destas falhas em regiões continentais,

indicando que os mesmos foram nucleados ou reativados com a abertura do Atlântico Sul (ASMUS, 1978; LEINZ, 1949).

Foi a partir do século XXI que a maioria dos trabalhos que envolvem este tipo de análise foram publicados. Isto se deve à recente facilidade de acesso e processamento dos Modelos Digitais de Elevação (MDEs) globais, como SRTM e ASTER GDEM, a partir dos avanços da tecnologia de processamento destes dados em ambiente SIG, como o ArcGIS, QGIS, GvSIG, GRASS, Global Mapper, entre outros, que proporcionaram técnicas mais sofisticadas de análises geomórficas, sem falar na facilidade e velocidade em obter os resultados.

Com estes avanços, novos modelos de análise foram incorporados à literatura brasileira, como os índices geomórficos, que proporcionaram um maior entendimento sobre a neotectônica e seus efeitos sobre a rede de drenagem. Contudo, embora os estudos brasileiros tenham avançado nesta área, ainda são bastante limitados em relação aos estudos estrangeiros, que fazem uso de técnicas mais condizentes com os aspectos morfotectônicos regionais. Também existem hipóteses que podem ser testadas na geomorfologia brasileira e que são de importante contribuição para as geociências em escala global.

Este capítulo tem como objetivo apresentar uma revisão geral dos estudos de redes de drenagem associados ao controle estrutural e neotectônico. Portanto, serão abordados os principais sistemas de drenagem (de acordo com a literatura) e como estes são afetados pelo substrato, em escala nacional, além dos mecanismos que envolvem a geração de anomalias de drenagem mais comuns nos rios brasileiros. Também serão apresentados três índices geomórficos voltados para a topologia da rede de drenagem que podem fornecer dados valiosos e inovadores sobre o controle tectono-estrutural dos sistemas de drenagem.

2. OS PADRÕES DE DRENAGEM

Os padrões de drenagem podem ser analisados e classificados de acordo com diferentes perspectivas. Para Twidale (2004), os padrões podem ser classificados como ajustados ou anômalos. Os padrões ajustados são concordantes com a inclinação e a estrutura do terreno, enquanto os anômalos diferem destes dois fatores. Por vezes, a interpretação também depende da escala.

As classificações mais aceitas foram propostas por Zernitz (1932), Strandberg (1967), Howard (1967), entre outros, embora haja inconformidade em algumas classificações. Para Christofletti (1980), esta inconformidade se deve ao interesse dos pesquisadores em formalizar uma determinada classificação, já que alguns se restringem aos tipos fundamentais de drenagem e outros aos tipos derivados mais complexos. Além disso, alguns autores incluem padrões de canal no conjunto de formas que descrevem a rede de drenagem, como é o caso de Howard (1967). Para Twidale (2004), a classificação de Howard (1967), uma das mais importantes e utilizadas pela literatura, é excessivamente elaborada e enganosa em alguns casos.

2.1. Padrão dendrítico e subdendrítico

O padrão de drenagem mais comum encontrado na natureza é o padrão dendrítico (ZERNITZ, 1932), primariamente influenciado apenas pela declividade do terreno e pelo mergulho das camadas. Sua morfologia é ramificada, com tributários de 1ª ordem que nascem em direções aleatórias e que acompanham a declividade do rio de ordem superior, de acordo com a classificação de Strahler (1957). Seus canais sempre confluem em ângulos agudos e o número de canais decresce de acordo com a hierarquia da drenagem em Progressão Geométrica de forma inversa. Ocorre principalmente em áreas de rochas homogêneas ou de camadas horizontais e uniformemente resistentes, com pouca ou quase nenhuma influência de estruturas (CHRISTOFOLETTI, 1980).

Horton (1945) propôs que este padrão de drenagem se desenvolve a partir da nucleação de um sistema de sulcos subparalelos condicionados apenas pela declividade do terreno e pelo clima. Um destes sulcos se desenvolve para um curso fluvial, desencadeando um novo sistema de sulcos laterais por processos de capturas fluviais, progredindo com a evolução da rede de drenagem.

Embora o modelo de Horton (1945) não soubesse prever qual sulco se tornaria dominante em cada estágio, esta lacuna foi preenchida posteriormente por outros estudos, como o de Dunne (1980), que previa que o crescimento da rede de drenagem era resultante do fluxo abaixo da superfície e da erosão por infiltração. De acordo com o autor supracitado, as águas que surgem ao longo das margens do canal podem explorar zonas suscetíveis à erosão, como fraturas e juntas tectônicas, para formar tributários que eventualmente se ramificariam.

Twidale (2004) sugere que, para cada 10 canais em um determinado setor de declive, um se tornará o fluxo dominante, provavelmente porque seu curso coincide com uma fraqueza no substrato, como um afloramento menos permeável ou uma fratura, por exemplo. Este modelo de controle da rede de drenagem é amplamente aceito por pesquisadores brasileiros, que costumam relacionar a direção dos canais ao controle estrutural, sobretudo os canais de 1ª e 2ª ordem.

No Brasil, o padrão dendrítico é identificado em quase todas as províncias sedimentares e ígneas do território. A exceção ocorre apenas em faixas de dobramentos Proterozóicos, em regiões de escarpamento ou afetadas por estruturas intrusivas e em áreas submetidas a intensas zonas de falhas.

Em alguns locais, o padrão dendrítico pode alternar para um padrão subdendrítico em função do controle estrutural, como rochas intrusivas e zonas de falhas. Nesta variação de padrão, alguns canais apresentam segmentos retos por vários quilômetros, ou vários canais de 1ª e 2ª ordem apresentam setores alinhados ou rios colineares, como no Escudo das Guianas, em Roraima, e os já citados rios da margem esquerda da bacia hidrográfica do rio Paraná.

2.2. Padrão em treliça e subtipos

O padrão em treliça consiste em, ao menos, duas direções principais da rede de drenagem, geralmente com canais retilíneos e subparalelos e confluências com ângulos retos. O sistema principal é composto por canais consequentes, ressequentes e obsequentes, enquanto o sistema ortogonal é composto por canais subsequentes. Este tipo de padrão está associado ao controle estrutural, como por exemplo, um sistema de falhas subparalelos, ou pelo controle litológico, como devido a uma sequência de camadas sedimentares homoclinais (HOWARD, 1967). Também pode ocorrer em virtude do carreamento causado pelo degelo em ambientes glaciais.

Firmino e Souza Filho (2017) identificaram este tipo de padrão na bacia hidrográfica do rio Tibagi (PR), controlado pelos diques de direção NW-SE da Zona de Falha Curitiba-Maringá (ZALÁN et al., 1990). De acordo com Firmino e Souza Filho (2017), os rios de 2ª ordem, mais recentes, bem como o rio Tibagi (Figura 3B), são controlados pelos diques e possuem direção NW-SE, enquanto os rios de 4ª e 5ª ordem, mais antigos, são ortogonais (NE-SW) e refletem um segundo sistema de falhas regionais.

Alves e Rossetti (2015) identificaram uma grande frequência de rios em treliça na bacia hidrográfica do baixo curso do rio Paraíba e na bacia hidrográfica do rio Miriri (PB). Tais autores associaram o controle desta rede de drenagem a dobramentos recentes induzidos por esforços distensivos e compressivos no Pleistoceno Tardio. O mesmo padrão foi identificado por Silva e Maia (2017) na bacia hidrográfica do rio Jaguaribe (CE), em função do controle de estruturas tectônicas dúcteis e rúpteis condicionadas por *trends* estruturais de direções NE-SW e E-W.

Na região de Cáceres (MT), sobre os dobramentos Neoproterozóicos da Faixa Paraguai do ciclo Brasileiro (ALVARENGA e TROMPETTE, 1993), a drenagem em treliça é suavemente arqueada (Figura 1A) em função das sinclinais e anticlinais dentro das sequências sedimentares dobradas. Este é considerado um subtipo de padrão em treliça, denominado de treliça recurvada (HOWARD, 1967) ou padrão arqueado (TWIDALE, 2004).

O mesmo padrão ocorre na Faixa Brasília, entre Minas Gerais e Goiás (UHLEIN et al, 2012), os quais se diferem pela frequência e atividade tectônica das dobras e pelo nível de exumação das camadas dobradas, criando aspectos diferenciados na rede de drenagem.

2.3. Padrão paralelo e subparalelo

O padrão paralelo consiste em um sistema de canais orientados segundo a mesma direção e quase sempre com confluências com ângulos agudos. De acordo com Twidale (2004), este padrão está associado ao controle de fluxo pelo gradiente e pela ausência de interferência estrutural. Outros autores associam este padrão de drenagem ao controle de falhas paralelas ou regiões com lineamentos topográficos paralelos (CHRISTOFOLETTI, 1980; DEFFONTAINES e CHOROWICZ, 1991).

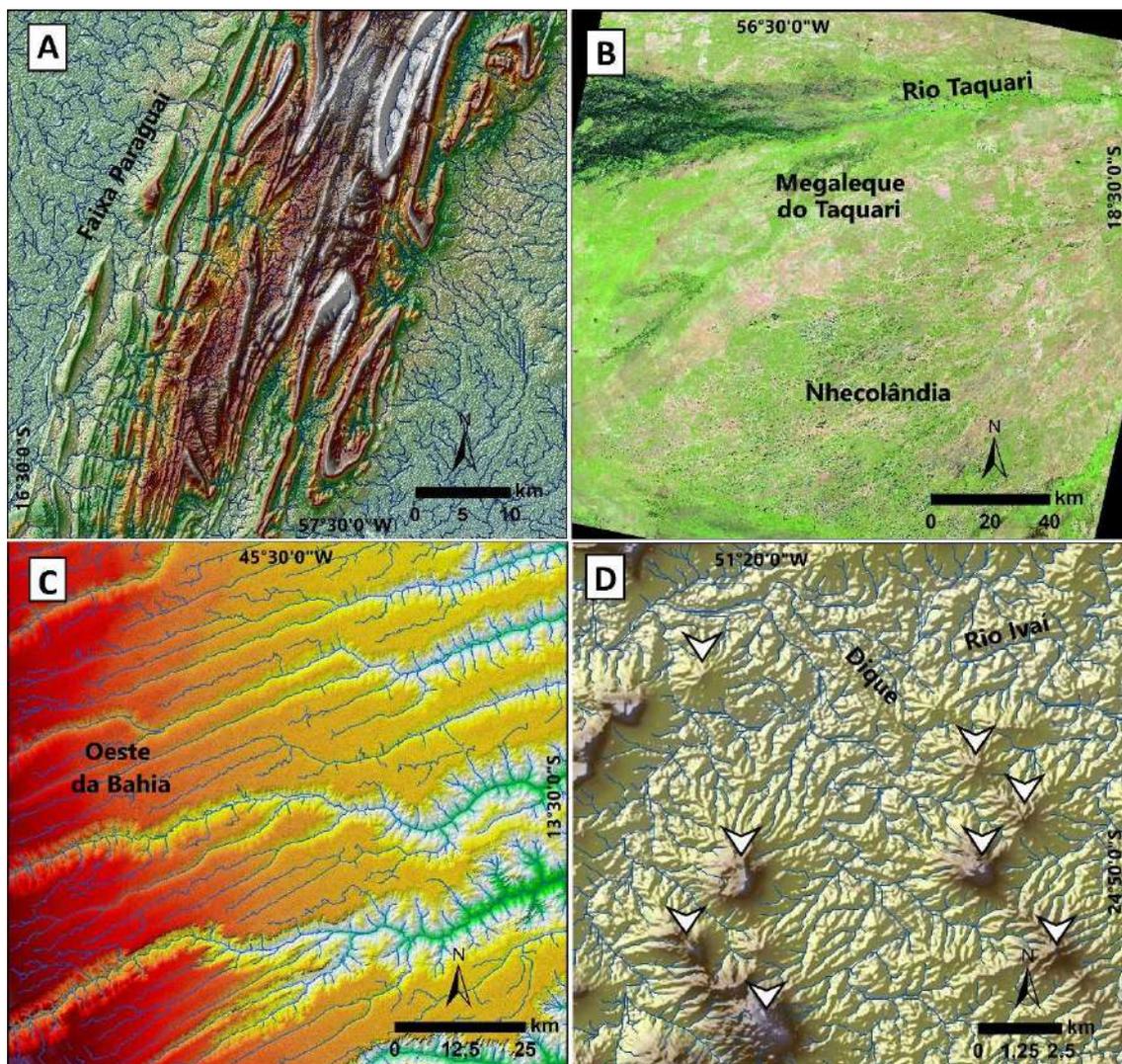


Figura 1. Em “A”, os dobramentos Neoproterozóicos da Faixa Paraguai sustentam um sistema em treliça recurvada no estado do Mato Grosso. Em “B”, o megaleque do rio Taquari (MS), o mais extenso leque aluvial do mundo. O rio Taquari é o rio ativo deste sistema. Nhecolândia é um complexo sistema de lagos situados na porção sul do megaleque. Em “C”, o sistema paralelo de rios do oeste da Bahia, no Cráton do São Francisco. Estes rios são controlados por estruturas rúpteis subparalelas, por isso adquirem este padrão. Em “D”, um sistema de domos estruturais alinhados com a direção dos diques da Zona de falha Curitiba-Maringá controlam um sistema de canais multirradiais centrífugos no estado do Paraná.

De acordo com Parker (1977), o padrão paralelo pode alternar para uma rede mais ramificada principalmente em função da diminuição da declividade e do aumento da rugosidade do terreno. Esta característica pode ser observada no reverso da *cuesta* da Serra de São Luiz do Purunã (PR), onde a rede adquire um aspecto paralelo onde a inclinação do terreno é mais acentuada e ausente de falhas ortogonais, e depois alterna para o padrão em treliça, em função da diminuição da inclinação do terreno e do aumento do controle estrutural exercido sobre essa área (FIRMINO E SOUZA FILHO, 2017).

A região oeste do estado da Bahia, no Cráton do São Francisco, se destaca pela paisagem marcante de rios que fluem de forma paralela na direção NE-SW em uma área superior a 46 mil km², com canais extensos, superiores a 150 km de extensão (Figura 1C).

A região se encontra sobre o Chapadão Ocidental da Bahia e possui declividades <3%, com baixa rugosidade e relevo plano (SAMPAIO e AUGUSTIN, 2014, JANONI et al., 2016). Os rios são cataclinais e, portanto, nascem na depressão do São Francisco. Em alguns casos, os rios são ressequentes e nascem na superfície da chapada.

Para Janoni et al (2016), estes rios são controlados por um sistema de falhas dextrais de direção NE-SW, provavelmente atribuído a processos neotectônicos. Neste caso, o paralelismo dos canais foi influenciado pelo controle estrutural.

2.4. Padrão retangular

A geometria do padrão retangular é muito semelhante ao padrão em treliça. Contudo, se difere pelo controle dos rios principais. No padrão em treliça, os rios principais possuem uma única direção e certo paralelismo, enquanto um segundo padrão de lineamentos ortogonais controlam canais de ordens inferiores. No sistema retangular, o canal principal flui de acordo com o controle estrutural, tomando diferentes caminhos, sem seguir um padrão único, como na rede em treliça.

De acordo com Huggett (2007), o padrão retangular é menos regular que a rede em treliça e é controlado por juntas e falhas. Em certas condições, este padrão pode facilmente alternar para uma rede em treliça ou até mesmo para o sistema subdendrítico.

Na região de Rio Branco do Sul (PR), situada a noroeste da Bacia Sedimentar de Curitiba, a rede de drenagem possui forma retangular (CUNHA, 2008) em virtude do controle dos diques da Zona de Falha Curitiba-Maringá, de direção NW-SE, e da Zona de Falha Lancinha-Cubatão, de direção NE-SW, que afeta as rochas do embasamento Pré-Cambriano.

A região é composta por sucessões de rochas metamorfizadas e bandadas segundo a direção NE-SW e por corpos granitoides (MINEROPAR, 2001). Aparentemente, o padrão retangular está mais suscetível às zonas metamorfizadas, como nas rochas do Grupo Açungui (Figura 2A), enquanto no Grupo Setuva e nos corpos granitoides, a rede alterna sutilmente para o padrão dendrítico e, por vezes, em treliça. Contudo, existe uma clara relação entre o controle das duas zonas de falhas sobre o padrão retangular nestas áreas, já que, a medida que os rios se afastam da Zona de Falha da Lancinha, a rede alterna para outros padrões.

2.5. Padrão distributário

Embora em alguns casos seja classificado como um padrão dendrítico modificado (HOWARD, 1967), os sistemas distributários possuem características únicas, são bastante comuns e ocorrem em várias regiões do planeta, sobretudo em regiões de clima árido e semiárido, condicionados por enchentes episódicas ou periódicas. Estes sistemas se desenvolvem em passagens de ambientes de canais confinados, como um planalto escarpado, para planícies, formando leques aluviais ou lobos deltaicos (regiões litorâneas).

No Brasil, o sistema distributário mais conhecido é o megaleque do rio Taquari, no Pantanal Mato-Grossense. Este megaleque possui uma área aproximada de 49 mil km² (ASSINE e SOARES, 2004) e um diâmetro aproximado de 250 km, sendo, possivelmente, o mais extenso do mundo. O megaleque do Taquari é composto pelo sistema ativo do rio Taquari (Figura 1B), afluente do rio Paraguai, e por um sistema complexo de paleocanais. Além do megaleque do rio Taquari, o sistema do Pantanal também é composto por outros leques aluviais, como os dos rios Paraguai, Cuiabá, São Lourenço, Taboco, Aquidauana e Nabileque (ASSINE e SOARES, 2004).

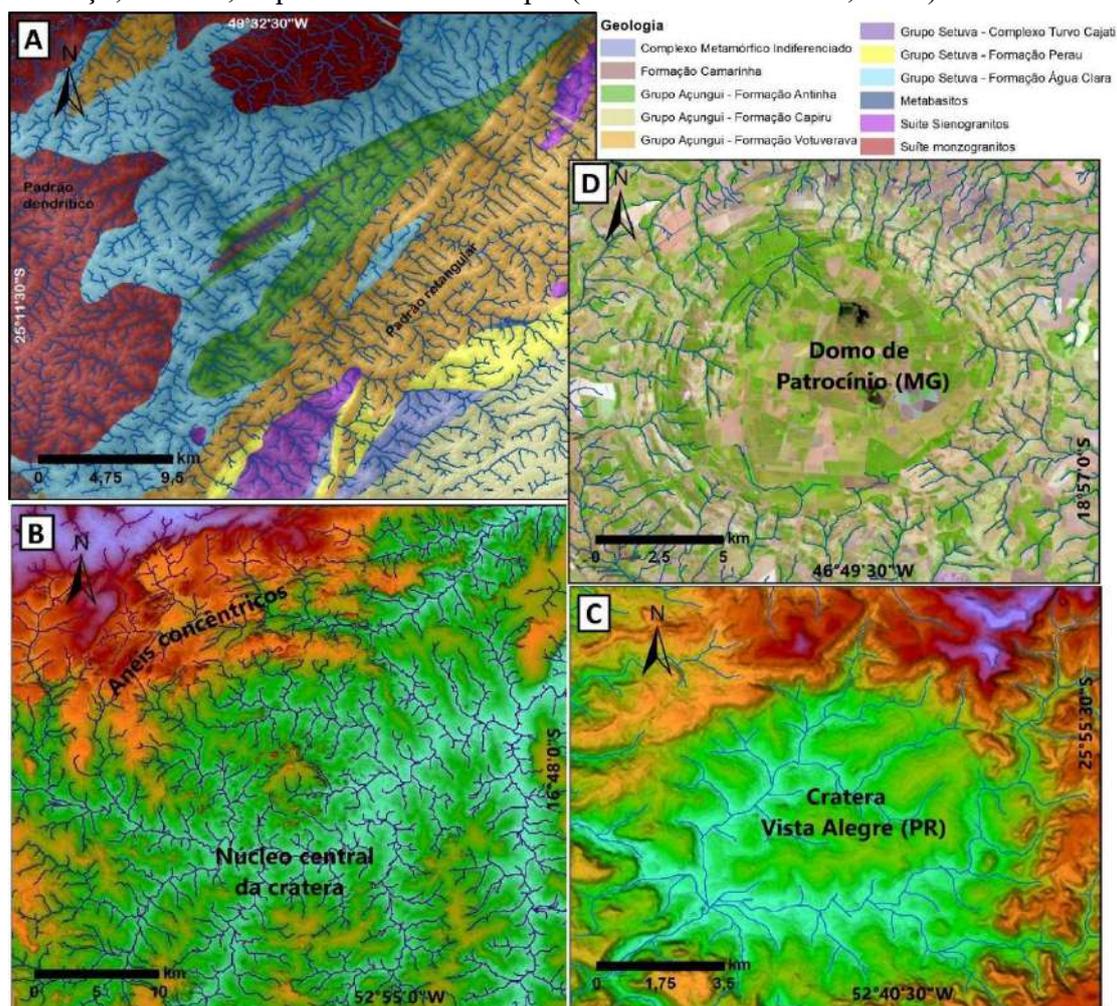


Figura 2. Em "A", o padrão retangular de Rio Branco do Sul (PR). Observar que o padrão é mais compatível com os afloramentos do Grupo Açungui, deformados pela Zona de Falha Lancinha-Cubatão e pelos diques da Zona de Falha Curitiba-Maringá, e alternam para um padrão subdendrítico nas rochas do Grupo Setuva e nos granitóides das Suítes Monzograníticas. Em "B", o domo de Araguainha (MS e GO), formado pelo impacto de um meteorito. Observar que os canais adquirem um padrão dendrítico-anelar em função dos anéis concêntricos formados pelo impacto do bólido, sobretudo na porção NO, onde os anéis estão mais preservados. Em "C", a cratera de Vista Alegre (PR), também formada pelo impacto de um meteorito. Neste caso, a denudação gerou uma depressão dentro da cratera, que condicionou o desenvolvimento de um padrão radial centrípeto de rios que nascem na borda em direção ao centro da cratera. Em "D", o domo de Patrocínio (MG), associado a intrusões vulcânicas. Neste caso, o nível de erosão permitiu a exumação de rochas sedimentares levemente arqueadas, que passaram a controlar o sistema anelar em alto grau.

Cremon (2016) demonstrou que, em razão de um clima sazonal com estações secas e úmidas bem definidas entre 100 e 42 mil anos AP, houve o desenvolvimento de sistemas de drenagem distributário na Bacia Hidrográfica do Rio Branco (RR), na Amazônia setentrional, com a formação dos megaleques Viruá e Caracaraí.

As condições necessárias para a formação de leques aluviais também podem estar ligadas às reativações de falhas e blocos estruturais, como nos leques do Rio Demini (CREMON, 2012) e do Córrego Dourado, no Rio Paraná (SOUZA JUNIOR et al., 2013).

2.6. Padrão radial centrífugo e centrípeto

O padrão radial possui aspectos peculiares em relação aos outros padrões de drenagem. Consiste em rios que divergem de uma mesma direção (centrífugo) ou convergem para uma mesma direção (centrípeto), sempre por meio de confluências com ângulos agudos e canais que não alternam sua direção principal controlados principalmente pela inclinação do terreno. No primeiro caso, os rios são consequentes e fluem de maciços cristalinos, cones vulcânicos ou, mais comumente no Brasil, de domos lacolíticos ou morros testemunhos. No segundo caso, os rios fluem para o interior de crateras vulcânicas ou depressões topográficas, a exemplo do Lago Eyre (TWIDALE, 2004), entre os EUA e o Canadá.

Em geral, no Brasil, este sistema de drenagem possui escala local e está associado a corpos encaixantes e intrusões magmáticas, como o Complexo Alcalino do Morro de São João, no Rio de Janeiro (MOTA et al., 2009), ou até mesmo por domos sustentados por rochas metamorfozadas, como o domo braquianticlinal da Serra de Caldas Novas (NAVARRO et al., 2017), no estado de Goiás.

Na Província Magmática do Paraná, Paiva Filho (2000) e Vargas (2017) relataram a existência de diversas feições dômicas associadas ao vulcanismo Serra Geral, localizadas nos Estados do Paraná, Santa Catarina e Rio Grande do Sul.

Na depressão planáltica entre o Primeiro e o Segundo Planalto do Paraná, entre os municípios de Turvo e Prudentópolis (PR), existe um conjunto de morros testemunhos que possibilitaram o desenvolvimento de uma rede multirradial (HOWARD, 1967 – Figura 1D). Os morros são sustentados por arenitos do Grupo Bauru (Juro-Cretáceo) e, em alguns casos, por basaltos da Formação Serra Geral, e a base da depressão é constituída por pelitos da Formação Rio do Rasto (Permiano-Devoniano).

Contudo, o fato destes morros sustentarem um complexo sistema de canais radiais, indica que os mesmos podem ser constituídos por domos estruturais mais resistentes à erosão (TRATZ, 2017), como lacólitos não exumados, ou pela diferença da resistência litológica de diferentes tipos de cimentação do arenito Botucatu. Embora não haja estudos mais detalhados sobre a região, a forma dos morros testemunhos e a rede de drenagem indicam que a superfície depressionada apresenta um estágio evolutivo muito específico e momentâneo da história geológica, permitindo a sustentação de morros testemunhos.

O mesmo padrão foi identificado por Alves e Rossetti (2015) entre as bacias hidrográficas dos rios Mamanguape e Miriri (PB) em virtude de uma feição dômica

gerada por esforços compressivos no Pleistoceno tardio e no Holoceno. Na região do rio Uatumã, na Bacia Hidrográfica do rio Amazonas, Ibanez (2007) identificou um complexo sistema de canais multirradiais e anelares, aos quais associou a blocos basculados, domos falhados e estruturas dômicas.

Padrões convergentes são raros e ocorrem em condições muito específicas. Sua classificação também depende da interpretação do arranjo e da conjunção de canais. Para Twidale (2004), rios que nascem em escarpas de desfiladeiros de formato côncavo podem ser entendidos como padrões centrípetos incompletos, mas não seguem exatamente os critérios descritos pela literatura.

Na cratera de Vista Alegre (Figura 2C), no estado do Paraná, os córregos Quieto e Lambedor e seus tributários fluem em direção à depressão formada por um impacto meteorítico (CROSTA et al., 2018). Dentro da depressão, sobre brechas polimíticas de impacto, os rios adquirem um aspecto que alterna entre um padrão centrípeto para um padrão dendrítico, em função da escala. O mesmo ocorre parcialmente na cratera de Colônia, em São Paulo (RICCOMINI et al., 2011). Na literatura, Howard (1967) descreve este padrão como dendrítico com influência radial-anelar.

2.7. Padrão anelar

O padrão anelar se constitui em uma rede de canais principais dispostos em um padrão circular concêntrico, conectados por um segundo sistema de canais que divergem de um ponto central (HUGGETT, 2007). O principal sistema é constituído por canais ortoclinais ou subsequentes, enquanto o segundo sistema é constituído por tributários obsequentes ou ressequentes.

Este padrão se desenvolve em estágios mais avançados de exumação de domos estruturais, a exemplo da cratera do vulcão extinto em Patrocínio (Figura 2D), em Minas Gerais (CASSETI, 1977). É provável que no passado, esta cratera, semelhantemente ao que acontece no domo de Caldas Novas (NAVARRO et al., 2017), também tenha sustentado um sistema de canais radiais centrífugos. Contudo, a exumação do domo permitiu o afloramento de camadas alternadas de rochas metassedimentares, inclinadas em função do corpo encaixante. Este complexo sistema de afloramentos sustenta uma sucessão de canais anelares ortoclinais em volta do domo.

Sistemas anelares também foram identificados na Amazônia por Ibanez (2007), na região de Uatumã, e por Rossetti et al. (2017), na bacia hidrográfica do Rio Madeira.

O mesmo mecanismo de controle pode ser observado em crateras complexas (FRENCH, 1998), com diâmetros ≥ 4 km, formadas por impactos de maior expressão. Estes astroblemas possuem um núcleo central soerguido e sistemas anelares concêntricos de falhas de colapso ou colinas elevadas.

No Brasil, as crateras de Araguinha (CROSTA et al., 2018), entre Mato Grosso e Goiás, e da Serra da Cangalha (CROSTA et al., 2018), no Estado do Tocantins, possuem uma rede de drenagem com um aspecto dendrítico/anelar. No domo de Araguinha (Figura 2B), os tributários dos rios Araguinha, Araguaia e ribeirão São João são

influenciados pelos múltiplos anéis concêntricos formados por cristas, colinas, faixas deprimidas e vales. Contudo, estas cristas foram cortadas pelos sistemas de drenagem, desencadeando suas erosões. Embora estas feições se encontrem em estágios avançados de exumação, ainda preservam uma aparência anelar da rede de drenagem. Este aspecto morfológico é, certamente, o principal indicador destas estruturas de impacto na Terra.

3. ANOMALIAS DE DRENAGEM COMO INDICADORES NEOTECTÔNICOS

As anomalias de drenagem se constituem em trechos fluviais que destoam do padrão geral da rede de drenagem, como trechos retilíneos em sistemas dendríticos, por exemplo, ou trechos retos com direções incompatíveis com o arranjo do controle estrutural.

Para Howard (1967), uma anomalia de drenagem constitui um desvio local, em algum lugar, da drenagem regional e/ou padrão de drenagem, tendo por base sua conhecida estrutura regional e/ou topografia. As anomalias podem ser inflexões e curvas anômalas, meandros isolados e comprimidos, assimetrias de drenagem, rupturas de declive (*knickpoints*), bacias hidrográficas suspensas, decapitação e capturas de drenagem, entre outras. Portanto, as anomalias estão quase sempre associadas ao controle tectônico ou estrutural. Estas anomalias foram sistematizadas por Howard (1967), Ouchi (1985), Summerfield (1991), Bezerra (2003), Twidale (2004), entre outros.

O uso de sensores remotos e imagens de satélites para a identificação destes padrões de lineamentos são realizados desde a década de 1980. Contudo, a adoção de novos dados, como os Modelos Digitais de Elevação, a saber, o SRTM, ASTER GDEM e o ALOS AW3D30, contribuiu bastante com o aumento significativo do número de estudos que abordam este tema na geomorfologia, sobretudo nos últimos 15 anos, embora as principais interpretações ainda sejam feitas com o auxílio de imagens de satélite, que também avançaram e muito em qualidade e resolução, como os programas *CBERS-2B* (sensor *HRC*), *CBERS 4* e o *Landsat 8*.

O uso de SIGs para a sistematização de padrões de lineamentos por meio da confecção de diagramas de roseta (o que antes era feito de forma manual) também vem auxiliando bastante nestes estudos. A adoção de VANTs (Veículos Aéreos Não Tripulados) preencheu uma grande lacuna na geomorfologia, principalmente para identificar estruturas em leitos rochosos em áreas que antes eram inacessíveis. Estes procedimentos se definem como metodologias de análise nesta área.

3.1. Retilinearidades e lineamentos de drenagem

Lineamentos são discontinuidades estruturais associadas a falhas ou juntas e onde a rede de drenagem pode se adaptar de forma ativa ou passiva. No primeiro caso, a drenagem é contemporânea aos esforços que produziram a movimentação da estrutura. Ela é passiva quando a rede se adapta a estruturas herdadas de esforços que nuclearam falhas antigas. Para Twidale (2004), setores lineares curtos (até alguns quilômetros, mas

comumente apenas algumas dezenas de metros) podem estar relacionados a juntas ou falhas. Rios retilíneos e extensos são certamente devidos à influência de falhas.

De acordo com Russell (1935), as fraturas se desenvolvem pela continuação ou renovação do estresse dentro do canal em zonas lineares de tensão, isto porque os cristais em tensão estão em desequilíbrio e mais vulneráveis às intempéries e, conseqüentemente, à erosão do que os seus homólogos menos estressados. Exemplo disso ocorre em leitos de rochas vulcânicas máficas fraturadas preenchidas por veios de calcita, como nos basaltos da Formação Serra Geral (Figura 3A). Os cristais de calcita estão mais desgastados pela erosão fluvial do que os basaltos homólogos, criando condições para o desenvolvimento de trechos estruturalmente controlados.

Na literatura brasileira, trechos retilíneos estão quase sempre associados aos padrões de lineamentos e zonas de falhas, portanto são considerados indicadores neotectônicos, conforme estudos de Sternberg (1950), Souza Filho et al. (1999), Silva et al. (2007), Maia e Bezerra (2012; 2013), Paranhos Filho et al (2013), Alves e Rossetti (2015), entre outros, embora estes rios estejam situados em um domínio intraplaca.

Sistemas retilíneos compatíveis com zonas de falhas foram identificados no Pantanal Mato-grossense (PARANHOS FILHO et al., 2013), no sistema fluvial Guaporé-Mamoré-Alto Madeira (SOUZA FILHO et al., 1999; HAYAKAWA e ROSSETTI, 2012), no rio Tapajós (SANTOS et al., 2011), na Ilha de Marajó (MANTELLI e ROSSETTI, 2009) e na Bacia Potiguar (MAIA e BEZERRA, 2012; 2013).

Padrões retilíneos de drenagem controlados por zonas de falhas também foram identificados na Bacia Sedimentar do Paraná por Fortes et al. (2005), no rio Ivinhema (MS), Fúlfaro et al. (2005), no rio Paraná, Souza Júnior et al. (2013), no rio Ivaí (PR), Guedes et al. (2015), no rio Pardo (SP) e seus tributários, Firmino e Souza Filho (2017), no rio Tibagi (PR) (Figura 3B), Firmino e Fortes (2018), no rio Goio-Erê (PR), Santos et al. (2019), nos rios Lava-Tudo e Pelotas (SC) e seus tributários, entre outros.

Aparentemente, existe uma clara relação entre lineamentos de drenagem e reativações Quaternárias no território brasileiro, embora essas reativações sejam sutis. Contudo, alguns cuidados devem ser tomados, já que nem todos os lineamentos estão associados a falhas ativas e podem refletir estruturas do embasamento, geradas ou reativadas em diferentes períodos geológicos.

Associar uma anomalia de drenagem a falhas ativas requer muito mais dados do que apenas a interpretação de imagens de satélite. O cuidado deve ser ainda maior para regiões afastadas dos cinturões orogênicos, como é para o território brasileiro. Portanto, análises da rede de drenagem devem ser conciliadas com estudos de geologia estrutural, como análises descritivas de cinemática e zonas de falhas, fraturas e bandas de deformação, além da aquisição de atitudes estruturais e a sistematização de paleotensões em escala regional.

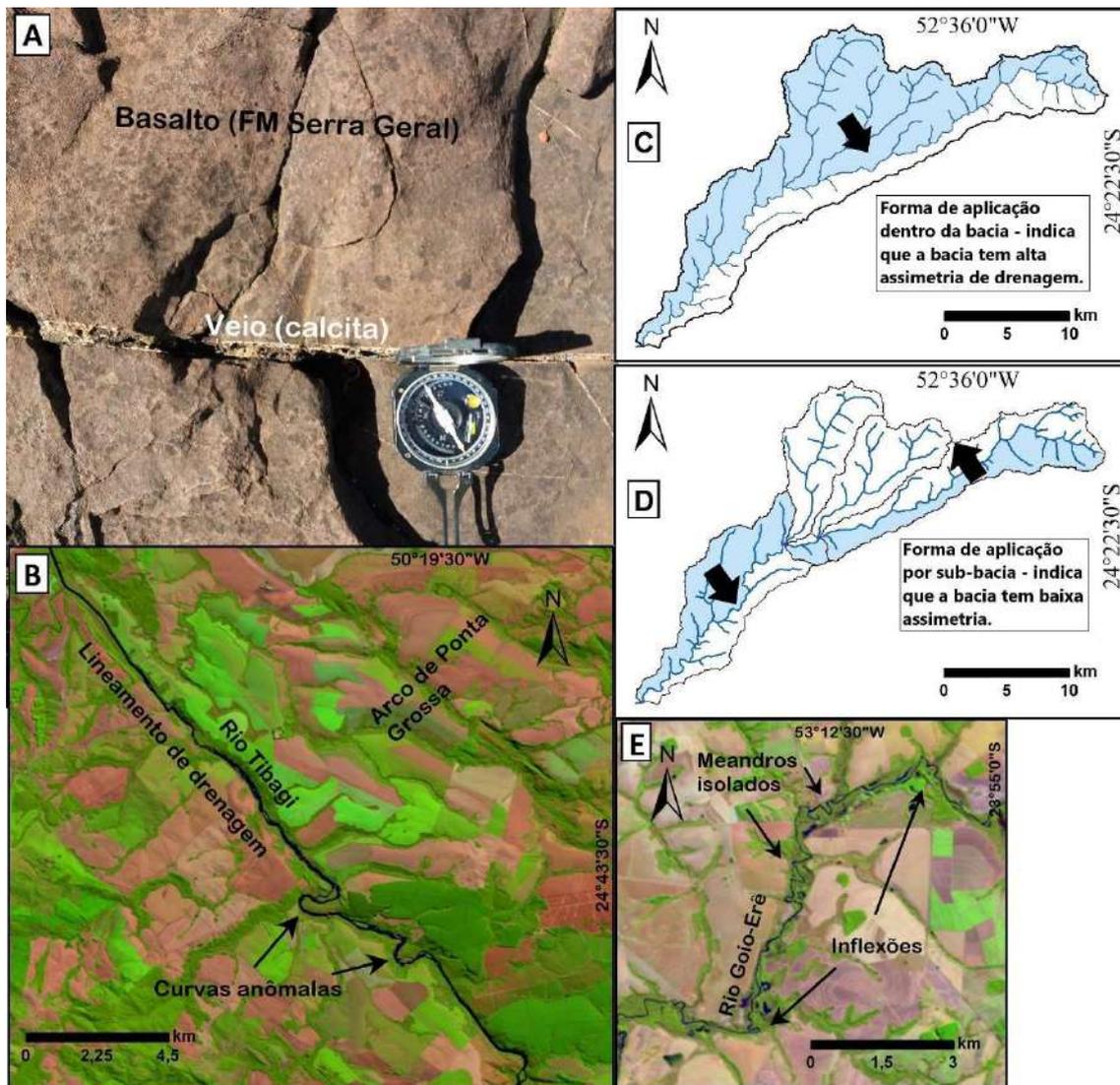


Figura 3: Em “A” é possível observar um veio de calcita em basaltos da Formação Serra Geral. O local corresponde ao leito do rio Piquiri, no Paraná, e os veios estão mais desgastados pela erosão fluvial do que os basaltos homólogos, indicando o início de um processo de controle estrutural. Em “B”, um lineamento de drenagem com ~10 km no rio Tibagi (PR), de direção NW, compatível com a direção dos diques do Arco de Ponta Grossa. Estes segmento do curso do rio Tibagi demarca exatamente o flanco SW do arqueamento (FIRMINO, 2016) dentro da Bacia Sedimentar do Paraná. Também ocorrem curvas anômalas dentro deste lineamento, associadas ao cruzamento de estruturas rúpteis. Em “C” e “D”, duas formas de aplicação do índice geomórfico de assimetria de drenagem, no qual é calculado a área dos dois lados da bacia. Em “C”, o índice é empregado em toda a bacia, e indica um forte processo de assimetria homogênea, embora o curso esteja quase perfeitamente encaixado no eixo central de sua sub-bacia. Em “D”, o índice é aplicado de forma correta, dentro da sub-bacia do curso principal por segmento e indica um processo de assimetria heterogênea. Em “E”, meandros isolados e inflexões no rio Goio-Erê (PR), associados ao acúmulo de sedimentos dentro do canal, controlados por zonas de falhas.

3.2. Inflexões e curvas anômalas

As curvas anômalas são leves desvios do curso fluvial geralmente localizadas em trechos retilíneos, embora não alterem a direção do curso. Em contrapartida, as inflexões são desvios abruptos da drenagem que alteram a direção do curso fluvial geralmente por

um intervalo curto ou contínuo. Ocorrem geralmente quando o curso de um fluxo pré-existente é desviado por uma falha ou deformação (TWIDALE, 2004).

Contudo, algumas interpretações podem ser equivocadas. Deduz-se que, se o canal foi desviado de forma abrupta, formando ângulos retos ou obtusos, o desvio foi condicionado por controle estrutural ou tectônico. Contudo, a drenagem pode ser superimposta (TWIDALE, 2004) às estruturas do terreno, como ocorrem em sistemas em treliça e retangular, indicando que os desvios não foram gerados por processos neotectônicos, e sim pela exumação destas estruturas. Em todo caso, curvas e inflexões são fortes indicadores neotectônicos sobretudo em sistemas com ausência de controle estrutural.

Para Bishop (1995), um sistema de inflexões com ângulos obtusos se constituem em cotovelos de captura (*elbow*) e são assinaturas de processos de pirataria. Quase sempre envolvem a existência de drenagem farpada ou padrões de paleodrenagem com gancho de peixe. Além da curvatura, o processo de captura também inclui um vale seco com depósitos fluviais entre o cotovelo de captura e as novas cabeceiras do rio interrompido, formando um baixo divisor.

No Brasil, as inflexões são quase sempre associadas a reativações de falhas neotectônicas, como observado no baixo curso do Rio Apodi-Mossoró, no rio Grande do Norte (MAIA e BEZERRA, 2013), na porção norte da Bacia Paraíba (ALVES e ROSSETTI, 2015), em sistemas lacustres na Amazônia (SOUZA FILHO et al., 1999), na bacia hidrográfica do Rio Madeira (HAYAKAWA e ROSSETTI, 2012), na bacia do Rio Branco, em Roraima (CREMON, 2016) e na bacia do Rio Negro (ALVES et al., 2020).

No rio Tibagi (PR), curvas anômalas (Figura 3B) e inflexões foram associadas ao cruzamento de lineamentos no leito do rio e pelo controle de diques de diabásio (FIRMINO e SOUZA FILHO, 2017). No rio Paraná, a curva anômala situada próximo à desembocadura do rio do Peixe, em São Paulo, é concordante com o lineamento de Guapiara (NW-SE) e foi condicionada por uma falha antitética que mergulha para W em função de uma reativação neotectônica Quaternária (FULFARO et al., 2005).

Ainda no estado do Paraná, na sua região Noroeste, Couto (2015) associou as diversas inflexões de drenagem em tributários do rio Ivaí, sobretudo da sua margem esquerda, à cotovelos de capturas de drenagem, em decorrência do processo de reorganização da rede durante o Quaternário. Estudos feitos na confluência do rio Ivinhema com o rio Paraná por Fortes et al. (2005) indicam mudanças abruptas no padrão de drenagem, que foram associadas à atividade tectônica quaternária, a partir de esforços distensivos relacionados a um sistema de falhas antitéticas.

3.3. Assimetrias de drenagem e de vales confinados

As assimetrias de drenagem são interpretadas como cursos fluviais que fluem com maior frequência para um dos lados de sua bacia hidrográfica, gerando uma assimetria do curso dentro da bacia. Cox (1994) observou que este processo pode ser influenciado por forças externas, como basculamento de blocos estruturais causados por forças tectônicas,

ou por forças internas, ligadas à dinâmica do curso fluvial como o deslocamento progressivo do canal em função da erosão de diques marginais de paleocanais. No primeiro caso, o deslocamento é homoclinal e uniforme, enquanto no segundo caso, o deslocamento tende a ser aleatório para cada segmento do canal.

Hare e Gardner (1985) e Cox (1994) propuseram índices geomórficos para descrever as assimetrias de drenagem de forma quantitativa. Na literatura brasileira, esses índices são comumente utilizados, embora, muitas vezes, mal interpretados. Portanto, este é um dos indicadores que mais geram resultados duvidosos em análises geomorfológicas, principalmente porque são interpretados como basculamentos tectônicos e empregados de forma errada em diferentes padrões de drenagem. Por exemplo, em vários estudos (CAMOLEZI et al., 2012; FIRMINO, 2016; PEYERL et al., 2018; entre outros) este método de análise foi empregado em bacias dendrítica, geralmente compostas por rios de vales confinados. Contudo, este sistema de drenagem possui uma ramificação aleatória de canais dentro da bacia e qualquer canal de 1ª ordem pode ser interpretado como o curso principal (Figuras 3C e D).

Em alguns casos, a escolha do canal principal foi determinante para o resultado de assimetria dentro da bacia para a qual está sendo analisada, induzindo a um resultado duvidoso. Outro equívoco é aplicar estes índices em canais confinados, já que a proposta é identificar processos de migração do canal, o que dificilmente aconteceria nestas condições em razão do confinamento, levando em consideração os mecanismos mencionados por Cox (1994).

Em algumas condições, os resultados são bastante condizentes com um processo de basculamento tectônico geral, como nas planícies do sul da Amazônia (ROSSETTI et al., 2017) e na região central da Amazônia (IBANEZ et al., 2014), próximo à confluência dos rios Negro e Solimões, ou em virtude do controle de falhas e da movimentação de blocos estruturais, como na Bacia de Curitiba (SALAMUNI et al., 2004), os quais foram reativados durante o Pleistoceno, ou mesmo na região oeste do estado de Santa Catarina (JACQUES et al., 2014), em função do atual regime tectônico compressivo E-W.

Em cursos aluviais, o processo de migração lateral do canal é fácil de se interpretar em razão do abandono de terraços ao longo do deslocamento (SANTOS et al., 2019b), como o que ocorre para a margem esquerda do curso médio do rio Paraná, a jusante da confluência com o rio Paranapanema, o qual foi condicionado por uma falha lítrica que mergulha para NW (FORTES et al., 2005).

Como forma de identificar assimetrias geradas por esforços tectônicos em rios confinados, Firmino (2016) propôs uma variação do índice de Cox (1994), contudo, aplicado no vale principal, na porção média da bacia do rio Tibagi (PR), baseado na prerrogativa de que, sob influência de basculamento, os cursos passariam a erodir com maior intensidade a margem que está sofrendo subsidência. Contudo, outros fatores também podem influenciar na assimetria de vales, como a atitude das camadas (ARAÚJO et al., 2003) e a própria erosão marginal causada pelo deslocamento de meandros encaixados (CHRISTOFOLETTI, 1980), por exemplo.

Estudos mais recentes (WILLETT et al., 2014) indicam que as assimetrias de drenagem também podem ser resultado de processos de capturas de canais como consequência da reorganização da rede (BISHOP, 1995), aumentando a área de drenagem para um dos lados da bacia. Nestas condições, o emprego dos índices geomórficos citados podem ser viáveis para bacias com vales confinados, sobretudo para indicar de que forma estes mecanismos de captura alteram a hidrodinâmica dentro da bacia. Contudo, existem poucos estudos sobre estes processos na literatura brasileira (SALGADO et al., 2018).

3.4. Meandros isolados e comprimidos

Os meandros isolados e comprimidos se constituem em trechos de canais aparentemente influenciados pela estrutura do terreno com aumento de sinuosidade em trechos de planícies aluviais. Este processo pode ocorrer em rios de planície, com leito predominantemente aluvial ou em rios confinados de leitos rochosos, em áreas de acumulação de sedimentos colúvio-aluviais.

Para Deffontaines e Chorowicz (1990) os dois processos estão associados ao controle de domos estruturais como feições negativas no relevo. Thornbury (1985) associou este fenômeno, além da formação de ilhas fluviais e ramificação de canais, à subsidência local de blocos estruturais. Ouchi (1985) sugeriu o mesmo mecanismo, já que as mudanças na forma do canal estariam ligadas às forças tectônicas. Ramasamy et al. (2011) associou a existência de meandros isolados no sul da Índia ao controle por falhas transcorrentes, sendo considerado como critério anômalo apenas os meandros localizados nas intersecções de lineamentos de drenagem ou confinados em sistemas de lineamentos subparalelos.

Na literatura brasileira, poucos casos de meandramento isolado foram documentados, embora possivelmente existam vários exemplos. Em quase todos os estudos, também há pouco interesse em compreender os mecanismos que envolvem este processo. Meandros isolados foram relatados por Cremon (2016) nos tributários do rio Branco, por Hayakawa e Rossetti (2012) nos tributários do rio Madeira, por Alves e Rossetti (2015) na Bacia Paraíba, e por Firmino e Fortes (2018) no rio Goio-Erê (Figura 3E), no Paraná.

4. PROPOSTAS METODOLÓGICAS

Embora a geomorfologia tenha avançado bastante nos estudos dos padrões e anomalias de drenagem, principalmente com o intuito de entender as estruturas do terreno e deformações neotectônicas, existem estudos na literatura internacional em geomorfologia fluvial que são muito mais abrangentes e que avançam para áreas ainda pouco exploradas pela geomorfologia brasileira. Como exemplo, os estudos da topologia da rede de drenagem, que interessam não apenas a geomorfologia como ciência, mas também as ciências planetárias.

Neste momento serão abordados três métodos quantitativos da topologia da rede de drenagem e que também servem como indicadores estruturais ou neotectônicos ainda pouco explorados pela literatura brasileira.

4.1. Índice de Anomalia Hierárquica

Proposto por Avena et al. (1967), o índice de anomalia hierárquica é uma forma quantitativa de avaliar como a neotectônica afeta as confluências da rede de drenagem. O índice se baseia na classificação proposta por Strahler (1957), que consiste basicamente na hierarquização clássica em que todas as nascentes são considerados canais de 1ª ordem, e que dois fluxos de 1ª ordem formam um fluxo de 2ª ordem, dois fluxos de 2ª ordem formam um fluxo de 3ª ordem, e assim por diante, com um decréscimo de canais por hierarquia semelhante a uma Progressão Geométrica inversa.

De acordo com Bahrami (2013), o número de tipos de confluências dentro das bacias hidrográficas aumenta de acordo com a ordem do canal na desembocadura das bacias. Por exemplo, uma bacia hidrográfica com um rio de até 4ª ordem tem 6 tipos de confluências possíveis (1ª → 2ª, 1ª → 3ª, 1ª → 4ª, 2ª → 3ª, 2ª → 4ª e 3ª → 4ª ordem) enquanto que, uma bacia com um rio de até 5ª ordem tem até 10 tipos de confluências possíveis (1ª → 2ª, 1ª → 3ª, 1ª → 4ª, 1ª → 5ª, 2ª → 3ª, 2ª → 4ª, 2ª → 5ª, 3ª → 4ª, 3ª → 5ª e 4ª → 5ª ordem). As confluências geralmente têm organização hierárquica (isto é, 1ª → 2ª, 2ª → 3ª e 3ª → 4ª ordem de acordo com Strahler, 1957), enquanto algumas confluências têm anomalias hierárquicas (isto é, 1ª → 3ª, 1ª → 4ª, 2ª → 4ª ordem). Em geral, fluxos de ordem i que confluem para fluxos de ordens $i + 2$, $i + 3$ e etc são confluências anômalas.

Bahrami (2013) propôs uma equação para testar este modelo em bacias hidrográficas, que consiste no Índice de Anomalia Hierárquica (Δa). Este índice é obtido a partir da definição do número de anomalia hierárquica (Ha). O Ha consiste no número mínimo de segmentos de primeira ordem necessários para tornar a rede perfeitamente hierárquica (GUARNIERI e PIRROTTA, 2008). O modelo de Bahrami (2013) prevê o número de anomalia hierárquica para cada confluência ($Ha_{i \rightarrow j}$) e o número de anomalia hierárquica de toda a bacia (Ha_t).

O $Ha_{i \rightarrow j}$ é um valor padrão para cada nível de confluência hierárquica (Figura 4) e é calculado com base na seguinte equação:

$$Ha_{i \rightarrow j} = 2^{j-2} - 2^{i-1}$$

O número de correntes para cada confluência ($Ns_{i \rightarrow j}$) é obtido de forma manual e consiste no número de canais de ordem i que confluem para canais de ordem j (Figura 4).

O Ha_t é calculado a partir da soma de todos os valores de $Ha_{i \rightarrow j}$ multiplicado pelo valor de $Ns_{i \rightarrow j}$, conforme a seguinte equação:

$$Ha_t = \sum (Ha_{i \rightarrow j} \times Ns_{i \rightarrow j})$$

O índice Δa é calculado a partir de Ha_t dividido pelo número real de fluxos de primeira ordem (N_1) (GUARNIERI e PIRROTTA, 2008; BAHRAMI, 2013), conforme a seguinte equação:

$$\Delta a = \frac{Ha_t}{N_1}$$

Quanto maior for o número de confluências anômalas dentro de uma bacia hidrográfica, maior será o valor de Δa , o que pode significar que a bacia hidrográfica foi influenciada por estruturas ou esforços que impediram a instalação de uma drenagem hierárquica “perfeita”.

Embora este método tenha sido pouco testado (AVENA et al., 1967; GUARNIERI e PIRROTTA, 2008; BAHRAMI, 2013), é uma proposta fácil de ser aplicada para avaliar a topologia da rede de drenagem e como a mesma é afetada pelas estruturas do terreno ou mesmo por uma atividade neotectônica.

A geomorfologia ainda tem uma grande área para ser explorada, e neste contexto, seus interesses podem estar voltados em propor padrões topológicos da rede de drenagem em diferentes condições estruturais, através de métodos empíricos ou experimentais. Por exemplo, baseado na prerrogativa de que os canais de 1ª ordem são controlados pelas estruturas do terreno (DUNNE, 1980), de que forma este controle aumenta ou diminui este número de canais dentro da bacia de forma que afete a topologia da rede de drenagem? Ou de que forma as confluências anômalas são afetadas pelo padrão de drenagem predominante e como estes resultados se alternam para bacias que sofreram capturas de drenagem? Estas são questões pertinentes que podem ser respondidas pela literatura brasileira, baseado no fato de que o Brasil fornece muita área para ser testada.

Este também é um assunto pertinente para entender como as redes de drenagem se comportam em outros mundos (MARS CHANNEL WORKING GROUP, 1983; TOMASKO et al., 2005; DAVIS et al., 2019), levando em consideração que este é um interesse que vêm crescendo na literatura estrangeira, sobretudo na geomorfologia.

4.2. As Leis de Horton

As Leis de Horton (HORTON, 1945) ou “Leis de composição da rede de drenagem” foram pouco testadas na literatura geomorfológica brasileira (CHRISTOFOLETTI, 1980; FERNANDEZ et al., 2013), delegando, muitas vezes, estes estudos à hidrologia. Contudo, é um assunto bastante pertinente e que tem total relação com o controle estrutural ou tectônico. As leis de Horton se baseiam em três indicadores: a “lei do número de fluxos” (R_B), que também é chamada de “Razão de Bifurcação”, a “lei dos comprimentos dos fluxos” (R_L) e a “lei das áreas dos fluxos” (R_A), proposta por Schumm (1956). Horton (1945) demonstrou que os canais estão distribuídos de forma geometricamente inversa por hierarquia dentro das bacias (R_B) e que o comprimento dos fluxos e as áreas das sub-bacias de drenagem (SCHUMM, 1956) estão distribuídas de forma geometricamente direta por hierarquia dentro das bacias de drenagem (R_L e R_A).

Kirchner (1993) testou as Leis de Horton para diferentes topologias da rede de drenagem pelo método de Monte Carlo (SHREVE, 1974) e concluiu que 96% das razões de bifurcação (R_B), 95% das relações de comprimento (R_L) e 98% das razões de área (R_A) se enquadram nas faixas consideradas típicas para as redes de fluxo natural ($3 \leq R_B \leq 5$; $1,5 \leq R_L \leq 3$; $3 \leq R_A \leq 6$). Kirchner (1993) também demonstrou que 96% das parcelas de R_B e R_A têm coeficientes de regressão $R^2 \geq 0,98$ e 95% das parcelas de R_L apresentam $R^2 \geq 0,80$. Em outras palavras, quase todas as redes possíveis obedecem às mesmas “leis” hortonianas observadas em estudos de redes de canais naturais.

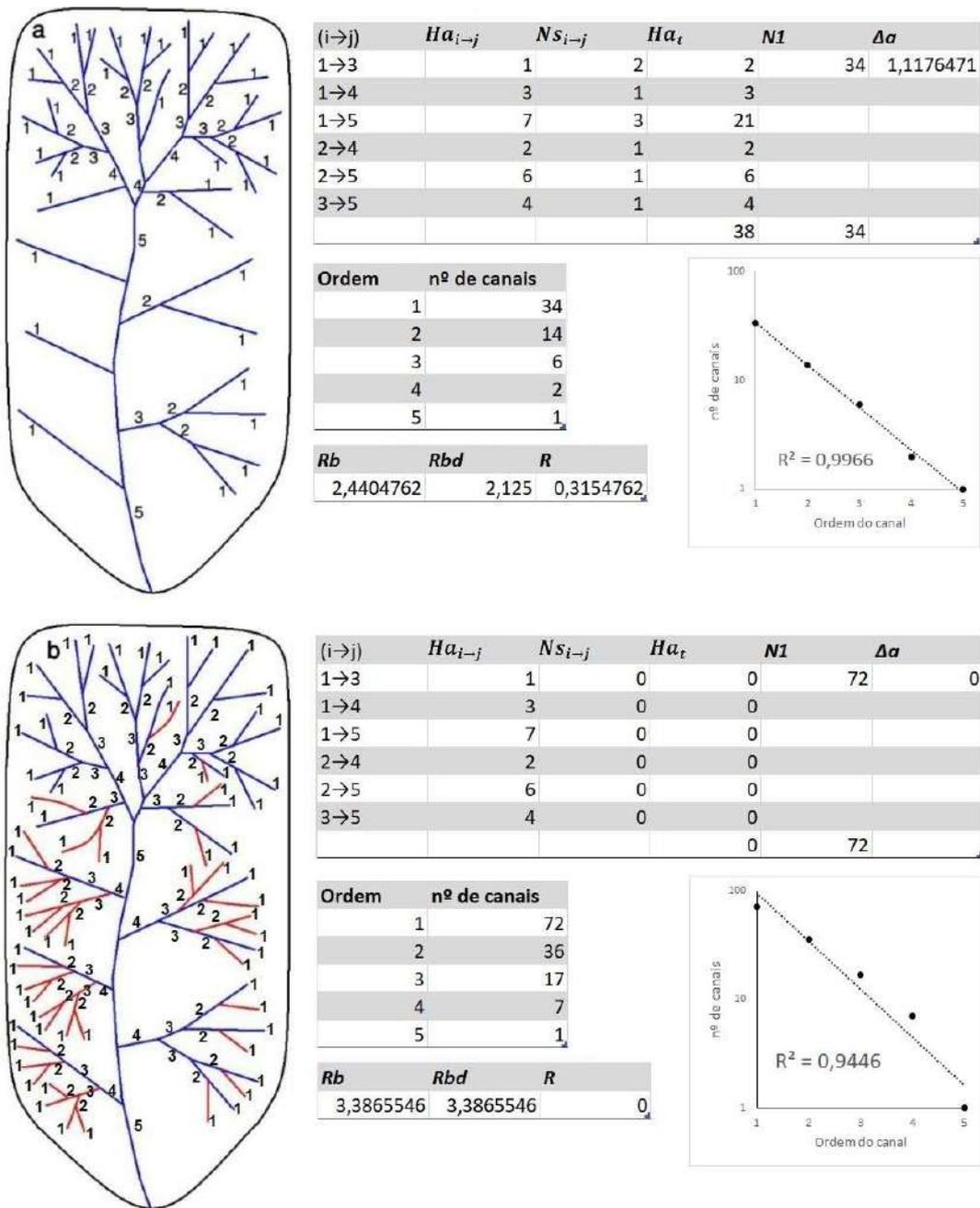


Figura 4. Duas bacias hidrográficas hipotéticas (modificado de Bahrami, 2013). A bacia da figura 4a indica uma situação mais condizente com a realidade, onde existe uma certa quantidade de canais com confluências anômalas. A ausência de ramificações de canais e diminuição de densidade de drenagem no curso baixo da bacia pode ser um indicativo de controle estrutural. Nestas condições, o valor de Δa foi de 1,11, R_b foi de 2,44 e R foi de 0,31, isso porque nem todos os canais confluem diretamente em seu canal de ordem imediatamente superior. Na figura 4b, houve a inclusão de 38 canais de 1ª ordem na bacia hidrográfica, para suprir o valor de Ha_t da bacia da figura 4a e tornar a bacia perfeitamente hierárquica. Esta bacia, hipoteticamente, estaria relacionada à ausência de controle estrutural no curso baixo e os canais teriam se desenvolvido de forma homogênea dentro da bacia de acordo com as Leis de Horton. Em função da ausência de confluências anômalas dentro desta bacia, os valores de Δa e R foram iguais a 0, isso porque todos os canais confluem diretamente para os canais de ordem imediatamente superior. Contudo, os valores de R^2 na bacia da figura 4a se aproximam mais das parcelas das leis de Horton (0,99) do que na bacia da figura 4b (0,94), principalmente por conta do aumento do número de canais de 3ª e 4ª ordens dentro da bacia, que aumentou os valores de R_b por confluência.

Kirchner (1993) também observou que apenas as redes de drenagem afetadas por controle estrutural não se enquadram nas faixas típicas hortonianas e que, portanto, este pode ser um método que pode revelar o grau de controle estrutural e tectônico da paisagem e como este afeta a rede de drenagem. Contudo, Kirchner também observou que se as redes de drenagem tiverem características estruturais únicas, é improvável que estas características sejam reveladas nos números. Portanto, essa proposta requer um certo cuidado com os resultados.

Uma proposta pouco estudada, mesmo na literatura estrangeira, é entender de que forma a distribuição hierárquica do número de canais dentro da bacia de drenagem é afetada por estruturas tectônicas, baseada nos resultados do coeficiente de regressão (R^2) dos valores de R_B . Estes valores implicam no desvio do número de canais de cada ordem dentro da bacia que afetam ou não as progressões hortonianas. Estes mesmos dados podem ser conciliados com os estudos do Índice de Anomalia Hierárquica. Afinal, como que a organização da rede de drenagem se distancia das Leis de Horton de acordo com o aumento ou a diminuição do Índice de Anomalia Hierárquica (Δa) (conforme pode ser visualizado na Figura 4)? Essa é uma proposta que pode fornecer dados valiosos ainda pouco compreendidos sobre o controle tectono-estrutural dos sistemas de drenagem.

4.3. O índice de Bifurcação

O Índice de Bifurcação (R), também empregado por Guarnieri e Pirrotta (2008) e Bahrami (2013), consiste na razão entre dois índices da rede de drenagem conhecidos: a Razão de Bifurcação (R_B) e a Razão de Bifurcação Direta (R_{DB}). De acordo com Guarnieri e Pirrotta (2008), este índice pode fornecer informações úteis sobre a tipologia dos processos erosivos ativos e sobre o grau de evolução de uma bacia hidrográfica.

A Razão de Bifurcação (R_B) é dada pela divisão do número de fluxos de ordem i pelo número de fluxos de $i + 1$ (HORTON, 1945), conforme a seguinte equação:

$$R_{B(i-i+1)} = N_i/N_{i+1}$$

O mesmo cálculo é feito para todas as ordens de drenagem de uma bacia hidrográfica. A Razão de Bifurcação final é dada pela razão entre todos os resultados (a soma de todos os resultados dividido pelo número de ordens de canais dentro da bacia), conforme a seguinte equação:

$$R_B = R_{B(1-2)} + R_{B(2-3)} + R_{B(3-4)}/3$$

A Razão de Bifurcação Direta (R_{DB}) consiste no número de canais de determinada ordem i que confluem diretamente para canais de ordem superior $i + 1$ dividido pelo número absoluto de canais de ordem $i + 1$:

$$R_{DB} = N_{di}/N_{i+1}$$

O Índice de Bifurcação (R) consiste na diferença entre a Razão de Bifurcação (R_B) e a Razão de Bifurcação Direta (R_{DB}), conforme a seguinte equação:

$$R = R_B - R_{DB}$$

Os limiares deste índice para sistemas de drenagem ainda foram pouco testados na literatura. Guarnieri e Pirrota (2008) obtiveram resultados entre 0,10 e 0,74 no lado Siciliano do Estreito de Messina, na Itália, região tectonicamente ativa. Bahrami (2013)

identificou valores entre 0,43 e 1,48 para as Montanhas de Zagros, no Irã, que consiste numa faixa de dobramentos modernos.

O valor de R_{DB} diminui conforme aumenta o número de confluências anômalas dentro da bacia, e R_B sempre vai ser maior que R_{DB} , isso porque R_B representa o número total de confluências, independente se são hierárquicas ou não. Consequentemente, quanto menor for o resultado de R_{DB} , maior será o valor de R .

Tecnicamente deve haver uma clara relação entre os valores de R e de Hat , por exemplo, ou de Δa , mas esta hipótese deve ser melhor testada. Portanto, questões norteadoras podem ser propostas a partir deste índice, como por exemplo, de que forma o controle estrutural e tectônico afetam a rede de drenagem de modo que interfiram nos resultados do Índice de Bifurcação? Ou será que estes resultados estão ligados apenas às questões topológicas? Estes estudos também podem fornecer informações importantes para a geomorfologia fluvial e estrutural.

5. CONCLUSÃO

Este trabalho envolveu um conjunto de dados e exemplos de diferentes padrões de drenagem que ocorrem em todo o território nacional, sendo descritas as classificações mais aceitas (ZERNITZ, 1932, TWIDALE, 2004) sem considerar os sub-tipos de padrões de drenagem, muitas vezes associados às anomalias de drenagem ou padrões de canais (HOWARD, 1967). O reconhecimento e a classificação destes sistemas de drenagem tiveram grandes avanços na literatura geomorfológica brasileira, embora, muitas vezes, tenha sido delegado à geologia o seu entendimento. Estas informações também contribuem para o entendimento do comportamento da drenagem em diferentes litotipos, ou seja, estruturas geológicas distintas do terreno, em que os mecanismos de força, tensão e resistência atuam de formas distintas, bem como os eventos deformadores e os níveis de dissecação do relevo e exumação de estruturas.

Os estudos de anomalias de drenagem apresentados também tiveram grandes avanços na geomorfologia, principalmente para compreender os mecanismos de deformação que envolvem ambientes intraplaca. Estes estudos indicam que alguns setores do território brasileiro são intensamente afetados por estruturas neotectônicas. Contudo, também foi enfatizada a importância destas interpretações, devendo estas estar conciliadas com dados geológicos, sendo ainda uma lacuna que a geomorfologia necessita preencher.

Foi observado que os mecanismos que envolvem a formação de inflexões e curvas anômalas podem estar associados ao controle estrutural, a reativações de estruturas pré-existentes ou ao processo de capturas de drenagem. Também foi destacado que os índices de assimetria por vezes são mal empregados e fornecem resultados duvidosos. Estes devem ainda ser entendidos como mecanismos que envolvem a assimetria de vales confinados e de que forma estes afetam o desenvolvimento de solos em ambas as vertentes. Também são pouco compreendidos os processos que envolvem a geração de meandros isolados em diferentes contextos geomorfológicos, embora muitos casos sejam catalogados.

Por fim, foram propostos três índices geomórficos relacionados à topologia da rede de drenagem, que ainda é uma grande lacuna na geomorfologia brasileira, já que é uma área pouco explorada e de grande interesse internacional. O índice de Anomalia Hierárquica é uma proposta nova e ainda pouco testada, e pode estar relacionada ao controle tectônico. As Leis de Horton, embora não sejam inovadoras, também fornecem informações a respeito do controle estrutural e tectônico. Neste trabalho foi sugerido como a distribuição hierárquica da rede de drenagem é afetada em diferentes tipos de ambientes estruturais. Estes dados podem ser conciliados com o Índice de Bifurcação, que também está relacionado ao número de confluências anômalas dentro das bacias.

Agradecimentos

Os autores agradecem ao GEMA (Grupo de Estudos Multidisciplinar do Ambiente) pelo apoio ao desenvolvimento de pesquisas voltadas à geomorfologia e pelo suporte físico fornecido para pesquisadores desta maravilhosa área de estudo.

Referências Bibliográficas

ALVARENGA C. J. S; TROMPETTE R. Evolução tectônica brasileira da Faixa Paraguai: a estruturação da região de Cuiabá. *Rev. Bras. Geociênc.*, 23:18-30, 1993.

ALVES, F. C.; ROSSETTI, D. F; VALERIANO, M. M. Detecting neotectonics in the lowlands of Amazonia through the analysis of river long profiles. *JOURNAL OF SOUTH AMERICAN EARTH SCIENCES*, v. 100, p. 1-11, 2020.

ALVES, F.C.; ROSSETTI, D. F. Análise morfoestrutural e neotectônica na porção norte da Bacia Paraíba (PB). *Revista Brasileira de Geomorfologia*, v.16, n.4, p.559-578, 2015.

ARAÚJO, C. C; YAMAMOTO, J. K; MADRUCCI, V. Análise morfoestrutural em área de ocorrência de arenito asfáltico, Bacia do Paraná, São Paulo. *Revista do Instituto Geológico*, v. 24, n. 1/2, p. 25-41, 2003.

ASMUS, H. E. Hipóteses sobre a origem dos sistemas de zonas de fratura oceânica; alinhamentos continentais que ocorrem nas regiões sudeste e sul do Brasil. In: Petrobrás. Centro de Pesquisas e Desenvolvimento. Aspectos estruturais da margem continental leste e sudeste do Brasil. Rio de Janeiro. p. 39-73 (Série Projeto Remac, 4), 1978.

ASSINE M. L. & SOARES P. C. Quaternary of the Pantanal, west-central Brazil. *Quaternary International*, 114:23-34, 2004.

AVENA, G.C., GIULIANO, G., LUPIA PALMIERI, E. Sulla valutazione quantitativa della gerarchizzazione ed evoluzione dei reticoli fluviali. *Bollettino della Societa Geologica Italiana* 86, 81–796, 1967.

BAHRAMI, S. Analyzing the drainage system anomaly of Zagros basins: Implications for active tectonics. *Tectonophysics*, 914–928, 2013.

BEZERRA, P. E. L. Análise estrutural da drenagem. IBGE: Belém, 2003.

- BISHOP, P. Drainage rearrangement by river capture, beheading and diversion. *Progress in Physical Geography*, v. 19, n. 4, p. 449-73, 1995.
- CAMOLEZI, B. A.; FORTES, E.; MANIERI, D. D. Controle estrutural da rede de drenagem com base na correlação de dados morfométricos e morfoestruturais: o caso da bacia do ribeirão São Pedro – Paraná. *Revista Brasileira de Geomorfologia*. v. 13, n. 2, p. 212 – 211, 2012.
- CASSETI, V. Estrutura e gênese da compartimentação da paisagem da Serra Megra-MG. Dissertação de Mestrado. FFLCH-USP, S. Paulo:Cegraf, 1977.
- CHRISTOFOLETTI, A. Geomorfologia. São Paulo: Edgard Blucher, 1980.
- COUTO, E. V. Evolução denudacional de longo prazo e a relação solo - relevo no noroeste do Paraná. Tese (doutorado em Geografia), Universidade Federal do Paraná, Curitiba, 112 p, 2015.
- COX, R. T. Analysis of drainage-basin symmetry as a rapid technique to identify areas of possible Quaternary tilt-block tectonics: an example from the Mississippi Embayment. *Geological Society of America Bulletin*, v. 106, p. 571-581, 1994.
- CREMON, E. H. Caracterização morfológica do sistema fluvial do Rio Demini (Amazônia Setentrional) com base em sensoriamento remoto. Dissertação (mestrado em sensoriamento remoto), Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 165 p, 2012.
- CREMON, E. H. Evolução quaternária do rio Branco - norte da Amazônia - com base em dados orbitais e geológicos. Tese (doutorado em sensoriamento remoto), Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 113 p, 2016.
- CRÓSTA, A. P; REIMOLD, W. U; VASCONCELOS, M. A. R; HAUSER, N; OLIVEIRA, G. J. G; MAZIVIERO, M. V; GOES, A. M. Impact cratering: The South American record - Part 1. *Chemie der erde-Geochemistry*, v. 79, p. 1-61, 2018.
- CUNHA, S. B. Geomorfologia Fluvial. In: GUERRA, A. J. T & CUNHA, S. B. Geomorfologia: uma atualização de bases e conceitos. Bertrand Brasil, 8ª Ed., Rio de Janeiro, RJ; 2008.
- DAVIS, J. M., GUPTA, S., BALME, M., GRINDROD, P. M., FAWDON, P., DICKESON, Z. I., & WILLIAMS, R. M. E. A diverse array of fluvial depositional systems in Arabia Terra: Evidence for mid-Noachian to early Hesperian rivers on Mars. *Journal of Geophysical Research: Planets*, 124, 1913–1934, 2019.
- DEFFONTAINES, B.; CHOROWICZ, J. Principles of drainage basin analysis from multisource data: Application to the structural analysis of the Zaire Basin. *Tectonophysics*, v. 194, p. 237-263, 1991.
- DUNNE, T. 1980: Formation and controls of channel networks. *Progress in Physical Geography* 4, 211–39.
- FERNANDEZ, O. V. Q.; TIZ, G. J. ; JESUS, K. A. ; NACKE, S. M. M. . Caracterização Morfométrica da Rede de Drenagem Associada à Cratera de Impacto de Vista Alegre,

Município de Coronel Vivida, Sudoeste do Paraná. *Revista Brasileira de Geografia Física*, v. 6, p. 157-169, 2013.

FERREIRA, F. J. F. Integração de dados aeromagnéticos e geológicos: configuração e evolução tectônica do Arco de Ponta Grossa. Dissertação (mestrado em Geociências), Universidade de São Paulo (USP), São Paulo, 170 pp. 1982.

FIRMINO I. G.; FORTES, E. Anomalias de drenagem da bacia do rio Goio-Erê - PR e significado tectônico. In: Nelson Vicente Lovatto Gasparetto; Marta Luzia de Souza. (Org.). *Ambientes naturais: dinâmica e evolução*. 1ed. Maringá: PGE editora, v. 1, p. 128-140, 2018.

FIRMINO, I. G. Análise morfoestrutural da porção média da bacia do rio Tibagi – PR. Dissertação (Mestrado em Geografia – Análise Ambiental). Universidade Estadual de Maringá – UEM, Maringá – PR, 140 p. 2016.

FIRMINO, I. G.; SOUZA FILHO, E. E. Análise de padrões e de anomalias de drenagem da porção média da bacia do rio Tibagi (PR). *Revista Brasileira de Geomorfologia*, v.18, n.1, p.37-49, 2017.

FORTES, E.; STEVAUX, J. C.; VOLKMER, S. Neotectonics and channel evolution of the Lower Ivinhema River: A right-bank tributary of the upper Paraná River, Brazil. *Geomorphology* 70 325–338 p. 2005.

FRENCH, B. M. *Traces of Catastrophe: A Handbook of Shock-Metamorphic Effects in Terrestrial Meteorite Impact Structures*. LPI Contribution n° 954, Lunar and Planetary Institute, Houston, 120 p, 1998.

FULFARO, V. J. Tectônica do Alinhamento Estrutural do Paranapanema. *Boletim IG. Instituto de Geociências, USP*, V. 5: 129- 138, 1974.

FULFARO, V. J.; ETCHEBEHERE, M. L. C.; SAAD, A. R.; PERINOTTO, J. A. J. The Araras escarpment in the Upper Paraná River: Implications to fluvial neotectonics of the Paraná drainage evolution. *Revista Brasileira de Geomorfologia*, v. 6, n.1, p. 115-122, 2005.

GUARNIERI, P., PIRROTTA, C. The response of drainage basins to the late Quaternary tectonics in the Sicilian side of the Messina Strait (NE Sicily). *Geomorphology*, 95, 260–273, 2008.

HARE P. W.; GARDNER I. W. Geomorphic indicators of vertical neotectonism along converging plate margins. Nicoya Peninsula, Costa Rica. In: MORISAWA M.; HACK J. T. (eds.). *Tectonic Geomorphology. Proceedings of 15th Annual Binghamton Geomorphology Symposium*. 1985.

HAYAKAWA, E. H.; ROSSETTI, D. F. Caracterização da rede de drenagem da bacia do médio e baixo rio Madeira. *Revista Brasileira de Geomorfologia*, v. 13, n. 4, 2012.

HILLS, E. S. *Elements of Structural Geology*. Methuen, London. 483 p. 1963.

HORTON, R. E. Erosional development of streams and their drainage basins. *Geological Society of America Bulletin* 56, 275– 370. 1945.

- HOWARD, A. D. Drainage analysis in geologic interpretation: a summation. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin* 51, 2246–2259, 1967.
- HUGGETT, R. J. *Fundamentals of Geomorphology*. Routledge, Taylor & Francis Group, second edition, London and New York, 2007.
- IBANEZ, D. M. Integração de dados de sensoriamento remoto (SRTM e RADARSAT-1), geologia, gravimetria e magnetometria para estudo morfoestrutural da área do Rio Uatumã, Bacia do Amazonas. Dissertação (Mestrado em Sensoriamento Remoto), Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos – SP, 158 p, 2007.
- IBANEZ, D. M; RICCOMINI, C; DE MIRANDA, F. P. Geomorphological evidence of recent tilting in the Central Amazonia Region. *Geomorphology (Amsterdam)*, v. 214, p. 378-387, 2014.
- JACQUES, P. D.; SALVADOR, E. D.; MACHADO, R.; GROHMANN, C. H.; NUMMER, A. R. Application of morphometry in neotectonic studies at the eastern edge of the Paraná Basin, Santa Catarina State, Brazil. *Geomorphology*, v. 213, p. 13-23, 2014.
- JANONI, C. R. ; CASTRO, M. S. S. ; SANTOS, G. B. ; JANONI, A. S. R. ; SOUZA, D. P. C. . Neotectônica nas Coberturas Sedimentares do Cráton do São Francisco no Oeste da Bahia. *Revista de Geologia (Fortaleza)*, v. 29, p. 93-111, 2016.
- KIRCHNER, J.W. Statistical inevitability of Horton's laws and the apparent randomness of stream channel networks. *Geology*, 21, 591–4, 1993.
- LEINZ, V. Contribuição à geologia dos derrames basálticos do sul do Brasil. *Geologia, Boletim CIII*, n. 5, Faculdade de Filosofia, Ciências e Letras, USP, 61 p, 1949.
- MAIA, R. P.; BEZERRA, F. H. R. Geomorfologia e Neotectônica da Bacia Hidrográfica do Rio Apodi-Mossoró NE/Brasil. *Mercator (Fortaleza. Online)*, v. 11, p. 209-228, 2012.
- MAIA, R.P.; BEZERRA, F. H. R. Tectônica Pós-Miocênica e controle estrutural de drenagem no rio Apodi-Mossoró, Nordeste do Brasil. *Boletim de Geografia, Maringá*, v. 31, n. 2, p. 57- 68, 2013.
- MANTELLI, L. R; ROSSETTI, D. F. Significado Tectônico de lineamentos de drenagem no sudoeste da Ilha do Marajó. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 39, p. 42-54, 2009.
- MARS CHANNEL WORKING GROUP. Channels and valleys on Mars. *Geol. Soc. Am. Bull.* 94, 1035–1054, 1983.
- MINEROPAR – MINERAIS DO PARANÁ S. A. Atlas Geológico do Paraná. Secretaria da Indústria do Comércio e do Turismo do Estado do Paraná. Curitiba - PR, 116 p., 2001.
- MOTA, C. E. M., GERALDES, M. C., ALMEIDA, J. C. H., VARGAS, T., SOUZA, D. M., LOUREIRO, R. O., SILVA, A. P. Características isotópicas (Nd e Sr), geoquímicas e petrográficas da intrusão alcalina do Morro de São João: implicações geodinâmicas e sobre a composição do Manto Sublitosférico. *Revista do Instituto de Geociências - USP, Série Científica*, São Paulo, v. 9, n. 1, p. 85-100, 2009.

- NAVARRO, G. R. B.; ZANARDO, A.; MONTIBELLER, C. C.; CONCEIÇÃO, F. T.; VALERIANO, C.; LEME, T. G.; SIMÕES, L. S. A. Proveniência dos metassedimentos do Grupo Araxá na região de Rio Quente - Caldas Novas. *Geociências (São Paulo)*, v.36, n.2, p.395-413, 2017.
- OUCHI, S. Response of alluvial rivers to slow active tectonic motion. *Geol. Soc. Am. Bulletin*. 96, 504-515, 1985.
- PAIVA FILHO, A. P. Estratigrafia e tectônica do nível dos riódacitos pórfiros da Formação Serra Geral. IGCE-UNESP. Tese (Doutorado em Geociências) - Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, 268 p, 2000.
- PARANHOS FILHO, A. C; NUMMER, A. R; ALBREZ, E.A; RIBEIRO, A. A; MACHADO, R. A study of structural lineaments in Pantanal (Brazil) using remote sensing data. *Anais da Academia Brasileira de Ciências (Impresso)*, v. 5, p. 913-922, 2013.
- PARKER, R. S. Experimental study of drainage basin evolution and its hydrologic implications. *Hydrology Papers, Colorado State University*, 90, 58 p, 1977.
- PEYERL, W. R. L., SALAMUNI, E., SANCHES, E., NASCIMENTO, E. R., SANTOS, J. M., GIMENEZ, V. B., SILVA, C. L., FARIAS, T. F. S. Reactivation of Taxaquara Fault and its morphotectonic influence on the evolution of Jordão River catchment, Paraná, Brasil. *Brazilian Journal of Geology*, 48(3): 553-573, 2018.
- RAMASAMY, S. M., KUMANAN, C. J., SELVAKUMAR, R., SARAVANAVEL, J. Remote sensing revealed drainage anomalies and related tectonics of South India. *Tectonophysics*, 501, 41-51. 2011.
- RICCOMINI, C., CRÓSTA, A.P., PRADO, R.L., LEDRU, M.P., TURQ, B.J., SANT'ANNA, L.G., FERRARI, J.A., REIMOLD, W.U. The Colônia structure, São Paulo, Brazil. *Meteorit. Planet. Sci.* 46, 1630–1639, 2011.
- ROSSETTI, D. F.; ALVES, F. C.; VALERIANO, M. M. A tectonically-triggered late Holocene seismite in the southern Amazonian lowlands, Brazil. *Sedimentary Geology*, 358, p 70-83, 2017.
- RUSSELL, G.A. Crystal growth in solution under local stress. *American Mineralogist* 20, 733– 737, 1935.
- SALAMUNI, E.; EBERT, H.D.; HASUI, Y. Morfotectônica da Bacia Sedimentar de Curitiba. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 34, p. 469-478, 2004.
- SALGADO, A. A. R; SORDI, M. V; CHEREM, L. F. Grandes capturas fluviais no Brasil: síntese das novas descobertas. *Estudos do Quaternário*, v. 19, p. 23-31, 2018.
- SAMPAIO, T. V. M., AUGUSTIN, C. H. R. R. Índice de concentração da rugosidade: uma nova proposta metodológica para o mapeamento e quantificação da dissecação do relevo como subsídio a cartografia geomorfológica. *Revista Brasileira de Geomorfologia*, São Paulo, v.15, n.1, (Jan-Mar) p.47-60, 2014.

SANTOS, J. M; SALAMUNI, E; SILVA, C. L; SANCHES, E; GIMENEZ, V; NASCIMENTO, E. R. Morphotectonics in the Central-East Region of South Brazil: Implications for Catchments of the Lava-Tudo and Pelotas Rivers, State of Santa Catarina. *Geomorphology*, v. 328, p. 138-156, 2019a.

SANTOS, M; LADEIRA, F. S. B; BATEZELLI, A. Indicadores geomórficos aplicados à investigação de deformação tectônica: uma revisão. *Revista Brasileira de Geomorfologia*, v. 20, p. 287-316, 2019b.

SANTOS, T. B; MANCINI, F; ROSTIROLLA, S. P; BARROS, C. E. M; SALAMUNI, E. Registro da deformação pós-paleozóica na Bacia do Amazonas, região de Itaituba (BA). *Revista Brasileira de Geociências*, v. 41, p. 95-107, 2011.

SCHUMM, S. A. The evolution of drainage systems and slopes in badlands at Perth Amboy, New Jersey. *Bulletin of the Geological Society of America* 67, 597–646, 1956.

SHREVE, R. L. Infinite topologically random channel networks. *Journal of Geology* 75, 178–86, 1967.

SILVA C.L., MORALES N., CROSTA A.P., COSTA S.S., JIMENEZ-RUEDA J.R. Analysis of tectonic-controlled fluvial morphology and sedimentary processes of the western Amazon Basin: an approach using satellite images and digital elevation model. *An Acad Bras Ciênc*, 79:693- 711, 2007.

SILVA, M. B; MAIA, R. B. Caracterização morfoestrutural do alto curso da bacia hidrográfica do Rio Jaguaribe, Ceará – Brasil. *Revista Brasileira de Geomorfologia* v. 18, nº 3, 2017.

SOARES, P. C.; BARCELLOS, P. E.; CSORDAS, S. M. Análise, interpretação e integração de lineamentos a partir de imagens (radar-Landsat) e suas relações com a tectônica da Bacia do Paraná. São Paulo: relatório RT-342/82 – PAULIPETRO – Consórcio CESP/IPT, 1982.

SOARES, P.C.; ASSINE, M.L. & RABELO, L. The Pantanal Basin: Recent Tectonics, Relationships to the Transbrasiliiano Lineament. In: SIMPÓSIO BRASILEIRO DE SENSORIAMENTO REMOTO, 10,. Santos, SP, Anais, Santos, INPE, 459-469, 1998.

SOUZA FILHO P.W.M.; QUADROS M.L.E.S.; SCANDOLARA J.E.; SILVA E. P.; REIS M.R. Compartimentação morfoestrutural e neotectônica do sistema fluvial Guaporé-Marmoré-Alto Madeira, Rondônia, Brasil. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 29 n. 4, p. 469-476, 1999.

SOUZA JUNIOR, M. D.; SANTOS, M. L.; SALAMUNI, E.; STEVAUX, J. C.; MORALES, N. Análise morfotectônica da bacia hidrográfica do rio Ivaí-PR, curso inferior. *Rev. Brasil. de Geomorfol.*, v.14, p. 211-218, 2013.

STERNBERG, H. O. Vales tectônicos na planície Amazônica? *Revista Brasileira de Geografia*, v. 12, n. 4, p. 513-533, Dez. 1950.

STRAHLER, A. N. Quantitative analysis of watershed geomorphology. *Transaction American Geophysal Union*, v. 38, p. 913-20, 1957.

- STRANDBERG, C. Aerial Discovery Manual. Wiley, London, 249 p, 1967.
- SUMMERFIELD, M. A. Global Geomorphology: An introduction to the study of landforms. New York, Longman Scientific & Technical, 537 p, 1991.
- THORNBURY, W. D. Principles of Geomorphology, 2nd Edition. John Wiley and sons Inc, New York. 594 p, 1985.
- Titan's surface. Nature, 438, 765–778, 2005.
- TOMASKO, M. G. et al. Rain, winds and haze during the Huygens probe's descent to
- TRATZ, E. B. Geologia e geomorfologia das estruturas circulares na porção central da província magmática Paraná-*Etendeka*. Tese (Doutorado em Geografia) – Universidade Federal de Santa Catarina, Florianópolis, 149 p. 2017.
- TWIDALE, C. R. River patterns and their meaning. Earth Science Reviews, vol. 67, 159–218, 2004.
- UHLEIN, A.; FONSECA, M. A.; SEER, H. J.; DARDENNE, M. A. Tectônica da Faixa de Dobramentos Brasília – Setores Setentrional e Meridional. Geonomos, v. 2, n. 12, p. 1-14, 2012.
- VARGAS, K. B. Superfícies geomorfológicas do centro norte paranaense e evolução do relevo regional. Tese (Doutorado em Geografia) – Universidade Estadual de Maringá, Maringá, 176 p, 2017.
- VIEIRA, A. J. Geologia do centro e nordeste do Paraná e centro-Sul de São Paulo. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 27, Aracaju, 1973. Anais... , Aracaju, SBG, v. 3, p.259-277, 1973.
- WILLETT, S. D., S. W. MCCOY, J. T. PERRON, L. GOREN, AND C.-Y. CHEN. Dynamic reorganization of river basins, Science, 343 (6175), 1, 248, 765, 2014.
- ZALÁN, P. V.; WOLFF, S.; CONCEIÇÃO, J. C. de J.; MARQUES, A.; ASTOLFI, M. A. M.; VIEIRA, I. S.; APPI, V. T.; ZANOTTO, O. A. Bacia do Paraná. In: RAJA GABAGLIA, G. P.; MILANI, E. J. (Coords.) Origem e Evolução das Bacias Sedimentares. Rio de Janeiro: Editora Gávea e Petrobras, p. 135-168, 1990.
- ZERNITZ, E. R. Drainage patterns and their significance. The Journal of Geology, 40, 498– 521, 1932.

9. GEOMORFOLOGIA FLUVIAL E GESTÃO DOS RIOS NO BRASIL

Mônica dos Santos Marçal¹, Adão Osdayan Cândido de Castro² & Raphael Nunes de Souza Lima³

¹Departamento de Geografia da Universidade Federal do Rio de Janeiro (UFRJ); monicamarcal@gmail.com

²Doutorando do Programa de Pós-Graduação em Geografia da Universidade Federal do Rio de Janeiro (PPGG/UFRJ); adaocastro@id.uff.br

³Doutor em Geografia pelo Programa de Pós-Graduação em Geografia da Universidade Federal do Rio de Janeiro (PPGG/UFRJ); raphaelgeo85@gmail.com

Resumo: O capítulo discute a inserção da geomorfologia fluvial no contexto da gestão dos rios brasileiros e a importância desse campo da ciência geomorfológica como base para a análise da estrutura física de um rio, juntamente com a hidrologia e a ecologia. Para isso é realizado um resgate das mudanças nas relações entre a sociedade e os rios desde o início da colonização até os dias atuais. A partir daí, são identificados períodos que marcaram mudanças significativas de comportamento (ou de paradigmas) nas formas de interação entre rio e sociedade, discutindo, com base em uma revisão da literatura, o papel da geomorfologia fluvial como parte integrante das ciências do rio. São discutidos ainda, os modelos de gestão vigentes, construídos a partir das relações socioculturais, tendo a lei das águas como o principal marco legal na gestão dos rios no Brasil. Passados pouco mais de vinte e três anos torna-se relevante adequar o conceito de rio e compreender que a gestão das águas não pode ser confundida com a gestão de rios. Isso tem implicações teóricas e metodológicas na implementação dos instrumentos de gestão, uma vez que os rios fazem parte de um sistema físico da paisagem com história evolutiva onde a geomorfologia fluvial é parte integrante de sua compreensão. Ao longo dos séculos, a busca por melhores práticas de uso da água e/ou da sua proteção reflete o distanciamento e a desconexão com a sociedade. Isso fez com que prevalecesse no processo de gestão a ideia de rio como mero condutor de águas sem considerar as complexidades e os valores biofísicos sociais e econômicos associados à sua história. Só virão avanços na gestão hídrica se houver esforços pela construção de uma nova relação entre sociedade e o rio, superando os problemas herdados por paradigmas do passado.

Palavras-Chave: Processos fluviais, heranças, processos biofísicos, processos sociais, processos econômicos.

Abstract: The chapter discusses the insertion of fluvial geomorphology in the management context of Brazilian rivers and its importance as a basis for analysis of the physical structure of a

river, along with hydrology and ecology. Changes in the relationship between society and rivers are assessed from the beginning of colonization up to the present day, pointing to the periods that marked relevant paradigm changes. Based on a literature review, the current management models built from sociocultural relations are discussed with the fluvial geomorphology role as an integrant part of the river sciences. The “Water Law” is the main legal framework for river management in Brazil. After twenty-three years, it has become relevant enough to adjust the concept of river and realize that water management cannot be misunderstood as river management. These concepts have theoretical and methodological implications in the implementation of management instruments since rivers are part of a physical landscape system with an evolutionary history, where fluvial geomorphology is an integrant part for its understanding. Over the centuries, the search for better practices in water use and/or protection reflects the distance and disconnection between rivers and society. The idea of rivers as mere water conductors still prevails in management processes, which still disregard the complexities of biophysical, social, and economic values associated with the history of rivers. Advances in water management will only be effective if efforts are made in order to build a new relationship between rivers and society, overcoming inherited problems from past paradigms.

Keywords: River processes, inheritances, biophysical processes, social processes, economic processes.

Tema: Geomorfologia Fluvial

1. INTRODUÇÃO

Em seus milhares de anos de existência, os rios brasileiros passaram por condições climáticas diversas, ajustando-se e modelando os relevos. Esse processo foi acompanhado por diversos povos originários que se instalavam próximo dos rios e usavam suas águas para navegação. Seus conhecimentos ancestrais sobre os rios foram utilizados e transformados pelos europeus durante a usurpação de suas terras, que impôs uma visão distanciada da natureza, com rios subordinados aos ímpetus da expansão colonial. As práticas da sociedade atual revelam um pragmatismo aparentemente espontâneo que vai ficando cada vez mais dependente, metamorfoseando-se em novos significados (OLIVEIRA, 2002; LE GRANGE, 2015).

Na natureza construída, a água como recurso evidencia a relação de dualismo entre o que é externo e o que é o todo, estabelecendo uma relação paradoxal e necessária. E é nessa relação com a natureza que a sociedade constrói as ciências naturais. Ao mesmo tempo, a Modernidade traz a especialização e a explosão de disciplinas para o entendimento da Natureza, consolidando tal dualismo: a Natureza como o outro da sociedade (o mundo biofísico diferente do mundo social).

Como consequência, o conhecimento acumulado sobre hidráulica, hidrologia e processos fluviais é extenso, mas o dualismo que o embasa mostra limitações. A busca das formas ou das melhores práticas de relação que a sociedade desenvolve com os rios

e suas águas, ou mesmo em relação à sua proteção, reflete o abismo que ainda existe, tanto em saber analisá-lo, como também, na maneira como gerenciá-lo.

A gestão dos rios demanda, portanto, uma perspectiva multidisciplinar. Dialogar com tamanho acúmulo de conhecimentos científicos já representa, em si, um grande desafio, pois requer mudanças de comportamento e de paradigma. Tais mudanças são também um convite à reflexão sobre o papel da sociedade, da academia e do poder público (gestores) nas questões hídricas brasileiras, e como esses atores se furtam a discutir e expor a real problemática da água no Brasil. A geomorfologia fluvial, em sua proximidade com a Geografia, poderia subsidiar tais discussões? Faltam pontes entre essa disciplina e a gestão das águas no Brasil?

Para avaliar a inserção da geomorfologia fluvial no contexto da gestão dos rios brasileiros e a importância desse campo da ciência geomorfológica como base não apenas para a análise da estrutura física de um rio, mas também de uma leitura integrada à hidrologia e ecologia, é necessário resgatar as mudanças nas relações entre a sociedade e os rios desde o início da colonização até os dias atuais. A partir daí, são identificados períodos que marcaram mudanças significativas de comportamento (ou de paradigmas) nas formas de interação entre rio e sociedade, discutindo, com base em uma revisão da literatura, o papel da geomorfologia fluvial como parte integrante das ciências do rio. Por fim, são discutidos os modelos de gestão vigentes, construídos a partir das relações socioculturais.

2. AS MUDANÇAS NAS RELAÇÕES ENTRE OS RIOS E A SOCIEDADE

Desde as últimas décadas do século XX, as discussões em torno da crise ambiental e sua relação com os corpos d'água, tanto em áreas urbanas como rurais, sugerem soluções provenientes de novas formas de relacionamento entre rios e sociedade. Ainda que a pauta principal venha da preocupação em solucionar o *deficit* hídrico e garantir a perenidade dos mananciais, há que se considerar o enraizamento de heranças históricas de comportamento. No entanto, não há dúvidas de que seja um bom momento para refletirmos sobre o tipo de rio e de gestão que queremos.

A dinâmica de um rio compreende a ação de vários processos biofísicos e fatores socioculturais convergentes, funcionando em múltiplas escalas espaciais e temporais. Os processos biofísicos surgem, fundamentalmente, das interações entre elementos da estrutura física do rio: da relação água/sedimento, trabalhada pela geomorfologia fluvial; da distribuição e circulação da água, definidas pela hidrologia; e das relações funcionais e de produtividade das comunidades, determinadas pela ecologia. Para a compreensão dos processos biofísicos, devem ser consideradas ainda as mudanças climáticas e os efeitos do período Holoceno Tardio/Antropoceno. Os fatores sociais, por outro lado, estão relacionados às heranças e às respostas às alterações da sociedade, dentro de um contexto desigual de poder (Figura 1).



Figura 1. Representação das heranças adquiridas pelo rio resultantes dos processos biofísicos, sociais e econômicos em sua trajetória de evolução.

Nesse sentido, a história ambiental dos rios pode nos revelar as desigualdades políticas e socioeconômicas no acesso à água, assim como espelhar as mudanças nas relações que a sociedade desenvolve com os rios ao longo do tempo, as quais são moldadas a partir das necessidades socioculturais relacionadas aos rios. Os povos originários e indígenas determinam suas próprias relações com a água; adaptam-se e vivem em lugares sensíveis, e cultuam valores de respeito à natureza, perpetuados até os dias atuais. Com o passar do tempo e com as novas sociedades que foram sendo construídas, essas relações mudaram e ganharam novos contornos de desigualdades socioeconômicas, acentuando a invisibilidade dos rios no cotidiano das sociedades. Isso faz com que a separação entre os dois aspectos do planejamento ambiental, o biofísico e o social, mencionados por Houston *et. al.* (2017), esteja cada vez mais enraizada na atual gestão dos recursos hídricos no Brasil. Portanto, abordar a trajetória dos rios brasileiros é importante para dar visibilidade à forma como compreendemos e lidamos com os rios, fundamentando as reflexões sobre o tipo de planejamento hídrico que adotaremos.

Na tentativa de periodizar as maneiras pelas quais as relações entre rio e sociedade se estabeleceram no Brasil, distinguem-se aqui quatro períodos que, de certa forma, seguiram um determinado padrão de comportamento, que vão desde os povos originários até os dias atuais (Tabela 1). Certamente, muitos dos critérios que definem os períodos não se restringem às datas aqui estabelecidas, mas, de uma maneira geral, ali predominaram e se diferenciaram em função do contexto histórico e dos paradigmas da sociedade perante a natureza e, por consequência, perante os rios. É evidente que o modo com que a sociedade se relaciona com os rios no presente é consequência de heranças que se revelam tanto nas formas de compreender como de gerenciar os rios.

Tabela 1. Paradigmas que nortearam as relações entre rios e sociedade no Brasil e o papel da geomorfologia nos diferentes momentos como ciência do rio.

PARADIGMAS/ PERÍODOS	CONTEXTO HISTÓRICO	FORMA DE RELAÇÃO	CIÊNCIAS DO RIO
ASSOCIAÇÃO (Povos originários, indígenas até o início do século XVI)	<ul style="list-style-type: none"> - Economia baseada na subsistência, destinada ao próprio consumo. - Os rios eram utilizados como meio de transporte. - A água também tinha papel importante na mitologia indígena, sendo muitas vezes considerada como um ser vivo. 	<ul style="list-style-type: none"> - Os rios eram visíveis e cultuados como parte da sociedade. - Moldadas pela associação, pelo respeito e reciprocidade. - A natureza se relacionava com a sociedade, e as atividades humanas correspondiam a mais um processo na dinâmica da paisagem. 	
APROPRIAÇÃO (Do século XVI até a década de 1930)	<ul style="list-style-type: none"> - Mineração de ouro e diamante. - Ciclos econômicos importantes: Pau Brasil (século XVI); Cana de Açúcar (século XVII); Pecuária Extensiva (XVII); Ouro e Diamante (séculos XVII e XVIII); Algodão (século XVIII); Café (século XIX), Borracha (século XIX), Pecuária (décadas de 1900-1930) - Os rios têm importância crescente no desenvolvimento das áreas urbanas. - Modernização nas indústrias. - Crise do preço da borracha e do café na década de 1930. - Início do êxodo rural. 	<ul style="list-style-type: none"> - Crescente apropriação sobre as águas. - Conflitos devido à demanda de água pela sociedade. - Necessidade de domesticação e correção dos rios. - Os rios passaram a ser invisíveis para a sociedade. 	<ul style="list-style-type: none"> - Contribuições de naturalistas durante os séculos XVII e XVIII. - Estabelecimento de teorias pioneiras sobre a evolução da superfície terrestre. - A engenharia aplicada aos rios ganha relevância e torna-se instrumento essencial. - Contexto das mudanças evolutivas do nível de base e das taxas de produção de água e sedimentos.
TECNIFICAÇÃO (Décadas de 1930 a 1980)	<ul style="list-style-type: none"> - Maior demanda por energia, abastecimento; e expansão das áreas urbanas e rurais. - A forma de uso da água destinada aos poderes competentes do setor elétrico. - Início da transição da base agrária para um setor urbano-industrial no país. - Construções de barragens, represas, açudes e retificação de canais fluviais. - Regulamentação vigente voltada à geração de energia elétrica através da modificação da drenagem: Decreto 24.643 de 10 de julho de 1934, conhecido como Código de Águas. - Água sem valor agregado e econômico. 	<ul style="list-style-type: none"> - A sociedade, cada vez mais urbana, se distancia ainda mais do significado dos rios, aprofundando a desconexão já existente com as águas e as tornando invisíveis. - Visão de controle e dominação, para tornar os rios eficientes na produção agrícola e industrial. - Necessidade de domesticar e corrigir os rios. 	<ul style="list-style-type: none"> - Aumento de disciplinas quantitativas e experimentais. - Aprofundamento no estudo da mecânica dos fluidos e das pesquisas de engenharia. - O conceito de sistema se fortaleceu enquanto modelo teórico. - Conceitos de <i>continuum</i> fluvial e conectividade foram adaptados para o estudo dos rios.
PREOCUPAÇÃO (Décadas de 1990 até os dias atuais)	<ul style="list-style-type: none"> - Buscas e soluções para as questões ambientais devido às crises hídricas e às mudanças climáticas globais. - Medidas corretivas e paliativas sobre os rios, uma vez que a crise da água não era e não é exposta. - Constituição de 1988. - Lei das Águas N°9433/97. - Debate eloquente sobre desenvolvimento sustentável. - Água com valor agregado e econômico. 	<ul style="list-style-type: none"> - Desconexão da sociedade com os rios. - Visão utilitarista sobre a água. - Preocupação com a água enquanto recurso. 	<ul style="list-style-type: none"> - Desenvolvem-se metodologias de análise sobre o comportamento dos rios e a avaliação de impactos. - Desafio recai em conduzir boa prática do conhecimento geomorfológico no planejamento e na recuperação de ambientes degradados. - Avanços tecnológicos conferem capacidade analítica cada vez mais precisa das taxas que operam os rios.

No curso do desenvolvimento econômico, tecnológico e científico dos períodos denominados de apropriação (séculos XVI a XXI) e da tecnificação (décadas de 1930 a

1980), ganhou protagonismo a ideia de que a natureza poderia ser conquistada e seus recursos utilizados e explorados em benefício da humanidade. As ciências aplicadas aos rios, sobretudo através da engenharia, ganharam relevância em todo o mundo, tornando-se instrumentos essenciais e precursores necessários ao modelo de desenvolvimento econômico vigente. As tecnologias derivadas da mecânica dos fluidos foram então amplamente aplicadas às experiências práticas em sistemas hidráulicos de barragens, canais de irrigação, drenagem e transporte (POFF *et.al.*, 2003; GREGORY, 2006; BRIERLEY; FRYIRS, 2009).

Nesse contexto, é necessário discutir o papel da geomorfologia fluvial como parte integrante das ciências do rio em diferentes momentos da história e dos paradigmas de relação das sociedades com os rios no Brasil, colocando em perspectiva a contribuição que ela tem dado à gestão de rios. Apesar de alguns países já acumularem experiências de aplicação da geomorfologia fluvial como parte integrante das políticas públicas, incluindo etapas do planejamento, dos projetos de engenharia, de implementação e avaliação dos estágios pós-projetos, no Brasil ela ainda ocupa um papel mais reativo e de mitigação, ao invés de proativo e propositivo. Com base em uma revisão da literatura que trata dos conhecimentos adquiridos pela geomorfologia fluvial na construção dos conhecimentos sobre os rios, foi possível identificar diferentes e importantes momentos de sua trajetória.

2.1. Primeiro período: associação para com os rios

O primeiro período é anterior ao século XVI, quando os povos originários e indígenas viviam sem a invasão europeia no que veio a ser o território brasileiro. Estimase que cerca de 3,5 milhões de índios habitavam estas terras, divididos em quatro grupos linguísticos conhecidos: Tupi, Jê, Aruaque e Caraíba (ANA, 2007).

Existem registros de ocupação humana na atual costa brasileira que remontam a mais de 10 mil anos. Destacam-se artefatos das culturas marajoara, tapajônica e dos povos dos sambaquis, que mostram a sua dependência em relação aos rios, seja para a produção das cerâmicas dos primeiros, ou como fonte de alimentação para os últimos. Há indícios inclusive de que a expansão dos povos de línguas do tronco Tupi-Guarani da Amazônia para o Sul do Brasil foi favorecida por rios mais caudalosos, graças às mudanças climáticas no Holoceno (IRIARTE *et al.*, 2017). Há que se considerar, por sua longa estadia nestas terras, o domínio de técnicas sustentáveis de convívio com os rios por parte dos diversos povos originários que habitavam a costa brasileira no século XVI, seja para o transporte, para alimentação ou em sua relação com o sagrado.

A água também tinha um papel importante na mitologia indígena, sendo muitas vezes considerada como um ser vivo (ROSA; GUARDA, 2019). Para alguns grupos indígenas, os seres da água podiam levar à desarmonia ou à harmonia. Muitos realizavam rituais de pesca sendo necessário sua autorização. Os Metutire (grupo Caiapó-MT/PA), por exemplo, acreditavam que a água estimulava o amadurecimento e o crescimento físico (ANA, 2007).

Em outros grupos, também foram observados mitos atribuídos à água, como os dos Aúwe Xavante (MT), que consideravam a água dos rios como viva e a da água dos lagos como parada ou morta (ANA, 2007). Enquanto os espíritos das águas vivas (Otedewa) eram vistos como generosos, pois para eles elas curavam determinadas doenças, controlavam animais e orientavam adolescentes quanto à presença de perigos nos rios, os espíritos das águas mortas (Uutedewa), que viviam no fundo dos lagos, eram considerados perigosos, sendo necessária a autorização para realizar a pesca por meio de rituais (ANA, 2007).

A separação entre sociedade e natureza no mundo ocidental marca a intensificação das atividades humanas como um processo na dinâmica de estruturação da paisagem. Poderíamos atribuir aos rios a função de servir e, ao mesmo tempo, embelezar por meio da arte e do trabalho. Os rios, que eram visíveis e cultuados como parte da sociedade, deixam de ter esse papel, pois as relações de associação vão perdendo espaço até o momento de ruptura, no final da Idade Média, com o renascimento urbano e comercial e com novas práticas agrícolas, quando a sociedade tenta controlar a natureza. Mais do que uma simples mudança na posição das palavras, isso significa uma alteração nas relações de poder entre a sociedade e os rios.

2.2. Segundo período: apropriação dos rios

A colonização portuguesa impôs novos contornos à materialidade dos rios. As trocas entre colonizadores e indígenas despertaram interesses não apenas no mercado da madeira do pau-brasil, mas também nos conhecimentos indígenas sobre o território, sobretudo no manuseio dos rios e igarapés, condição para a busca pelo ouro. Nos dois séculos seguintes, a expansão das plantações de produtos tropicais voltados para o mercado europeu – como a cana-de-açúcar, que teve seu auge no final do século XVI e meados do século XVII, e a pecuária extensiva, que absorve grande parte das áreas desmatadas, sobretudo na região nordeste – levou à degradação dos rios. Ainda nesse período, a exploração do ouro nos rios da região das Minas Gerais começou a intensificar-se e, de forma secundária, de diamante. Freyre (1951) destaca que, apesar da grande degradação que o garimpo causou nas águas com a mineração, houve uma valorização econômica dos rios, pois eles indicavam o caminho das minas de ouro. A água, conforme Rosa e Guarda (2019), tornou-se motivo de cobiça e obteve um grande valor econômico, de modo que a Coroa passou a ter garantias do monopólio da produção aurífera através do controle da água.

Gonçalves e Ramos (2008) apontam que, anteriormente ao século XVI, o algodão já era utilizado por indígenas do Norte e do Nordeste do Brasil, seja como adorno ou como forma de proteção, colocando o algodão nas pontas das flechas para atear fogo nos inimigos. Entre o final do século XVI e o início do século XVII, esse produto viu o máximo da sua expansão em monoculturas na Região Nordeste para suprir o crescente mercado têxtil europeu, trazendo fortes problemas em relação às águas. Havia muitas disputas entre as pessoas para abastecimento em cacimbas e bicas públicas, sendo que

apenas uma parcela pequena da população possuía formas particulares de acesso à água (ROSA; GUARDA, 2019).

Ainda que por interesses econômicos, que se vinculavam à produção agrícola promissora e à mineração, algumas medidas conservacionistas foram estabelecidas. Ações para proteger matas ciliares e nascentes foram tomadas, com o objetivo de resguardar o desenvolvimento das minas de ouro, por exemplo (ROSA; GUARDA, 2019).

À medida que as atividades econômicas se intensificaram, as áreas urbanas sentiam a pressão do aumento populacional. Além da ocupação de suas margens e planícies, os rios que cortavam as cidades passaram a receber elevadas cargas comerciais, manufatureiras e de rejeitos sanitários, além da poluição urbana e sedimentos. A partir do século XVII, tais impactos nas águas de abastecimento público causavam preocupação, e as desigualdades sociais já mostravam as diferentes formas de uso do espaço urbano e de acesso à água (REYNOSO *et al.*, 2010).

Após a independência em 1822, aos poucos, as atividades mineradoras e açucareiras foram perdendo importância. Ainda assim, até o final do século XIX a economia brasileira manteve-se basicamente agrícola (ROSA; GUARDA, 2019) e as produções de borracha e de café despontaram como as principais atividades exportadoras no início do século XX. Nesse período, o Brasil já assistia a um processo de urbanização e modernização nas indústrias, muitas delas saindo da produção artesanal para a produção com máquinas movidas a vapor. Com isso, cresce a demanda de água e surge a necessidade de obras de engenharia, com a ideia de domesticar ou “corrigir” os rios (GÓES, 1934). O interesse financeiro nas cidades por parte de grandes empresários brasileiros e estrangeiros fomentou o comércio e a urbanização; conseqüentemente, os rios passaram a ter importância crescente no desenvolvimento das áreas urbanas.

Até 1930, os morros e morrotes do médio vale do rio Paraíba do Sul, na Região Sudeste, possuíam vastos cafezais, concentrando grande parte da produção brasileira de café. O uso intensivo das terras, associado às fragilidades locais, desencadeou vários problemas ambientais (agravados pelo desmatamento das encostas e modificações nos rios), demandando uma política de saneamento e de gestão dos recursos hídricos na região. A partir daí, ocorreu a transição da cultura cafeeira, que continuou presente na paisagem, perdendo importância aos poucos, para as pastagens, que aos poucos se transformaram no uso da terra dominante (BRASIL *et al.*, 2018).

A tomada das terras pelos portugueses, portanto, está ligada à tentativa de controle da natureza pela sociedade, paradigma consolidado pela colonização implantada no Brasil. Nesse contexto, os rios desempenham papel estratégico, possibilitando tanto a urbanização como o desenvolvimento das atividades agrícolas que marcaram o período entre os séculos XVI ao XIX. Para tanto, a relação de associação com os rios se transformou, de forma gradual, em apropriação de suas águas, intensificada à medida que os interesses econômicos e sociais pautados em uma economia capitalista se estabeleciam como modelo de desenvolvimento para o país.

Durante as três últimas décadas do século XIX, na época da Revolução Industrial na Europa e da Conquista do Oeste Americano, a Geomorfologia Fluvial, como subdisciplina da Geomorfologia, começou a estruturar-se, herdando as contribuições de naturalistas por um caminho integrado entre a ciência geomorfológica, a hidrologia, a geologia e a ecologia (MARÇAL; LIMA, 2016; WOHL, 2014).

Motivadas pela necessidade de pesquisas voltadas para descobertas de combustíveis fósseis para alimentar as indústrias em expansão, destacam-se duas linhas de pensamento, culminando em trabalhos que se dedicaram a estabelecer as teorias pioneiras sobre a evolução da superfície terrestre. Na escola anglo-americana, cabe destaque para John Wesley Powell, em 1875, com formulações sobre nível de base e perfil de equilíbrio; Grove Karl Gilbert, que apresenta em sua obra “*Report on the geology of the Henry Mountains*”, de 1877, a noção de equilíbrio em sistemas naturais; e William Morris Davis, em 1899, com a teoria do ciclo de erosão. Já na perspectiva europeia, de raízes germânicas, com posteriores contribuições russas e polonesas, cabe destacar expoentes como Ferdinand von Richthofen e Walter Penck, em 1886 e 1894 respectivamente, com contribuições sobre processos e geometria das encostas (SILVA, 2008; MCDOWELL, 2013).

Os primeiros avanços da Geomorfologia Fluvial sobre a relação processo-forma dos canais fluviais se deram nesse período, tendo como base a análise da estratigrafia de depósitos fluviais, interpretando-os no contexto das mudanças evolutivas do nível de base e das taxas de produção de água e sedimentos. Um período em que a disciplina se desenvolveu com grande interação com a geologia e a hidrologia.

Entre o final do século XIX e a primeira metade do século XX, a engenharia aplicada aos rios ganha relevância e torna-se instrumento essencial, além de um precursor do modelo de desenvolvimento econômico preponderante, oferecendo as condições para a tecnificação dos rios. Tais tecnologias derivam da integração da ciência da mecânica dos fluidos com a experiência acumulada com sistemas hidráulicos de canais de irrigação e drenagem, utilizando as descobertas científicas no desenvolvimento de métodos para controlar, desviar, canalizar ou barrar rios, a fim de utilizar planícies de inundação, impedir inundações, irrigar campos, gerar energia ou melhorar a navegação (WOHL, 2014).

2.3. Terceiro período: tecnificação dos rios

Até o início do século XX, as atividades desenvolvidas sobre os rios eram reguladas a partir de normas jurídicas com o intuito de assegurar a preservação de recursos que tinham valor econômico cada vez maior no mercado interno e internacional. Ou seja, não havia preocupação com o ambiente (PÁDUA; CHAMBOULEYRON, 2019; ROSA; GUARDA, 2019), e a relação de apropriação dos rios pela sociedade, que se intensificou, sobretudo, no século XIX, passou a significar dependência e disputa de acesso pelas águas, em função da expansão urbana e do crescimento da demanda de energia para suprir

os setores agrícola e industrial. A apropriação dos rios se tecnifica com o uso da ciência na sua dominação, visando a torná-los eficientes.

A busca por princípios universais nas ciências ganhava novo fôlego, assim como as proposições de sistemas físicos determinísticos, com propriedades lineares ou pelo menos consistentes em suas relações causais. Desse modo, a Geomorfologia se aprofundava no estudo da mecânica dos fluidos e das pesquisas de engenharia para fornecer explicações e um significado mais profundo (preditivo) para suas observações qualitativas de estudos de caso envolvendo os rios. O novo século se configura como o início da transição da base agrária da economia para o setor urbano-industrial no país, com a urbanização da sociedade e do território (SANTOS, 1993).

Era sentida a necessidade de regular o uso da água para garantir prioridades ao setor elétrico, fundamental para o modelo de desenvolvimento agroindustrial do país. Dessa forma, a partir dos anos de 1930 até meados da década de 1980, as relações de controle e dominação sobre os rios se intensificaram, com grandes obras hidráulicas e modificações nos canais fluviais, que redesenharam a paisagem fluvial em várias regiões brasileiras. Essa noção de controle tem base em princípios teóricos que buscam prever uma condição de equilíbrio para a forma do canal fluvial a partir de equações de base hidráulica, que descrevem formas estáveis em canais (largura, profundidade, sinuosidade e inclinação) ou expressas por funções das variáveis controladoras (vazão, carga sedimentar e rugosidade do leito). Embora essas abordagens, baseadas no equilíbrio e na estabilidade, forneçam um guia inicial para prever respostas de curto prazo de trechos fluviais a eventos específicos de fluxo, esses procedimentos não deveriam ser extrapolados para avaliações de tendências de longo prazo, pois as suposições de uniformidade e estado estável raramente ocorrem (BRIERLEY et al., 2013; MATTOS; PEREZ FILHO, 2004).

A grande motivação para as mudanças impostas sobre os rios desde o final do século XIX era o desenvolvimento do setor de energia elétrica, que adentra o século XX pautando a forma de uso da água e priorizando os poderes competentes desse setor. No entanto, mudanças importantes também aconteceram motivadas pelo saneamento, pela irrigação e pelo controle de inundações.

Nesse período, registram-se no Brasil amplas discussões e a efetiva implementação de projetos de retificação de rios, sobretudo nas capitais e centros urbanos em expansão. Em uma época em que as cidades sofriam com epidemias tropicais, como malária e febre amarela, decorrentes da precariedade das habitações e da falta de saneamento, o discurso higienista representava o “panágio do progresso e vitalidade de um povo” (SANT’ANNA, 2004, p. 198), e legitimava o desejo de transformação dos terrenos alagadiços onde proliferavam os mosquitos vetores de transmissão.

Na recém proclamada República, o Rio de Janeiro, então capital federal, teve nas reformas do prefeito Pereira Passos, de 1903 a 1906, um marco desse movimento de reconfiguração urbana e de inspiração europeia. Em São Paulo, o rio Tamanduateí foi o primeiro dos grandes rios da capital paulista a ser canalizado, sendo o projeto concebido

em 1894 e concluído em 1916. Além da premissa higienista, a retificação dos rios combinava com a implantação de infraestruturas de transporte, como ferrovias, em um movimento de atração de indústrias para as zonas urbanas e de especulação imobiliária (GOUVEIA, 2016).

Os conhecimentos acumulados sobre os rios foram amplamente implementados no Brasil, a partir dos anos 1920, com diversos outros projetos de canalização e retificação, inaugurando o período aqui denominado de tecnificação dos rios. No estado do Rio de Janeiro, foi instituída na década de 1930 a Diretoria de Saneamento da Baixada Fluminense (DSBF), com o objetivo de coordenar obras locais nos rios, que visavam a combater a malária. A relação entre engenheiros e sanitaristas nessa frente precede a criação desse órgão, porém apenas no governo de Getúlio Vargas a ação desses técnicos recebe um *status* administrativo diferenciado. Basicamente, as comissões de saneamento tinham a incumbência de melhorar as áreas a serem saneadas em proveito do desenvolvimento das atividades econômicas e da sua infraestrutura associada.

O Estado brasileiro deu início, com isso, a um período de forte atuação na dominação sobre os rios e de subordinação das águas. Tiveram papel relevante nesse processo de transformação fluvial, com construções de barragens, represas, açudes e retificação de canais, o Departamento Nacional de Obras Contra Seca (DNOCS), a Companhia de Desenvolvimento do Vale do São Francisco e do Parnaíba (CODEVASF), o Departamento Nacional de Obras e Saneamento (DNOS), extinto nos anos de 1990, entre outros.

Dentre as atribuições do DNOS previstas no Art. 2º da Lei nº 4.089, de 13 de julho de 1962, cabe destacar as de planejar, estudar, projetar e executar os empreendimentos relativos à construção, operação de obras de hidráulica e saneamento rural e urbano. Essas funções não ficavam restritas apenas a sistemas de drenagem, controle de inundação, abastecimento, e esgotos pluvial e sanitário; o órgão também ficaria responsável pelo controle da poluição dos cursos d'água e da erosão. Como consequência das obras do DNOS, no entanto, áreas foram disponibilizadas para os grandes proprietários de terras, (que formariam os bairros proletários) e isso foi responsável em grande parte por alterações significativas nos canais fluviais e no sistema de drenagem das áreas mais baixas e alagadiças.

As condições legais para implantar as mudanças nos rios, com o objetivo de atender à geração de energia elétrica através da modificação da drenagem, surgem com o Decreto 24.643 de 10 de julho 1934, denominado Código de Águas, e posteriormente com a inclusão do artigo 21, XIX da Constituição Federal de 1988, estabelecendo que “compete à União instituir Sistema Nacional de Gerenciamento de Recursos Hídricos de outorga de direitos de uso...” (BRASIL, 1988, art. 21).

Ainda que com muita luta e resistência, deu-se a violenta expropriação de comunidades ribeirinhas tradicionais para a implantação de grandes barragens. A água se transforma em mercadoria e o poder público concentra seus esforços na regulação de fluxo e de vazão. Ao mesmo tempo, a sociedade, cada vez mais urbana, distancia-se do

significado dos rios, aprofundando a desconexão já existente com as águas e as tornando invisíveis. Nas grandes cidades, os rios começam a incomodar, fazendo com que o urbanismo os esconda em obras de drenagem.

As mudanças na conjuntura internacional, o surgimento dos organismos multilaterais e a criação de *fóruns* internacionais dedicados a debater as questões ambientais, como a 1ª Conferência das Nações Unidas sobre o Meio Ambiente em 1972, em Estocolmo, na Suécia, pressionaram também o Brasil a consolidar uma legislação própria sobre o meio ambiente. Os dispositivos legais existentes até então apresentavam, de maneira geral, uma visão restrita e utilitarista dos recursos naturais.

Na Constituição de 1988, o meio ambiente recebe um destaque especial com a seguinte declaração de que: “Todos têm direito ao meio ambiente equilibrado, bem de uso comum do povo e essencial à sadia qualidade de vida, impondo-se ao Poder Público e à coletividade o dever de defendê-lo e preservá-lo para as presentes e futuras gerações” (BRASIL, 1988, art. XX).

Essa nova premissa da constituição brasileira marca, além da redemocratização, uma nova fase denominada como período de preocupação.

2.4. Quarto período: preocupação com rios

De acordo com o *World Urbanization Prospects*, em 2020, cinquenta e nove países têm mais de 80% da sua população vivendo em cidades cujo abastecimento invariavelmente demanda complexos sistemas de barragens e transposição de bacias. Só a construção de barragens afetou, até o presente, mais da metade (172 de 292) dos grandes rios do mundo (NILSSON *et al.*, 2005). O termo antropoceno, proposto inicialmente por Crutzen e Stoermer (2000), consolidou-se como referência à marca deixada pelas atividades humanas nos ecossistemas e paisagens, reconhecendo agora que os humanos influenciam fortemente nas taxas de fluxos globais de sedimentos, água e nutrientes, além de influenciar no clima global (BROOKS; BRIERLEY, 1997; OWENS, 2009).

O processo de industrialização, a urbanização acelerada, a revolução verde, as mudanças e a degradação no regime hidrológico em diversas localidades brasileiras passaram a exercer uma pressão cada vez maior sobre os rios. No entanto, ao mesmo tempo que se aceleravam as intervenções nos sistemas naturais, aumentava a atenção aos problemas ambientais resultantes (como a perda de solo fértil e água limpa, inundações e a extinção de espécies). A partir daí, começou a mudar gradualmente a percepção do público, marcando a passagem para o período da preocupação com o rio, sobretudo a partir da década de 1990, levando a uma nova forma de relação com os rios.

Essa ideia de efeitos humanos persistentes nos sistemas fluviais ganha força durante a primeira década do século XXI, à medida que os pesquisadores se dedicam cada vez mais a explicar a história e a intensidade das alterações humanas nos rios (MCDOWELL, 2013). Esse reconhecimento levou à utilização de noções como “herança” e “legado” para expressar os efeitos resultantes do manejo dos rios e dos usos da terra (BRIERLEY; FRYIRS, 2009; JAMES, 2010).

A percepção de uma crise ambiental mudou bastante os discursos desenvolvimentistas e abriu espaço para um debate eloquente sobre desenvolvimento sustentável, chamando a atenção para o gerenciamento dos corpos hídricos no sentido da preservação e da conservação da água para atender à sociedade.

Nesse sentido, as pesquisas vinham também de encontro aos anseios por perseguir uma gestão dos rios coerente com os objetivos que começavam a se estruturar no início do século XXI, trazendo avanços importantes na configuração de um novo arcabouço legal sobre os rios, e criando espaços importantes de discussões descentralizadas sobre as tomadas de decisão em relação à água em várias localidades brasileiras. O novo modelo nacional de desenvolvimento passa a incorporar valores à água, transformando, com isso, as relações de comportamento da sociedade perante suas águas; mas ainda não mudou o olhar sobre os rios.

Fato é que as associações históricas e conexões com a água e com os rios moldam o nosso destino como sociedade. Certamente o legado de eventos passados e as escolhas de caminhos atuais construirão as nossas perspectivas futuras (PÁDUA; CHAMBOULEYRON, 2019). A questão que se coloca é como avaliar e escolher entre as opções que restam disponíveis para o momento atual e para o futuro. As cidades brasileiras, em sua grande maioria, têm histórico de práticas insustentáveis em relação ao planejamento das áreas urbanas. Já as áreas rurais enquadram importantes paisagens de biomas e ecossistemas relevantes, pressionadas pela produção de muitas das *commodities* agrícolas e minerais de demanda mundial. O que fazer então, diante da degradação dos rios? Talvez algumas das respostas estejam na busca por aprender com os erros e acertos do passado.

A contestação dos projetos tradicionais de engenharia quanto aos seus custos ambientais e econômicos amadureceram à medida que a percepção desses problemas se consolidava no meio acadêmico. Esses tipos de intervenções nos rios começaram a ser cada vez mais questionadas por setores da sociedade, juntamente com a visão de triunfo da inteligência humana sobre uma natureza desorganizada. Esse crescente ceticismo em relação ao enorme custo das obras de engenharia fluvial tornou-se cada vez mais persuasivo e levou para a agenda da gestão pública a discussão entre duas visões de gestão, que põem em disputa o “design” dos rios, isto é, a maneira como os rios devem ser e funcionar (BRIERLEY; FRYIRS, 2008).

O reconhecimento da intensidade e da presença ampla dos efeitos humanos elevou o foco de estudos voltados à quantificação da condição ecológica do rio e dos movimentos pela restauração/renaturalização de rios (MIKA *et al.*, 2010; SPINK *et al.*, 2010). A partir da década de 1990, novas estratégias dirigidas à renaturalização de rios e córregos começaram a ser empreendidas no mundo. No Brasil, pode-se mencionar como um possível marco da chegada dessa discussão o Projeto PLANÁGUA SEMADS/GTZ, de Cooperação Técnica Brasil-Alemanha. Esse projeto, ao longo dos anos de 2001 e 2002, apoiou o Estado do Rio de Janeiro na elaboração de manuais técnicos voltados para novos modelos de gestão e proteção dos ecossistemas aquáticos fluminenses. Dentre os

relatórios, destaca-se o trabalho de Walter Binder, intitulado “Rios e Córregos: Preservar – Conservar – Renaturalizar”. Esse relatório discutiu novos conceitos que envolvem a recuperação de rios, além dos desafios inerentes a essa atividade para a Engenharia Ambiental.

Pode-se dizer que a geomorfologia fluvial tem sido promovida como plataforma a partir da qual novos modelos de gestão podem desenvolver-se, haja vista que, se a estrutura geomorfológica e os processos de uma paisagem mudam, toda a disponibilidade e viabilidade do *habitat*, até as medidas de funcionalidade do ecossistema, são alteradas.

Por outro lado, apesar do crescente reconhecimento de que os processos geomorfológicos determinam a estrutura do sistema fluvial e fornecem uma base para avaliar as relações dos processos biológicos nas paisagens, emerge a partir dos anos 2000 o desafio de instrumentalizar e tornar aplicável o conhecimento geomorfológico no dia a dia da gestão dos rios.

Nesse sentido, ganham destaque as abordagens de mapeamento e delimitação de tipologias fluviais e diversos modelos de classificação de rios passam a ser elaborados no intuito de identificar as relações entre processos e formas ao longo dos rios. (KASPRAK *et al.*, 2016). Outro motivo fundamental para a adoção desses sistemas de classificação é a organização dos registros feitos e o aperfeiçoamento da comunicação da informação, especialmente quando são abordadas questões interdisciplinares.

Os desafios dessa segunda década do século XXI recaem sobre como conduzir uma boa prática do conhecimento geomorfológico no dia a dia das instituições que lidam com o planejamento e com as tomadas de decisão. Para superar essa questão são necessárias, por parte da academia, uma ampliação da capacidade de comunicação objetiva do conhecimento técnico-científico com a sociedade e os gestores, e a construção de um meio de diagnóstico aplicável que oriente ações em diferentes escalas espaciais e temporais. Do ponto de vista da gestão, é necessário que as leis existentes absorvam esse conhecimento em seus instrumentos de gestão. Uma das iniciativas promovidas na Europa, na América do Norte e na Austrália tem sido a elaboração de modelos de classificação de rios e de roteiros metodológicos de gestão, voltados para a orientação objetiva de obtenção de indicadores geomorfológicos, e com enfoque em um tipo de gestão integrada e participativa dos rios.

Por outro lado, os avanços tecnológicos da última década têm conferido ao geomorfólogo uma capacidade analítica cada vez mais precisa a respeito das taxas em que os processos operam nos diferentes tipos de sistemas e ambientes. Destacam-se a ampliação de sistemas de monitoramento detalhado da Terra, a viabilidade técnica de levantamento topográfico em escala submétrica, e a possibilidade de cruzamento de dados em Sistemas de Informações Geográficas com capacidade de processamento cada vez maior.

Essas ferramentas conferem uma agilidade sem precedentes ao levantamento de evidências e à realização de prognósticos precisos para as realidades locais, fazendo com

que a geomorfologia seja, para além do conhecimento útil, um campo do conhecimento utilizável perante os desafios de mudanças climáticas que virão pelo século XXI.

A geomorfologia fluvial faz parte da herança histórica sobre o modo de relacionamento da sociedade com o rio e a gestão das águas. Entretanto, novas correntes de trabalho têm buscado a construção de bases não apenas para orientar e atender ao modelo de gestão atual, calcado em mitigação de danos e resolução de crises, mas sobretudo para possibilitar a reflexão sobre possíveis caminhos para a gestão das águas.

Nesse sentido, é importante observarmos as mudanças de comportamento que definiram os caminhos da governança da água e dos rios no Brasil. Os diferentes tipos de gestores e as suas motivações conduzem a relação da sociedade com os rios, definindo a forma como nos conectamos, vivemos e usamos suas águas.

3. AS HERANÇAS BIOFÍSICAS, SOCIAIS E ECONÔMICAS NA GESTÃO DAS ÁGUAS E DOS RIOS NO BRASIL

No Brasil, tanto as formas de se relacionar como as formas de gerir as águas foram moldadas por interesses econômicos vinculados à produção agroindustrial promissora em cada região brasileira ao longo do processo de formação socioespacial. O modelo atual de gestão de águas resulta de uma construção social secular alinhada às demandas da sociedade.

A partir do paradigma “apropriação dos rios”, cresciam as demandas pela água, aumentava-se o distanciamento entre a sociedade e os rios e, conseqüentemente, cresciam os interesses e as preocupações com a garantia de disponibilidade e qualidade, sobretudo para o abastecimento urbano, e principalmente no período da “tecnificação dos rios”. Nessa época, a gestão das águas tinha como princípio norteador a “domesticação” dos rios para o abastecimento urbano, a geração de energia e a manutenção do sistema produtivo. No entanto, os problemas ambientais associados eram crescentes e desencadearam na sociedade discussões em relação à preocupação com as águas, o que culminou com a edição do Código das Águas em 1934 (BRASIL, 1934).

Em termos legais, esse decreto orientou os princípios e diretrizes que marcaram todo o processo de gestão hídrica existente no Brasil até a década de 1990. Foi na época da sua implementação que cresceu a demanda por energia, suprida através de usinas hidrelétricas (ROSA; GUARDA, 2019), sendo importante para consolidar o processo de dominialidade sobre os rios. O Código de Águas de 1934, portanto, serviu tanto ao setor elétrico quanto aos demais setores interessados, e isso conduziu sua regulamentação voltada somente aos aproveitamentos hidrelétricos (BARTH, 1996; ROSA; GUARDA, 2019). O planejamento sobre os rios era pensado a curto prazo, sem a observância das conseqüências ambientais, mas seguindo a lógica de que os rios desempenhavam um papel determinante no desenvolvimento capitalista.

Apesar do Decreto de 1934 já estabelecer tipos de propriedades sobre as águas (pública, comum e particular), é só a partir da Constituição de 1988 que ficam estabelecidos o domínio público das águas e a jurisdição dos corpos hídricos nas esferas

federal e estadual, além da competência dos órgãos de gestão (BRASIL, 1988, art. nº 20 e 26).

No entanto, esse modelo de gestão tradicional já havia adentrado o século XX com forte preocupação e pressão sobre as questões ambientais, sobretudo em relação aos corpos d'água, através de debates entre entidades públicas e privadas, com a participação direta do DNAEE e da Associação Brasileira de Recursos Hídricos – ABRH. Esse período é marcado por grandes eventos voltados à agenda ambiental, como a Conferência das Nações Unidas para o Meio Ambiente e Desenvolvimento, no Rio de Janeiro, em 1992 (ECO-92), atendendo às pressões internacionais e nacionais de conciliação entre a busca de crescimento econômico e a proteção do meio ambiente, o que se tornou um desafio para a época.

Já na década de 1990, em alguns estados como São Paulo, Ceará, Santa Catarina e o Distrito Federal, havia o debate sobre mudanças na forma de trabalhar com os rios, colocando a bacia hidrográfica como unidade de planejamento hídrico, de modo a associá-la à visão sistêmica de natureza, e configurando-se como um novo modelo de gestão, amplamente aplicado em outros países.

Depois de alguns anos de discussões, a sinalização de mudança no modelo de gestão hídrica se consolidou com a promulgação, no final da década de 1990, da Lei das Águas (BRASIL, 1997). Desde então, esse novo marco legal estabelece uma nova imagem na gestão das águas no Brasil e consolida-se como “divisor de águas” na gestão hídrica brasileira, deixando evidentes dois momentos distintos com relação à forma de se trabalhar com os rios e suas águas no Brasil.

Tanto os fundamentos como as diretrizes, objetivos e instrumentos da nova lei representam poderosas conquistas na superação da ação fragmentada e setorial que acontecia no lidar com as águas, e abrem caminhos de mudanças para ultrapassar as fronteiras de um modo setorial de trabalhar com os rios (CHRISTOFIDIS, 2011). Há mudanças estruturais importantes que esse novo marco legal traz, sobretudo a proposta de descentralização entre os entes federativos (governos federal, estaduais e municipais) e a formação do “parlamento das águas” (comitês de bacias). Entretanto, as diretrizes impostas estabelecem uma percepção predominante da água enquanto provedora de recursos hídricos (abastecimento, dessedentação de animais, geração de energia etc.).

Em 2012 entra em vigor a revisão de outro importante instrumento de gestão das águas, a Lei nº 12.651/2012 o Código Florestal Brasileiro, em substituição à legislação anterior de 1965 (Figura 2). Apesar dos muitos embates entre diversos setores da sociedade, a nova lei alterou instrumentos básicos de gestão do uso da terra (APPs, Reserva Legal etc.), impulsionada principalmente pelo *lobby* de latifundiários e pela bancada parlamentar do agronegócio. Esse novo marco legal trouxe como principal mudança a redução das áreas de preservação permanente (APP) de margens de rios, nascentes e encostas, o que pode comprometer mais ainda a integridade física e ecológica dos rios (BRASIL, 2012).

Mesmo que a Lei nº 12.651/2012 estabeleça as áreas destinadas à proteção das margens dos corpos d'água, o que ainda prevalece é apenas uma métrica relacionada à largura do canal associado ao tipo de bioma, sem relacionar esses parâmetros a outras características físicas dos canais fluviais. Nota-se, portanto, que os dois marcos legais (Lei nº 9.433/1997 e Lei nº 12.651/2012) não contemplam os rios enquanto ambientes dinâmicos, dotados de estrutura física e integrados à paisagem.

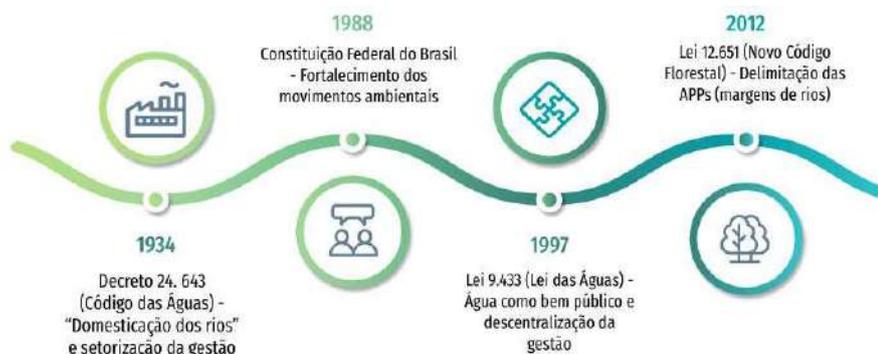


Figura 2. Representação temporal dos principais marcos legislativos referentes à gestão dos rios no Brasil.

Passados pouco mais de vinte e três anos da promulgação da Lei das Águas, há ainda importantes desafios a serem superados. De fato, mesmo que a Base Legal apresentasse novos rumos para a gestão, o que predomina ainda hoje é o modelo comportamental associado aos períodos de “apropriação” e “tecnificação dos rios” pela sociedade. Isso se torna perceptível quando se analisa o Plano de Recursos Hídricos ou Plano de Bacia, um dos importantes instrumentos de gestão que visa a fundamentar e orientar a execução da Política Nacional de Recursos Hídricos e o gerenciamento integrado dos recursos hídricos. O Plano de Bacia atua como um documento-base de conhecimento e de orientação para os gestores atuarem de forma coerente e equilibrada nas ações, diretrizes e programas de monitoramento de curto, médio e longo prazo no âmbito da bacia hidrográfica. Espera-se que isso possa garantir os usos múltiplos, em consonância com a gestão integrada e com as políticas de meio ambiente e recursos hídricos.

Nesse sentido, há no Plano de Bacia premissas básicas e importantes sobre estudos que visem a identificar e diagnosticar as condições em que se encontram os recursos hídricos frente aos inúmeros fatores e condicionantes socioambientais que, muitas vezes, estabelecem limites em relação à quantidade e à qualidade das águas. Com isso, constitui-se como uma importante ferramenta de gestão, com um viés transdisciplinar que recai sobre os estudos em bacia hidrográfica. Porém, sob o olhar crítico verifica-se que a complexidade dos aspectos associados aos rios não é tratada, na maneira de ver e entender a natureza, em sua complexidade e multiescalaridade. Da forma como os Planos de Bacias são elaborados, ao considerarmos a importância de uma leitura integrada dos processos socioculturais que são fundamentais para a integridade de um rio, é evidente a ausência

das análises relacionadas aos processos geomorfológicos fluviais integrados à dinâmica hidrológica e ecológica.

O diagnóstico da situação em que se encontra o sistema hidrográfico, na forma como é previsto em lei, corresponde a uma coletânea de informações em diferentes eixos temáticos sobre a disponibilidade hídrica dos mananciais, dos meios físico, biótico, socioeconômico e jurídico-institucional, de acordo com orientações preconizadas pela Resolução nº 145/2012 do Conselho Nacional de Recursos Hídricos (CNRH) e pelas diretrizes metodológicas de Zoneamento Econômico Ecológico do Brasil (ZEEs).

O que chama atenção é o fato dos estudos sobre o meio físico (geologia, relevo, hidrologia, solos), que deveriam fornecer elementos de análise sobre os processos fluviais atuantes nos rios, acabarem se tornando uma verdadeira “colcha de retalhos”, inserindo-se informações em escalas muitas vezes não apropriadas para o desenvolvimento metodológico necessário. Observa-se a coleta de informações que geralmente privilegia os dados hidrológicos, que são muito importantes, mas deveriam estar integrados às outras análises, sobretudo para garantir futuros cenários de evolução dos rios.

Na prática, os Planos de Bacias destacam informações em escala genérica ou regional sobre a bacia hidrográfica, dissociadas da dinâmica local ou dos processos fluviais, sem expor as complexidades e singularidades inerentes à evolução de um rio, que são fundamentais para a sua integridade. Trabalhar com os rios requer o conhecimento multidisciplinar.

Além da falta de compreensão integrada sobre os rios e das questões práticas da implementação dos instrumentos de gestão, há ainda as de cunho conceitual sobre o entendimento do funcionamento de um rio, e isso tem reflexos diretos na maneira de trabalhar com a natureza e, sobretudo, na forma de construir planejamentos e modelos de gerenciamento.

3.1. Gestão das águas ou dos rios?

A gestão das águas não pode ser confundida com a gestão de rios, visto que implica em mudanças significativas nos seus princípios e objetivos, mas, também, em questões metodológicas fundamentais para incorporar os instrumentos de gestão adequados. Essa falta de compreensão da dinâmica fluvial no processo de gestão interfere diretamente nas análises, pesquisas e atuação dos tomadores de decisão, tornando muitos projetos incompatíveis com as características dos rios e bacias hidrográficas. Essa concepção pode estar nos conduzindo a erros de gerenciamento, até mesmo na aplicação dos instrumentos garantidos pela lei. Por isso, torna-se necessário que sejam definidas as diferenças conceituais sobre gestão de recursos hídricos, gestão de rios e gestão de bacias hidrográficas.

Apesar de apresentarem muitos pontos convergentes, há diferenças pertinentes nessas distintas abordagens, o que pode alterar substancialmente os objetivos das ações e os resultados alcançados. Conceitualmente, a gestão dos recursos hídricos está centrada na análise da capacidade de armazenamento e oferta de água, e da distribuição dos corpos

hídricos, quantificando e qualificando o volume oferecido para as atividades produtivas (Tabela 2).

Por outro lado, a gestão de rios é uma opção metodológica e de gerenciamento que possibilita uma visão holística e interdisciplinar sobre o comportamento dos ambientes fluviais, integrando necessidades socioeconômicas às características e dinâmicas dos rios. Certamente, a gestão de rios irá trazer uma compreensão integradora do ambiente fluvial, onde a água seria um importante elemento da natureza e disponível como um recurso natural.

Por tratar da gestão sustentável a longo prazo, o paradigma da gestão de rios pode antecipar e planejar as respostas geomorfológicas e ecológicas às intervenções humanas, que levam muitas décadas para serem tomadas (WILLIAMS, 2020). Logo, a gestão de rios não é apenas uma tarefa técnica, mas sim uma questão socioeconômica e cultural que reflete os valores da sociedade (HIGGS, 2003).

A questão que se coloca é que a compreensão sobre a gestão das águas não pode ser realizada de forma separada da gestão dos rios. Ambas são importantes, porém hoje o que prevalece à luz da Lei Nº 9.433/1997, por equívocos sobre o conceito de bacias hidrográficas, rios e água, é a gestão de recursos hídricos. Desse modo, a gestão das águas deve incorporar a perspectiva da gestão dos rios, o elemento importante dessa discussão e que traz reflexões importantes do ponto de vista metodológico para se trabalhar com os rios e suas águas.

Tabela 2 – Diferenças importantes nas abordagens sobre a gestão das águas e dos rios.

PARÂMETROS	GESTÃO DAS ÁGUAS/RECURSOS HÍDRICOS	GESTÃO DOS RIOS
FÍSICOS	Abordagem fragmentada dos aspectos físicos, com predomínio dos estudos hidrológicos e químicos, visando à garantia de oferta hídrica para consumo doméstico, industrial e agrícola	Abordagem integradora do ambiente fluvial a partir da análise dos processos geomorfológicos, hidrológicos e ecológicos
SOCIOECONÔMICOS	Abordagem baseada na quantificação e qualificação do volume armazenado e oferecido às atividades produtivas	Abordagem holística do sistema fluvial visando à garantia hídrica sustentável para a sociedade e a manutenção ecológica

3.2. A importância da geomorfologia fluvial na gestão dos rios

Assim como há uma falta de compreensão teórica dos mecanismos de gestão, a própria definição de rio ainda é utilizada de forma equivocada. Nesse sentido, são postas algumas questões: como trabalhar a gestão das águas se não entendemos a estrutura física dos rios? É importante lembrar que a água está “dentro” de um rio e sua disponibilidade e qualidade depende de múltiplos processos associados ao tipo de substrato do leito fluvial, das formas e profundidade dos canais, entre outras características.

Os diagnósticos previstos nos Planos de Bacia precisam direcionar para resultados efetivos, na perspectiva de integrar os processos associados, tanto geomorfológicos, quanto hidrológicos, ecológicos e sociais. Portanto, a geomorfologia fluvial estabelece uma organização espacial e temporal dos processos hidrossedimentológicos na qual a ecologia fluvial tem dependência direta. Por isso, os diagnósticos devem ser mais efetivos e relacionados aos processos dos rios, e não meramente uma abordagem descritiva dos elementos da paisagem.

A evolução histórica da geomorfologia fluvial consolidou teorias e fortaleceu metodologias, mas, sobretudo, desempenhou papel importante na forma como compreender e trabalhar com os rios. Isso vem contribuindo para a identificação de áreas geomorfologicamente sensíveis e aplicando sistemas de monitoramento eficientes para conhecer o comportamento dos rios.

As análises desse campo científico fornecem dados precisos de classificação das tipologias de rios, da interpretação das feições geomorfológicas, do comportamento fluvial e da compreensão dos processos e de seus controles. Além disso, elas podem gerar mapeamentos geomorfológicos de detalhe e uma classificação mais eficiente dos rios (WHEATON *et al.*, 2015; KONDOLF; PIEGAY, 2016; MARÇAL *et al.*, 2017; BRIERLEY *et al.*, 2019; FRYIRS *et al.*, 2019), que contribua para uma gestão eficiente, considerando-se as interferências impostas pelas ações humanas sobre os rios.

Nesse sentido, o modelo geomorfológico pode fornecer uma plataforma crítica na qual integra informações interdisciplinares de maneira significativa (RINALDI, *et al.*, 2016; BRIERLEY *et al.*, 2019). Da mesma forma, segundo os autores, esse modelo pode ainda oferecer perspectivas que sustentam a integridade ecológica dos sistemas fluviais. Para isso, conforme indicado por Rogers (2006), há a necessidade de que profissionais dos rios passem a trabalhar diretamente com gestores e políticos em um esforço de melhorar a condição dos rios e oferecer programas genuinamente sustentáveis. Caso contrário, continuaremos produzindo projetos segmentados e incompletos, pois a ciência fragmentada produzirá apenas fragmentos de soluções (BRIERLEY; FRYIRS, 2008).

Em vários países, como Alemanha, França, Austrália, entre outros, a gestão de recursos hídricos passa por uma transição balizada por uma abordagem voltada à gestão dos sistemas fluviais, no surgimento de uma “era de recuperação de rios” (BRIERLEY; FRYIRS 2008). Essa perspectiva de gestão busca, de maneira interdisciplinar, promover ações integrativas nos estudos e ações sobre os ambientes fluviais, considerando-se as interferências humanas no que vem a ser chamado período Antropoceno.

Estudos integrados sobre a dinâmica dos processos fluviais já estão inseridos nos instrumentos de gestão dos rios e têm guiado diversas ações que buscam restabelecer melhores condições sobre a dinâmica dos rios, por meio da sua recuperação/reabilitação/restauração dos processos e das dinâmicas dos ambientes fluviais, além de desenvolverem projetos que visam a aproximar a sociedade aos rios.

4. CONCLUSÃO

Os rios assumiram um papel-chave no desenvolvimento das sociedades para atender a um modelo de desenvolvimento capitalista, ainda que ao longo dos séculos a busca por melhores práticas de uso da água e/ou da sua proteção reflita o distanciamento e a desconexão com a sociedade. Isso fez com que prevalecesse no processo de gestão a ideia de rio como um mero condutor de águas, sem considerar as complexidades e os valores biofísicos sociais e econômicos associados à história de um rio.

No entanto, ao mesmo tempo em que essa relação antagônica foi se consolidando como modelo de comportamento até os dias atuais, a geomorfologia fluvial, por outro lado, enquanto ciência do rio, contribuiu com avanços importantes na sistematização de conhecimentos e informações sobre a dinâmica dos processos fluviais. Ou seja, o descompasso existente entre os interesses relacionados ao desenvolvimento da sociedade, a trajetória dos processos fluviais e a forma de gerir as águas no Brasil permitiu de forma equivocada que o paradigma da ação fragmentada de natureza permeasse a nossa lei de referência atual sobre o gerenciamento dos rios.

Diante da falta de compreensão sobre a gestão dos rios e do aumento das crises hídricas, precisamos refletir e reavaliar as diretrizes e fundamentos da Lei Nº9.433/1997 no sentido de reconduzir os instrumentos de gestão – visando não apenas às suas águas, mas, sobretudo, destacando o papel importante que a sociedade desempenha na trajetória de um rio – e de incorporar estudos da geomorfologia fluvial nos diagnósticos ambientais para projetar cenários futuros mais sustentáveis.

Igualmente importantes são as reflexões que precisamos estar dispostos a realizar diante da necessidade de mudança frente ao paradigma das relações entre rios e sociedade no Brasil. Ou seja, só teremos avanços na gestão hídrica se houver esforços pela construção de uma nova relação entre a sociedade e o rio, superando os problemas impostos por paradigmas do passado.

Agradecimentos

Agradecemos ao geógrafo e mestrando do Programa de Pós-Graduação em Geografia (PPGG/UFRJ) André Luiz Ferreira pelas discussões, questionamentos e sugestões realizadas neste texto.

Referências Bibliográficas

AGÊNCIA NACIONAL DE ÁGUAS (ANA). **A história do uso da água no Brasil: do descobrimento ao século XX**. Brasília: Athalaia, 2007. 249 p.

BARTH, F. T. A recente experiência brasileira de gerenciamento de recursos hídricos. **Cadernos da Fundap**, São Paulo, n. 20, p. 59-75, maio/ago. 1996.

BRASIL, L.; QUINTEIRO, M.; PENNA-FIRME, R. Transição da paisagem no Vale do Rio Paraíba do Sul (RJ/SP): História Ambiental do café à pecuária. *In*: OLIVEIRA, R.

R.; RUIZ, A. E. L. (org.). **Geografia Histórica Do Café No Vale Do Rio Paraíba Do Sul**. Rio de Janeiro: PUC-RIO, 2018. p. 169-188.

BRASIL. [Constituição (1988)]. **Constituição da República Federativa do Brasil de 1988**. Brasília, Distrito Federal: Presidência da República [1988]. Disponível em: http://www.planalto.gov.br/ccivil_03/constituicao/constituicao.htm. Acesso em: 13 out. 2020.

BRASIL. **Decreto nº. 24.643, de 10 de julho de 1934**. Decreta o Código das águas. Brasília, Distrito Federal: Presidência da República. Disponível em: http://www.planalto.gov.br/CCIVil_03/decreto/D24643.htm. Acesso em: 13 out. 2020.

BRASIL. **Lei nº 12.651 de 25 de maio de 2012**. Dispõe sobre a proteção da vegetação nativa; altera as Leis nºs 6.938, de 31 de agosto de 1981, 9.393, de 19 de dezembro de 1996, e 11.428, de 22 de dezembro de 2006; revoga as Leis nºs 4.771, de 15 de setembro de 1965, e 7.754, de 14 de abril de 1989, e a Medida Provisória nº 2.166-67, de 24 de agosto de 2001; e dá outras providências. Brasília, Distrito Federal: Presidência da República. Disponível em: http://www.planalto.gov.br/ccivil_03/_ato2011-2014/2012/lei/112651.htm. Acesso em: 13 out. 2020.

BRASIL. **Lei nº 9.433, de 8 de janeiro de 1997**. Institui a Política Nacional de Recursos Hídricos, cria o Sistema Nacional de Gerenciamento de Recursos Hídricos, regulamenta o inciso XIX do art. 21 da Constituição Federal, e altera o art. 1º da Lei nº 8.001, de 13 de março de 1990, que modificou a Lei nº 7.990, de 28 de dezembro de 1989. Brasília, Distrito Federal: Presidência da República. Disponível em: http://www.planalto.gov.br/ccivil_03/leis/19433.htm. Acesso em: 13 out. 2020.

BRIERLEY, G. J.; FRYIRS, K. A. (ed.). **River Futures: An Integrative Scientific Approach to River Repair**. Washington: Island Press, 2008. 328 p.

BRIERLEY, G. J.; FRYIRS, K. A. Don't fight the site: Three geomorphic considerations in catchment-scale river rehabilitation planning. **Environmental Management**, [s.l.], v. 43, n. 6, p. 1201-1218, mar. 2009.

BRIERLEY, G. J.; FRYIRS, K. A.; CULLUM, C.; TADAKI, M.; HUANG, H. Q.; BLUE, B. Reading the landscape: Integrating the theory and practice of geomorphology to develop place-based understandings of river systems. **Progress in Physical Geography**, [s.l.], v. 37, n. 5, p. 601-621, 2013.

BRIERLEY, G. J.; FRYIRS, K. A.; MARÇAL, M.; LIMA, R. The use of the River Styles Framework as a tool to 'work with nature' in managing rivers in Brazil: examples from the Macaé Catchment. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, São Paulo, v. 20, n. 4, p. 751-771, out./dez. 2019.

BROOKS, A. P.; BRIERLEY, G. J. Geomorphic responses of lower Bega River to catchment disturbance, 1851–1926. **Geomorphology**, [s.l.], v. 18, n. 3–4, p. 291-304, mar. 1997.

CHRISTOFIDIS, D. Política nacional de recursos hídricos: conquistas e perspectivas. In: THEODORO, S. H. (org.). **Os 30 anos da política Nacional do Meio Ambiente: conquistas e perspectivas**. 1. ed. Rio de Janeiro: Garamond Universitária, 2011. 352 p.

CRUTZEN, P. J.; STOERMER, E. F. The “Anthropocene”. **Global Change Newslett - International Geosphere Biosphere Program (IGBP)**, [s.l.], n. 41, p. 17-18, maio. 2000.

FREYRE, G. **Nordeste: aspectos da influência da cana sobre a vida e a paisagem do Nordeste do Brasil**. São Paulo: Livraria José Olympio, 1951. 297 p.

FRYIRS, K.; BRIERLEY, G.; MARÇAL, M.; PEIXOTO, M. N.; LIMA, R. Learning, Doing and Professional Development – The River Styles Framework as a Tool to Support the Development of Coherent and Strategic Approaches for Land and Water Management in Brazil. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, São Paulo, v. 20, n. 4, p. 773-794, out./dez. 2019.

GÓES, H. A. **Saneamento da Baixada Fluminense**. Rio de Janeiro: Comissão de Saneamento da Baixada Fluminense, 1934. 475 p.

GONÇALVES, J. S.; RAMOS, S. F. Da Origem à Hegemonia e Crise do Algodão Meridional Brasileiro no Século XX. **Revista de Informações Econômicas**, São Paulo, v.38, n. 2. p. 26-41, fev. 2008.

GOUVEIA, I. C. M. A cidade de São Paulo e seus rios: uma história repleta de paradoxos. **Confins - Revista Franco Brasileira de Geografia**, [s.l.], n. 27, jul. 2016. DOI: <https://doi.org/10.4000/confins.10884>. Disponível em: <http://journals.openedition.org/confins/10884>. Acesso em: 13 out. 2020.

GREGORY, K. J. The human role in changing river channels. **Geomorphology**, [s.l.], v. 79, n. 3-4, p. 172–191, set. 2006.

HIGGS, E. **Nature by design: People, natural process and ecological restoration**. Massachusetts: MIT Press, 2003. 341 p.

HOUSTON, D.; HILLER, J.; MACCALLUM, D.; STEELE, W.; BYRNE, J. Make kin, not cities! Multispecies entanglements and ‘becoming-world’ in planning theory. **Planning Theory**, Sidney, v.17, n. 2. p. 190-212, fev. 2017.

IRIARTE, J.; SMITH, R.J.; SOUZA, J.G.; MAYLE, F.E.; WHITNEY, B.S.; CÁRDENAS, M.L.; SINGARAYER, J.; CARSON, J. F.; ROY, S.; VALDES, P. Out of Amazonia: Late-Holocene climate change and the Tupi–Guarani trans-continental expansion. **The Holocene**, [s.l.], v. 27, n. 7, p. 967–975, 2017.

JAMES, L. A. Secular sediment waves, channel bed waves, and legacy sediment. **Geography Compass**, [s.l.], v. 4, n. 6, p. 576–598, jun. 2010.

KASPRAK, A.; HOUHG-SNEE, N.; BEECHIE, T.; BOUWES, N.; BRIERLEY, G. J.; CAMP, R.; FRYIRS, K. A.; IMAKI, H.; JENSEN, M.; O'BRIEN, G.; ROSGEN, D.; WHEATON, J. The blurred line between form and process: a comparison of stream channel classification frameworks. **Plos one**, [s.l.], v. 11, n. 3, p. e0150293, mar. 2016. DOI: <https://doi.org/10.1371/journal.pone.0150293>. Disponível em: <https://journals.plos.org/plosone/article?id=10.1371/journal.pone.0150293>. Acesso em: 14 out. 2020.

KONDOLF, G. M.; PIÉGAY, H. Tools in fluvial geomorphology: problem statement and recent practice. In: KONDOLF, G. M.; PIÉGAY, H. (ed.). **Tools in Fluvial Geomorphology**. 2. ed. [s.l.]: Wiley-Blackwell, 2016. 3-11 p.

LE GRANGE, L. Ubuntu/Botho as Ecophilosophy and Ecosophy. **Journal of Human Ecology**, Delhi (Índia), v. 49, n. 3, p. 301-308, mar. 2015.

MARÇAL, M.; BRIERLEY, G. J.; LIMA, R. Using geomorphic understanding of catchment-scale process relationships to support the management of river futures: Macaé Basin, Brazil. **Applied Geography**, [s.l.], v. 84, p. 23-41, jul. 2017.

MARÇAL, M.; LIMA, R. Abordagens Conceituais Contemporâneas na Geomorfologia Fluvial. **Espaço Aberto**, PPGG - UFRJ, [Rio de Janeiro], v. 6, n.1, p. 17-33, jun. 2016.

- MATTOS, S. H. V. L.; FILHO, A. P. Complexidade e Estabilidade em Sistemas Geomorfológicos: uma introdução ao tema. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, [s.l.], v. 5, n. 1, p. 11–18, 2004.
- MCDOWELL, P. F. Geomorphology in the Late Twentieth Century. *In*: ORME, A. R.; SACK, D. (ed.). **Treatise on Geomorphology**. [s.l.: s.n.], 2013. p. 108-123.
- MIKA, S.; HOYLE, J.; KYLE, G.; HOWELL, T.; WOLFENDEN, B.; RYDER, D.; KEATING, D.; BOULTON, A.; BRIERLEY, G. J.; BROOKS, A. P.; FRYIRS, K. A.; LUESGMAN, M.; SANDERS, M.; ARTHINGTON, A.; CREESE, R.; DAHM, M.; MILLER, C.; PUSEY, B.; SPINK, A. Inside the “Black Box” of river restoration: Using catchment history to identify disturbance and response mechanisms to set targets for process-based restoration. **Ecology and Society**, Waterloo, v. 15, n. 4, 2010.
- NILSSON, C.; REIDY, C. A.; DYNESIUS, M.; REVENGA, C. Fragmentation and flow regulation of the world's large river systems. **Science**, [s.l.], v. 308, n. 5720, p. 405-408, abr. 2005.
- OLIVEIRA, A. M. S. Relação homem/natureza no modo de produção capitalista. **Pegada – A revista da geografia do trabalho**, [São Paulo], v. 3, número especial, 2002. DOI: <https://doi.org/10.33026/peg.v3i0.793>. Disponível em: <https://revista.fct.unesp.br/index.php/pegada/article/view/793>. Acesso em: 14 out. 2020.
- OWENS, P. N. Adaptive management frameworks for natural resource management at the landscape scale: Implications and applications for sediment resources. **Journal of Soils and Sediments**, [s.l.], v. 9, n. 6, p. 578–593, dez. 2009.
- PÁDUA, J. A.; CHAMBOULEYRON, R. Apresentação - Movimentos dos rios / movimentos da História. **Revista Brasileira de História - Dossiê Rios e Sociedades**, São Paulo, v. 39, n. 81, jul. 2019.
- POFF, N. L.; ALLAN, J. D.; PALMER, M. A.; HART, D. D.; RICHTER, B. D.; ARTHINGTON, A. H.; ROGERS, H. K.; MEYER, J. L.; STANFORD, J. A. River flows and water wars: Emerging science for environmental decision making. **Frontiers in Ecology and the Environment**, [s.l.], v. 1, n. 6, p. 298-306, ago. 2003.
- REYNOSO, A. E. G.; MUÑOZ, L.H.; COHEN, M.P.; SAENZ, I.Z. **Rescate de rios urbanos**: propuestas conceptuales y metodológicas para la restauración y rehabilitación de ríos. México: Universidad Nacional Autónoma de México, 2010. 109 p.
- RINALDI, M., GURNELL, A. M., GONZÁLEZ, D. T., BUSSETTINI, M., HENDRIKS, D. Classification and characterization of river morphology and hydrology to support management and restoration. **Aquatic Sciences**, v. 78, p. 1-16, 2016.
- ROGERS, H. The real river management challenge: Integrating scientists, stakeholders and service agencies. **River Research and Applications**, [Nova Jersey], v. 22: p. 269-280, 2006.
- ROSA, A. M. R.; GUARDA, V. L. M. Gestão de recursos hídricos no Brasil: um histórico. **Revista Direito Ambiental e Sociedade**, [s.l.], v. 9, n. 2, p. 197-220, maio/ago. 2019.
- SANT’ANNA, I. M.; SANT’ANNA, V. M. **Recursos Educacionais para o Ensino: Quando e Por Quê?** Petrópolis, RJ: Vozes, 2004. 118 p.
- SANTOS, M. **A urbanização brasileira**. São Paulo: Hucitec, 1993. 155 p.
- SILVA, M. L. Uma abordagem sobre J. Hutton, W. M. Davis e W. Penck como expoentes

na sistematização da geomorfologia. *In*: VII Simpósio Nacional de Geomorfologia e II Encontro Latino-Americano de Geomorfologia, 2008, Belo Horizonte. **Anais [...]**. Belo Horizonte: Tecart, 2008. Disponível em: <http://lsie.unb.br/ugb/sinageo/7/0263.pdf>. Acesso em: 14 out. 2020.

SPINK, A.; HILLMAN, M.; FRYIRS, K. A.; BRIERLEY, G. J.; LLOYD, K. Has river rehabilitation begun? Social perspectives from the Upper Hunter catchment, New South Wales, Australia. **Geoforum**, [s.l.], v. 41, n. 3, p. 399-409, 2010.

WHEATON, J. M.; FRYIRS, K. A.; BRIERLEY, G.; BANGEN, S. G.; BOUWES, N.; O'BRIEN, G. Geomorphic mapping and taxonomy of fluvial landforms. **Geomorphology**, [s.l.], v. 248, p. 273-295, nov. 2015.

WILLIAMS, R.D.; BANGEN, S.; GILLIES, E.; KRAMER, N.; MOIR, H.; WHEATON, J. Let the river erode! Enabling lateral migration increases geomorphic unit diversity. **Science of the Total Environment**, [s.l.], v. 715, p. 1-15, jan. 2020.

WOHL, E. Time and the Rivers Flowing: Fluvial Geomorphology since 1960. **Geomorphology**, [s.l.], v. 216, p. 263-282, abr. 2014.

10. INUNDAÇÕES E CONCEITOS CORRELATOS: REVISÃO BIBLIOGRÁFICA E ANÁLISE COMPARATIVA.

Rodrigo Vitor Barbosa Sousa¹ & Paulo Cesar Rocha²

¹ Centro Estadual de Educação Tecnológica Paula Souza – CEETEPS; rorvbs@gmail.com.

² Universidade Estadual Paulista – UNESP –, Campus de Presidente Prudente, Departamento de Geografia; pprocha@fct.unesp.br.

Resumo: Inundações, enchentes, cheias e alagamentos fazem parte do cotidiano de muitos brasileiros, os quais, ano após ano, sofrem os impactos negativos sociais e econômicos desses fenômenos. O objetivo desse capítulo será i) apresentar as diferenças entre esses conceitos, na medida em que, em muitas situações – por exemplo, nos telejornais, nas notícias em meio digital, nas escolas e às vezes no próprio meio acadêmico –, os mesmos são utilizados como sinônimos, e ii) proporcionar uma visão geral da quantidade de artigos que fazem uso desses conceitos. A metodologia teve como base a revisão bibliográfica de autores consagrados na área da geomorfologia fluvial e da hidrologia, bem como de informações técnicas de órgãos reguladores brasileiros e de outros países. Na sequência, foi realizada uma busca desses conceitos em bases de periódicos, com o intuito de se obter um panorama inicial, tanto da quantidade de artigos que fazem uso dos conceitos em questão, como da distribuição desses artigos nas grandes áreas das ciências. Espera-se que os resultados obtidos contribuam para melhores debates e para o aprofundamento desse estudo inicial.

Palavras-chave: Inundação. Enchente. Cheia. Alagamento.

Abstract: Fluvial floods, river overflowing and pluvial floods are everyday occurrences of many Brazilian people which suffer from the social and economic negative impacts of these phenomena year after year. This chapter aims i) to show the differences between these concepts due to the fact that many times they are used as synonymous, for instance, in the newscast, internet, schools and sometimes within the academy community itself, and ii) to present an overview of the number of articles that use those concepts. At first, the methodology was based on the bibliographic review of renowned authors in fluvial geomorphology and hydrology, such as in technical information of Brazilian and others countries governments agencies. The second part is about doing research of these concepts in a scholarly journal database in order to pursue an initial overview to figure the number of periodicals that use those concepts and also about the distribution of it amongst different scientific areas. It is expected that the results contribute to better debates and to the deepening of this initial study.

Keywords: Flood. River overflowing. Flood tide. Pluvial flood.

1. INTRODUÇÃO

Ano após ano, diversas cidades brasileiras são atingidas por alagamentos, inundações, enchentes, enxurradas, ocasionando impactos negativos sociais e econômicos aos municípios. Segundo UFSC (2013), as enxurradas e as inundações são responsáveis, respectivamente, por 21% e 12% de todos os registros de desastres naturais em território brasileiro, ficando atrás apenas das estiagens, responsáveis por 51% dos registros. Faz-se necessário compreender as diferenças entre esses conceitos para que se evite seu uso inadequado, o qual poderia induzir a interpretações equivocadas.

O objetivo deste capítulo será i) apresentar as diferenças entre os conceitos inundação, enchente, cheia e alagamento; uma vez que, em muitas situações – por exemplo, nos telejornais, nas notícias em meio digital, nas escolas e às vezes no próprio meio acadêmico –, os mesmos são utilizados como sinônimos, e ii) oferecer uma visão geral da quantidade de artigos que fazem uso desses conceitos.

A metodologia teve como base a revisão bibliográfica de autores consagrados na área da geomorfologia fluvial e da hidrologia, bem como de informações técnicas de órgãos reguladores brasileiros e de outros países. Na sequência, foi realizada uma busca desses conceitos em bases de periódicos, com o intuito de se obter um panorama inicial, tanto da quantidade de artigos que fazem uso dos conceitos em questão quanto da distribuição desses artigos nas grandes áreas das ciências.

2. DISCUSSÃO TEÓRICA.

2.1. Inundações, Enchentes, Cheias e Alagamentos: Relacionamentos e Diferenciações Entre Estas Terminologias.

Visto que a hidrologia atua na interface com a geomorfologia fluvial, para compreender as terminologias inundação, enchente, cheia e alagamento, é necessário que sejam feitas considerações sobre a noção de débito ou estágio de margens plenas, tipos de leitos fluviais e planície de inundação.

Desse modo, conforme Christofolletti (1980, p. 69), a forma do canal reflete o ajustamento deste às vazões que fluem através de determinada seção transversal. Ao se considerar que o canal em rios aluviais resulta da ação exercida pelo fluxo sobre os materiais rochosos que compõem o leito e as margens, pode-se dizer que as dimensões deste canal serão controladas pelo equilíbrio entre as forças erosivas de entalhamento e os processos agradacionais que depositam material no leito e nas margens. Nesse sentido, o débito de margens plenas – *bankfull discharge* – assume grande importância geomorfológica, tendo em vista que é definido como a vazão que preenche, na medida justa, o canal fluvial, sendo que, acima desta vazão, verifica-se o transbordamento para a planície de inundação.

A esse respeito, Petts e Foster (1985, p. 150) destacam que o quase equilíbrio da forma do canal fluvial reflete o ajustamento mútuo de todas as dimensões do canal, o qual viabiliza o transporte da carga de sedimento sob as condições de vazões prevalecentes. Deste modo, embora as dimensões dos canais fluviais possam ser influenciadas por um *range* de fluxos, uma vazão dominante, qual seja a vazão das margens plenas, é aquela que proporciona trabalho para o comportamento do canal fluvial.

Entretanto, dificuldades geralmente surgem para determinar em campo a precisa elevação do estágio de margens plenas, isto é, a junção canal – planície de inundação –, porque as formas das seções transversais raramente são simples ou uniformes, e os bancos podem não interceptar a planície de inundação em um ângulo acentuado. Vários critérios vêm sendo usados para ajudar a identificar os limites dos canais: características morfológicas, índices morfométricos estabelecidos com base na definição de índices mínimos de largura e profundidade, linhas de detritos de inundação e limites baixos de tipos de vegetação, critérios os quais refletem as frequências da vazão (PETTS; FOSTER, 1985, p.150; CHRISTOFOLETTI, 1980, p. 69).

Dessa forma, a importância geomorfológica do estágio de margens plenas decorre da premissa de que a forma e o padrão dos canais fluviais estão ajustados à vazão, aos sedimentos fornecidos pela bacia hidrográfica e ao material rochoso que compõe as margens (CHRISTOFOLETTI, 1980, p. 70).

Ao tratar sobre o significado e a importância das margens plenas, é relevante fazer algumas considerações sobre a fisiografia do canal fluvial, especificamente em relação aos tipos de leito de rio. Dessa maneira, Cunha (2005, p. 212) aponta que o leito fluvial corresponde ao espaço ocupado pelo escoamento das águas do rio, e esse espaço varia conforme a frequência das vazões e a topografia dos canais fluviais. Devido a isso, no que se refere ao perfil transversal das planícies de inundação, o leito fluvial pode ser dividido em: leito de vazante, leito menor, leito maior periódico ou sazonal e leito maior excepcional.

O leito de vazante corresponde à parte do canal ocupada durante o escoamento das águas de vazante. Inserido no leito menor, suas águas correm dentro deste e seguem o talvegue, linha de máxima profundidade ao longo do leito, a qual tem a capacidade de ser a mais bem identificada na seção transversal do canal. O leito menor equivale à parte do canal ocupada pelas águas cuja frequência impede o crescimento da vegetação; possuindo, portanto, margens bem definidas. O leito maior, também denominado leito maior periódico ou sazonal, é ocupado pelas águas pelo menos uma vez ao ano, durante as cheias, e, dependendo do tempo decorrido para a elevação do nível das águas, é possível haver a fixação e o crescimento de vegetação herbácea. Ao longo das grandes cheias, o leito maior excepcional é ocupado no decorrer das enchentes; a frequência do escoamento das águas nesse tipo de leito possui intervalos irregulares, que podem se estender a dezenas de anos (CUNHA, 2005, p. 212; CHRISTOFOLETTI, 1980, p. 83).

Vale destacar que a existência dos diferentes tipos de leito, bem como as relações entre eles, pode variar de um canal fluvial a outro, ou mesmo de um setor a outro do

mesmo rio. Por conseguinte, as delimitações são difíceis de serem traçadas, havendo maior nitidez entre o leito menor e o leito maior (CUNHA, 2005, p. 212; CHRISTOFOLETTI, 1980, p. 83).

Abordar os diferentes tipos de leitos fluviais exige compreender o significado e a gênese da planície de inundação. Desse modo, Leopold, Wolman e Miller (1964, p. 322) destacam que dois processos são, provavelmente, responsáveis pela formação da maioria das planícies de inundação dos grandes rios do mundo, a saber: deposição na parte interna das curvas dos rios e deposição resultante de fluxos acima dos bancos – *overbank flow*. Como um rio move-se lateralmente, o sedimento é depositado dentro deste ou abaixo do nível do estágio de margens plenas, sobre o *point bar*; enquanto no estágio de transbordamento o sedimento é depositado sobre o *point bar* e sobre a planície de inundação adjacente.

Por definição, a deposição progressiva, tanto dentro do canal como sobre a planície de inundação, é um processo de agradação. Sob estas condições, a deposição acima dos bancos pode compreender a porção mais significativa dos depósitos da planície de inundação (LEOPOLD; WOLMAN; MILLER, 1964, p. 327).

A relativa quantidade de sedimentos na planície de inundação, resultante de depósitos laterais e acima dos bancos, varia dependendo das características da inundação de uma bacia e da disponibilidade e distribuição do tamanho dos sedimentos. Estima-se que entre 60% e 80% dos sedimentos em muitos canais são depositados por acreção lateral (LEOPOLD; WOLMAN; MILLER, 1964, p. 327).

No cômputo geral, a planície de inundação é uma feição deposicional do vale do rio, associada ao clima particular ou ao regime hidrológico de uma Bacia Hidrográfica. Sedimentos são temporariamente armazenados na planície de inundação, e, diante de condições de equilíbrio ao longo de um período de anos, a entrada líquida é igual à saída líquida. Uma alteração das condições de equilíbrio, por meio de mudanças tectônicas ou de mudanças do regime hidrológico – incluindo mudanças na produção de sedimento e de água –, resultará em alteração da planície de inundação e conduzirá para a degradação e para a formação de terraço, ou para agradação (LEOPOLD; WOLMAN; MILLER, 1964, p. 328).

Suguio (1998, p. 608) aponta que a planície de inundação é composta por sedimentos mais finos em relação àqueles do canal fluvial e do dique natural ou marginal, e pode estar dissecada pelo leito atual do rio, formando vários níveis de terraços fluviais.

Feitas estas considerações, convém discorrer sobre as relações e as diferenças entre os termos: inundação, enchente, cheia e alagamento.

Suguio (1998, p. 266) considera enchente como sinônimo de inundação. Para o autor, a enchente seria a situação em que a água transborda dos leitos fluviais e canais artificiais, invadindo as terras baixas adjacentes. Pode ser produzida por excesso de precipitação – chuva ou neve –, sendo comumente anual ou ocorrendo, pelo menos, uma vez a cada dois ou três anos.

Villela e Mattos (1975, p. 138) argumentam que a enchente se caracteriza por uma vazão relativamente grande de escoamento superficial; enquanto a inundação corresponde ao extravasamento da água pelo canal. Destaca-se que uma enchente pode não causar inundação, principalmente se forem construídas obras de controle contra este fenômeno. No entanto, mesmo que não ocorra grande aumento do escoamento superficial, poderá ocorrer inundação caso exista alguma obstrução no canal fluvial. Para estudos que têm o objetivo de realizar a previsão de enchentes, Villela e Mattos (1975, p. 138) consideram o fenômeno enchente como a ocorrência de vazões relativamente grandes que, geralmente, causam inundações.

Em capítulo sobre o controle de enchentes e inundações, Villela e Mattos (1975, p. 182) destacam que as principais causas de enchentes são excesso de chuva e descarregamento de qualquer volume de água a montante. A última pode ocorrer devido à abertura brusca das comportas de um reservatório ou ao rompimento da obra responsável pela retenção da água.

Embora reforcem que uma enchente só causa inundação quando o volume da água transborda pelo canal, Villela e Mattos (1975, p. 182) apontam duas causas responsáveis pela inundação: a) excesso de chuva, de modo que o canal fluvial não suporte a vazão da enchente, e b) uma obstrução a jusante da área inundada que impeça a passagem da vazão de enchente, tal como um bueiro mal dimensionado que, ao não dar passagem à vazão de enchente, remanse o rio e cause inundação.

Outra causa de enchente e, possivelmente, de inundação diz respeito à construção de obras cuja finalidade é combater estes fenômenos em certa área, como, por exemplo, uma galeria de águas pluviais ou o melhoramento de um trecho de canal fluvial para evitar o transbordamento. Os resultados destas obras, porém, deslocam o volume da água decorrente das enchentes, constituindo efeitos negativos para áreas a jusante, comumente menos valorizadas (VILLELA; MATTOS, 1975, p. 182).

Tucci, Hespanhol e Cordeiro Netto (2001, p. 70) não deixam clara a diferença entre os termos enchente e inundação, parecendo tratá-los como sinônimos. Os autores estabelecem uma divisão entre a) enchentes ribeirinhas e b) enchentes ampliadas pela urbanização.

As enchentes ribeirinhas ocorrem sobretudo pelo processo natural de extravasamento do rio para o leito maior, sendo esse um tipo de enchente mais presente em grandes bacias hidrográficas. Os impactos sofridos pela população advêm, principalmente, da ocupação inadequada do espaço urbano (TUCCI, HESPANHOL; CORDEIRO NETTO, 2001, p. 70).

As enchentes ampliadas pela urbanização, via de regra, acontecem em bacias menores. As exceções dizem respeito às grandes regiões metropolitanas, como São Paulo, onde grandes extensões são afetadas pelo problema. Nas grandes bacias, a vazão da macrodrenagem é influenciada pela distribuição temporal e espacial das precipitações máximas. A tendência da urbanização é agravar a inundação de montante para jusante na macrodrenagem urbana. Esse processo ocorre por meio da sobrecarga da drenagem

secundária – condutos – sobre a macrodrenagem – riachos e canais que atravessam as cidades –, sendo as áreas a jusante as mais afetadas (TUCCI; HESPANHOL; CORDEIRO NETTO, 2001, p. 73).

Tucci (2004, p. 621), ao fazer uma abordagem sobre o controle de enchentes, não deixa clara a diferença entre as terminologias enchente e inundação. Conforme o autor, quando a precipitação é intensa, a quantidade de água que chega simultaneamente ao rio pode ser superior à capacidade de drenagem deste, ou seja, da sua calha normal, resultando na inundação das áreas ribeirinhas. Em outra passagem, Tucci (2004, p. 624) assevera que as medidas para controle de inundações podem ser do tipo estrutural e não-estrutural. As medidas estruturais seriam as que modificam o sistema fluvial, a fim de evitar os prejuízos decorrentes das enchentes; enquanto as medidas não estruturais seriam aquelas em que os prejuízos são reduzidos pela melhor convivência da população com as enchentes. O autor parece tratar como sinônimos os termos enchente e inundação, ou apenas deixa implícita sua definição de enchente. Para um leitor leigo no assunto, o entendimento torna-se um tanto difícil.

De acordo com a USGS (2015), as inundações ocorrem sobre as planícies de inundação quando o transbordamento de rios ou córregos – inundando áreas adjacentes a estes – é provocado por precipitações prolongadas ao longo de vários dias, por chuvas intensas durante um curto período de tempo ou por um congestionamento de detritos nos canais fluviais. As inundações repentinas – *flash floods* – acontecem em período de seis horas, durante um dado episódio de chuva ou após falha em alguma represa ou dique, o que faz com que esses eventos possam atingir as pessoas sem tempo hábil para que se protejam.

Ao definir a vazão como sendo o volume de água escoado na unidade de tempo em uma determinada seção do rio, expresso em m^3/s ou l/s , Martins (1976, p. 38) chama a atenção para os termos vazão normal e vazão de inundação. O primeiro refere-se às vazões que escoam no curso de água; ao passo que o segundo abarca as vazões que excedem a capacidade normal das seções de escoamento do curso de água ao ultrapassar um valor-limite.

Dalrymple (1964, p. 2), especificamente no capítulo vinte e cinco, assevera que a inundação é um fluxo relativamente alto que ultrapassa os bancos naturais ou artificiais em trecho de um dado rio. Quando estes bancos são ultrapassados, a água se espalha sobre a planície de inundação e, geralmente, entra em conflito com o Homem. Visto que a planície de inundação é um local desejável para o Homem e para o desenvolvimento de suas atividades, é importante que as inundações sejam controladas para que os danos causados não excedam uma quantidade aceitável. O autor faz, ainda, considerações importantes sobre a implantação da rede de estações fluviométricas nos Estados Unidos e sobre o papel desempenhado pela *U.S Geological Survey*, em conjunto com outras agências, nos estudos sobre inundações neste país.

Em linhas gerais, Dalrymple (1964, p. 2) aponta que as inundações podem ser mensuradas de diferentes maneiras: pela altura, pela área inundada, pelo pico de vazão e

pelo volume de fluxo. A altura de inundação é de interesse para aqueles que planejam construir estruturas ao longo ou através de rios e córregos; a área inundada é de interesse para aqueles que planejam ocupar, de alguma maneira, a planície de inundação adjacente ao rio ou ao córrego; o pico de vazão interessa àqueles que projetam vertedouros, pontes, bueiros e canais de inundação; o volume de fluxo interessa àqueles que projetam obras de armazenamento para irrigação, bombeamento de água e controle de inundação.

Isto posto, Dalrymple (1964, p. 2) argumenta que a altura de uma inundação pode ser mensurada em um ponto, como em uma estação situada em local fixo ou em trecho definido, por meio de um perfil de um ou de ambos os bancos do canal. A área inundada é mensurada pela delimitação da borda da água sobre um mapa, geralmente essa área é definida através do desenvolvimento de perfis de inundação ao longo de cada banco. O pico de vazão é medido em termos de taxa de tempo, por exemplo, m³/s. O volume de fluxo comumente é calculado em m³/dia. O autor detalha cada um desses métodos, tornando a leitura desta obra indispensável para aqueles que trabalham com inundação.

Guerra e Guerra (2003, p. 29) consideram inundação como sinônimo de alagado e a definem como uma área inundada logo após a enchente. Os autores, a exemplo de outros, não deixam clara a diferença entre inundação e enchente.

No que diz respeito à terminologia cheia, Villela e Mattos (1975, p. 104) e Martins (1976, p. 40), ao tratarem sobre a análise de hidrogramas, apontam que, após o início da precipitação e uma vez excedida a capacidade de infiltração da água no solo, inicia-se o escoamento superficial direto. Depois de certo tempo, a vazão em uma seção transversal de um determinado canal fluvial aumenta até atingir um máximo, momento que, segundo Villela e Mattos (1975, p. 106), representa a contribuição de toda a bacia hidrográfica. Essa afirmação dos autores pode ser contestada, pois esta vazão máxima ou vazão de pico do hidrograma também poderia ser interpretada como o tempo de concentração – T_c –, e não como a contribuição de toda a bacia.

Nesse sentido, Villela e Mattos (1975, p. 109) e Martins (1976, p. 43) entendem que, com base na concepção de Horton, a vazão máxima observada no hidrograma de uma seção transversal é o momento de cheia.

Entretanto, o conceito de cheia também aparece junto à noção de regime hidrológico, o qual pode ser entendido como a variação mensal da vazão ao longo de vários anos e, sendo assim, possui relação direta com a variabilidade do clima. Desta forma, cabe ressaltar que o regime hidrológico dos rios tropicais tende a apresentar um período de águas altas, denominado cheia, e um período de águas baixas, chamado de vazante. Essa variação do regime hidrológico – não apenas da vazão, mas também da cota fluviométrica – é responsável por mudanças na organização do espaço geográfico de muitas comunidades ribeirinhas; além de ser também causadora de alterações na organização das comunidades aquáticas do sistema rio-planície de inundação. Do ponto de vista ecológico, o período de cheia denomina-se potamofase e o período de vazante, limnofase.

No tocante ao conceito de alagamento, o mesmo praticamente não foi abordado nas obras consultadas, sendo tratado de forma muito genérica. O termo alagamento, portanto, parece ser adotado sob duas perspectivas: a) com caráter mais genérico, sendo empregado para descrever qualquer área alagada e b) quando é empregado para descrever áreas que foram cobertas por água em decorrência de chuvas intensas, geralmente áreas urbanas, cujo escoamento superficial tende a ser aumentado devido à maior área impermeabilizada.

Contudo, do ponto de vista técnico e com base na Codificação Brasileira de Desastres – COBRADE –, o Anuário Brasileiro de Desastres Naturais (BRASIL, 2013) aponta que inundações, enxurradas e alagamentos são entendidos como fenômenos de desastres naturais do tipo hidrológico. Ressalta-se que, neste documento, é abordada a terminologia enxurrada, que até então não havia sido discutida, e também são apresentadas melhores explicações sobre o termo alagamento.

Argumenta-se, então, que a inundação pode ser compreendida como submersão de áreas fora dos limites normais de um canal fluvial, em zonas que normalmente não se encontram submersas (BRASIL, 2013). O transbordamento ocorre gradualmente, geralmente ocasionado por precipitações prolongadas em áreas de planície.

Quanto à enxurrada, BRASIL (2013) assinala que ela deve ser entendida como escoamento superficial de alta velocidade e energia, provocado por precipitações intensas e concentradas, normalmente em pequenas bacias hidrográficas de relevo acidentado; acarretando elevação súbita das vazões de determinado canal fluvial e transbordamento brusco da calha fluvial. Por conta destes fatores, a enxurrada apresenta grande poder destrutivo.

Acerca do termo alagamento, BRASIL (2013) o entende como extrapolação da capacidade de escoamento de sistemas de drenagem urbana, fato que propicia o acúmulo de água em ruas, calçadas ou outras infraestruturas urbanas, em decorrência de precipitações intensas.

2.2. Síntese Comparativa.

Do que foi exposto, verifica-se que a forma e as dimensões de um canal fluvial refletem o ajuste deste à vazão de margens plenas, que pode ser definida como a vazão que preenche, na medida certa, o canal fluvial, sendo que, acima desta vazão, ocorre o transbordamento das águas para a planície de inundação. A planície de inundação, por sua vez, pode ser entendida como uma feição deposicional do vale do rio, a qual está associada a um clima particular ou ao regime hidrológico de uma Bacia Hidrográfica. Sujeita à variabilidade climática, a vazão ora ocupa mais espaço, ora ocupa menos espaço do leito fluvial. Tal aspecto permite subdividir o leito fluvial em quatro diferentes tipos: leito de vazante, leito menor, leito maior e leito maior excepcional, estando o primeiro relacionado à vazão e ao nível mais baixo, e o último relacionado à vazão e ao nível mais alto do canal fluvial.

Considera-se que a enchente corresponde ao aumento da vazão em uma seção transversal de um rio, com potencial capacidade de suscitar inundação. A inundação, por sua vez, equivale ao transbordamento da água do leito menor para o leito maior periódico ou sazonal, ou, ainda, para o leito maior excepcional do rio. Nesse sentido, para a análise de ocorrência de inundações, faz-se necessário estabelecer com segurança o limite entre a vazão de enchente e a vazão de inundação, em outras palavras, a cota de transbordamento de água do rio. A enchente, portanto, pode ou não suscitar uma inundação, sendo este um fenômeno posterior àquele.

Ao analisar uma hidrógrafa ou um hidrograma, a cheia equivale à vazão máxima de uma seção transversal de um rio após o início de uma precipitação. Sendo a hidrógrafa a representação gráfica da variação da vazão em relação ao tempo, ela permite observar também os fenômenos de enchente e inundação. A cheia pode ou não coincidir com a vazão de inundação, não sendo isso uma regra geral. Entretanto, sob outra perspectiva, especificamente quando é feita a análise do regime hidrológico de um rio, a cheia pode ser entendida como sinônimo de águas altas, isto é, período em que a vazão e a cota fluviométrica do rio encontram-se mais elevadas, alcançando com maior frequência o leito maior do canal fluvial ou permanecendo, por algum período, acima da cota de transbordamento do rio, cobrindo extensas planícies de inundação.

O alagamento, por sua vez, possui definição mais genérica: uma determinada área coberta por água. Convém ressaltar que a literatura consultada deu maior ênfase para alagamentos em áreas urbanas, cujo processo motivador decorre da associação entre: precipitação intensa; impermeabilização de grandes áreas; acréscimo de grande volume das águas dos condutos – galerias pluviais –; macrodrenagem urbana; deficiência da limpeza urbana que ocasiona a obstrução de bueiros por galhos, folhas e lixo. Em suma, todos esses fatores contribuem para que ocorra extrapolação da capacidade de escoamento de sistemas de drenagem urbana, fato que propicia o acúmulo de água em ruas, calçadas ou outras infraestruturas urbanas, como resultado de precipitações intensas.

3. INDICATIVOS INICIAIS SOBRE O ESTADO DA ARTE.

Com o objetivo de apontar alguns indicativos iniciais sobre o estado da arte, foi realizada uma busca de artigos sobre as temáticas inundação, enchente, cheia e alagamento no portal de periódicos da Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior – CAPES. Realizou-se uma busca avançada por assuntos contidos em títulos de artigos, de maneira que os assuntos – temáticas em questão – foram pesquisados individualmente.

A busca foi realizada em intervalos de décadas, a partir de 1971 até o presente, uma vez que, para os assuntos pesquisados, não foram encontrados artigos de décadas anteriores. Ressalta-se ainda que a busca foi feita apenas para as bases de acesso livre disponíveis no portal de periódicos da CAPES.

A cada busca, por meio de ferramentas da própria plataforma da CAPES, o resultado foi personalizado e refinado para apresentar as áreas: agricultura e

florestamento; biologia; ciências da terra; geografia e saúde pública. Entretanto, apesar dessa personalização de busca, não houve especificação a que área pertencia cada artigo, fato que obrigou a se considerar apenas a quantidade total de cada assunto pesquisado. Salienta-se que a busca realizada foi quantitativa e não qualitativa. Os resultados podem ser observados na (Tabela 1).

Tabela 1. Total de assuntos contidos nos títulos dos artigos.

Assuntos	1971 a 1980	1981 a 1990	1991 a 2000	2001 a 2010	2011 a 2020	Total
Inundação	17	6	15	122	136	296
Enchente	0	0	0	6	11	17
Cheia	0	0	0	5	5	10
Alagamento	0	0	3	43	30	76

Dados gerados com base na consulta do portal de periódico da CAPES. Organizado por SOUSA, R. V. B.

Verifica-se que o termo inundação se mostra como o mais identificado na busca, o único identificado em todas as décadas e o que apresentou tendência de aumento mais linear, a partir do fim da década de 2000. O termo alagamento ocupa a segunda colocação, porém somente a partir da década de 1991 e sem uma progressão de aumento constante. O termo enchente aparece a partir da década de 2001 e é o terceiro mais presente nos resultados, sendo possível observar aumento na quantidade de buscas. Em quarto e último lugar está o termo cheia, também a partir da década de 2001, mas com o mesmo quantitativo para a década seguinte, sem progressão na quantidade de buscas.

Na medida em que não foi possível separar os artigos pesquisados por áreas do conhecimento, considerando que a busca no portal de periódicos da CAPES foi feita para diversas bases concomitantemente, efetuou-se uma busca apenas na base *Scielo.Org*, com o intuito de se obter um panorama mínimo dessa distribuição (ver Tabela 2).

Os resultados observados na (Tabela 2) apontam que a área das Ciências Biológicas é a que mais lida com os temas inundação, enchente e cheia, ficando em segundo apenas com tema alagamento – mais pesquisado pela área das Ciências Agrárias. Verifica-se também que os estudos multidisciplinares figuram entre as três principais áreas com os temas inundação, enchente e cheia, ficando em quarto com o tema alagamento. A área de linguística, letras e artes aparece uma vez junto ao tema cheia. Quanto aos artigos de geografia, a tendência geral é que se concentrem em periódicos nas áreas de Ciências Humanas, Estudos Multidisciplinares e também Ciências da Terra, caso o tema esteja vinculado a geomorfologia, estudos pedológicos, entre outros, por exemplo.

Do ponto de vista quantitativo, a busca na base *Scielo* também aponta maior número de artigos acerca do tema inundação, porém diverge quanto aos demais temas. Uma série de fatores pode ter influenciado essas diferenças, tais quais as datas das publicações, os filtros aplicados durante a busca, entre outros. De qualquer modo, esse fato demonstra a necessidade de ajustes no método de levantamento dessas informações.

Tabela 2. Quantidade de artigos distribuídos por temas pesquisados e por áreas do conhecimento.

Inundação		Enchente		Cheia		Alagamento	
Ciências Biológicas	326	Ciências Biológicas	38	Ciências Biológicas	56	Ciências Agrárias	111
Ciências Agrárias	183	Multidisciplinar	26	Multidisciplinar	28	Ciências Biológicas	48
Multidisciplinar	99	Ciências Exatas e da Terra	21	Ciências Agrárias	8	Ciências da Saúde	11
Engenharias	28	Ciências Agrárias	10	Engenharias	7	Multidisciplinar	11
Ciências da Saúde	27	Ciências da Saúde	8	Ciências da Saúde	6	Engenharias	4
Ciências Sociais Aplicadas	19	Ciências Humanas	6	Ciências Humanas	5	Ciências Humanas	2
Ciências Exatas e da Terra	19	Engenharias	4	Ciências Exatas e da Terra	3	Ciências Sociais Aplicadas	1
Ciências Humanas	19	Ciências Sociais Aplicadas	2	Ciências Sociais Aplicadas	2	Ciências Exatas e da Terra	1
				Linguística, letras e artes	1		
Total	720		115		116		189

Dados obtidos em Scielo.Org. Organizado por SOUSA, R. V. B.

Considerando que foi realizada uma busca quantitativa e não qualitativa, os resultados obtidos nesse capítulo deixam em aberto uma linha de investigação para se avaliar o aspecto qualitativo do uso dos conceitos em questão, isto é, se o uso está de acordo com a literatura científica e técnica, se os conceitos estão se sobrepondo, quais são as áreas científicas que concentram o maior uso desses conceitos etc. Além disso, é necessário ampliar as bases de busca de periódicos, posto que a consulta individual dessas bases possibilita classificar de forma mais precisa as grandes áreas das ciências ou as áreas específicas dos artigos. O leque de busca também poderá ser ampliado para dissertações e teses.

4. CONCLUSÃO

A revisão bibliográfica sobre os conceitos de inundação, enchente, cheia e alagamento demonstrou que, do ponto de vista científico, há diferenças consideráveis entre os significados dos termos. Dessa forma, mesmo que os conceitos de inundação, enxurrada e alagamento sejam entendidos, do ponto de vista técnico, como fenômenos de desastres naturais do tipo hidrológico, tem-se a necessidade de escolher corretamente o conceito a ser utilizado em uma dada situação. O conceito de alagamento mostrou-se como o mais genérico e a literatura consultada deu maior ênfase para alagamentos em áreas urbanas. Com relação às buscas desses conceitos realizadas nas bases de periódicos, os resultados obtidos apontaram que há maior quantidade de pesquisas sobre inundações, porém, mais do que isso, deixaram em aberto uma linha de investigação para se avaliar o aspecto qualitativo do uso dos conceitos em questão.

Agradecimentos

À Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior – CAPES, pelo aporte financeiro para o desenvolvimento desta pesquisa, especificamente acerca da etapa relacionada à revisão bibliográfica, que constituiu parte de Tese de Doutorado em Geografia pela Universidade Estadual Paulista – UNESP, Campus de Presidente Prudente.

Referências Bibliográficas

- BRASIL. Ministério da Integração Nacional. **Anuário brasileiro de desastres naturais**. 2013. Disponível em: <<https://antigo.mdr.gov.br/images/stories/ArquivosDefesaCivil/ArquivosPDF/publicacoes/Anurio-Brasileiro-de-Desastres-Naturais-2013.pdf>>. Acesso em: 10 out. 2016.
- CHRISTOFOLETTI, A. **Geomorfologia**. 2. ed. São Paulo: Edgard Blücher, 1980. p. 1-105.
- CUNHA, S. B da. Geomorfologia fluvial. In: GUERRA, A. J. T. _____(Org.). **Geomorfologia: Uma atualização de bases e conceitos**. 6. ed. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, 2005, p. 212.
- DALRYMPLE, T. Flood characteristics and flow determination. Chapter 25-I. In: **Handbook of Applied Hydrology**. New York: McGraw-Hill, 1964. p. 2.
- GUERRA, A. T.; GUERRA, A. J. T. **Novo dicionário geológico-geomorfológico**. 3. ed. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, 2003. p. 29.
- LEOPOLD, L. B.; WOLMAN, M. G; MILLER, J. P. **Fluvial processes in geomorphology**. San Francisco: W. H. Freeman and Company, 1964. p. 248-328.
- MARTINS, J. A. Infiltração. In: PINTO, N. L. de; HOLTZ, Antonio C. T. _____; GOMIDE, Francisco L. S. **Hidrologia básica**. São Paulo: Edgar Blücher, 1976. p. 40-48.
- PETTS, G; FOSTER, I. **Rivers and landscape**. London: Edward Arnold. 1985. 150 p.
- SUGUIO, K. **Dicionário de geologia sedimentar e áreas afins**. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, 1998, p. 266.
- TUCCI, C. E. M. **Hidrologia: Ciência e Aplicação**. 3. ed. Porto Alegre: Editora UFRGS, 2004. 943 p.
- TUCCI, C. E. M; HESPANHOL, I; CORDEIRO NETTO, O. de M. **Gestão da Água no Brasil**. Brasília: UNESCO, 2001. p. 70-73.
- U.S. GEOLOGICAL SURVEY - USGS. **Questions and answers about floods**. 2015a. Disponível em: <<http://water.usgs.gov/edu/qafloods.html>>. Acesso em: 01 jul. 2015.
- UFSC – Universidade Federal de Santa Catarina. CEPED – Centro Universitário de Estudos e Pesquisas sobre Desastres. **Atlas brasileiro de desastres naturais entre: 1991 a 2012**. 2ª ed. Florianópolis: CEPED, UFSC, 2013. Disponível em: <<https://s2id.mi.gov.br/paginas/atlas/>>. Acesso em: 10 out. 2016.

VILLELA, S. M; MATTOS, A. **Hidrologia aplicada**. São Paulo: McGraw-Hill, 1978. p. 104-182.

11. SISTEMAS LACUSTRES INTERIORES: AVANÇOS E TÉCNICAS DE ESTUDO

Gisele Barbosa dos Santos¹ & Paulo de Tarso Amorim Castro²

¹ Universidade Federal de Juiz de Fora; Instituto de Ciências Humanas - Departamento de Geociências - ICH - Campus da Universidade Federal de Juiz de Fora - Rua José Lourenço Kelmer, S/Nº - São Pedro, Juiz de Fora - MG, 36036-900; barbosadossantosgisele@gmail.com

² Universidade Federal de Ouro Preto; ptacastro@gmail.com

Resumo: As investigações sobre gênese de lagos têm grande relevância em pesquisas geomorfológicas e geológicas, pois podem revelar quais são os agentes que imperam na construção desta paisagem, podendo ser os de natureza endógena, resultantes da evolução de deformações crustais, ou de âmbito exógeno, ligados principalmente à processos superficiais atmosféricos e hidrológicos. Este trabalho apresenta uma revisão de estudos científicos envolvendo gênese e classificação de lagos, dando ênfase às pesquisas desenvolvidas no Brasil. Foram elencados artigos em periódicos e eventos, além de monografias, dissertações e teses no âmbito nacional e internacional. No Brasil os estudos relacionados a lagos de origem fluvial são mais comuns, destacando-se aqueles formados por barragem natural de tributários ou por processos da dinâmica de planícies de inundação, que resultam no isolamento de corpos d'água dando origem aos lagos fluviais. Este capítulo busca organizar, reunir e ampliar o conhecimento sobre a diversidade de lagos de interiores, bem como apresentar inovações nos métodos investigativos dos mesmos. Aborda temáticas sobre características gerais, gênese, classificação e sedimentação lacustres, em diferentes escalas temporais e espaciais. Os estudos são relativamente mais desenvolvidos nas regiões Norte e Centro-oeste do país. Destaca-se a importância do sensoriamento remoto e morfometria, dentre os principais métodos investigativos utilizados, seguido por análises mineralógicas, geoquímicas, microfossilíferas, texturais e cronológicas dos sedimentos lacustres, análises geoquímicas da água das lagoas, bem como investigações com enfoque pedológicos em topossequência associadas às análises geoquímicas e micromorfológicas. Por fim, inúmeros trabalhos apontaram o uso de métodos geofísicos como promissores para a interpretação de ambientes lacustres. Nota-se que pesquisas sistêmicas multiescalares no tempo e no espaço são imprescindíveis para a consolidação do conhecimento de sistemas lacustres sob a perspectiva geomorfológica.

Palavras-Chave: Depressões Fechadas; Lagos; Multiescalaridade Geomorfológica; Morfotectônica.

Abstract: Investigations about lakes' genesis have great relevance in terms of geomorphological and geological researches once they may reveal which ones are the agents that build such landscape. They can be the ones of endogenous nature, which result from the evolution of crustal deformation, or of exogenous ambit, which are mainly related to hydrological and atmospheric superficial processes. This work presents a review of scientific studies about genesis and classifications of lakes, emphasizing the researchers developed in Brazil. Articles have been listed in journals and events besides researches in monographs, dissertations and theses, both on domestic and international ambits. The studies about lakes formed by rivers are more common in Brazil, highlighting the ones formed by natural dam of tributaries or by processes of floodplain dynamics that lead to the isolation of bodies of water, what form the fluvial lakes. This chapter aims to organize, gather and amplify the knowledge about the diversity of inland lakes, as well as to present innovations in their investigative methods, addressing themes about general characteristics, genesis, lacustrine classification and sedimentation in different spatial and temporal scales. Those studies are relatively more developed in the Northern and Midwestern Brazil. Among the main investigative methods performed, the importance of remote sensing and morphometry deserves to be highlighted, followed by mineralogical, geochemical, microfossiliferous, textural and chronological analyses of the lacustrine sediments, geochemical analyses of the lakes' water as well as investigations with a pedological focus on topsequences associated to the geochemical and micromorphological analyses of the soil. Finally, uncountable studies pointed to the use of geophysical methods as promising for interpretation of lacustrine environments. As noticed, multiscale systemic researches in terms of time and space are essential for the consolidation of the knowledge about lacustrine systems under the geomorphological perspective.

Keywords: Closed Depression; Lakes; Geomorphological Multiscale; Morphotectonics.

Tema: Geomorfologia Lacustre

1. INTRODUÇÃO

Abordar a temática "origem de sistemas lacustres" é uma empreitada complexa e desafiadora, pois um sistema no âmbito das geociências pode ser considerado como a expressão física de um arranjo de elementos ambientais que se interagem de forma dinâmica e com intensidade variável no tempo e no espaço, enquanto que a paisagem exprime heranças das sucessivas relações destes elementos. Os processos químicos, físicos e biológicos que regem um sistema lacustre estão associados às características das bacias hidrográficas, as quais pertencem, possuindo uma relação direta com as condições estruturais, litológicas, geomorfológicas, hidrológicas e climáticas.

Diante disso, os sistemas lacustres são objetos de estudos de diversos ramos das ciências. A Geologia e a Geografia abordam principalmente questões paleoambientais, paleogeográficas e geomorfológicas. Estas questões estão diretamente relacionadas a

fenômenos endógenos, aqueles originários do interior da crosta terrestre, e sua interação com os fenômenos exógenos da atmosfera e da hidrosfera.

No Brasil, os estudos relacionados aos lagos de origem fluvial são mais comuns, destacando-se aqueles formados por barramento natural de tributários ou pela dinâmica de planícies de inundação, que isolam corpos d'água dando origem aos lagos fluviais. Já estudos de lagos de conexão periódica ou desconexos de planícies fluviais são mais restritos, podendo se destacar aqueles relacionados a depressões resultantes da dissolução de rochas carbonáticas encobertas ou não, ou associadas a estruturas tectônicas. Processos de dissolução também ocorrem em rochas vulcânicas, bem como em crostas lateríticas. Sistemas lacustres não associados às planícies fluviais também podem ser originados por processos de deflação, ou seja, a ação eólica forma depressões no relevo, que ao serem preenchidas por água originam lagos. Em regiões brasileiras com grande sazonalidade, como em clima semiárido e em tropical as depressões são preenchidas por água em épocas de chuvas, e nem sempre são adequadamente estudadas sob a dinâmica lacustre sazonal.

Este capítulo apresenta uma revisão ampla de estudos científicos envolvendo processos relacionados à gênese, dinâmica e geformas de lagos, majoritariamente de estudos realizados em Brasil. Foi realizado um levantamento da produção científica a respeito da ocorrência e distribuição de lagos, procurando destacar o uso de diversos métodos investigativos, bem como as escalas temporo-espaciais de análise. Os estudos são relativamente mais numerosos nas regiões Norte e Centro-oeste do país (Figura 1).

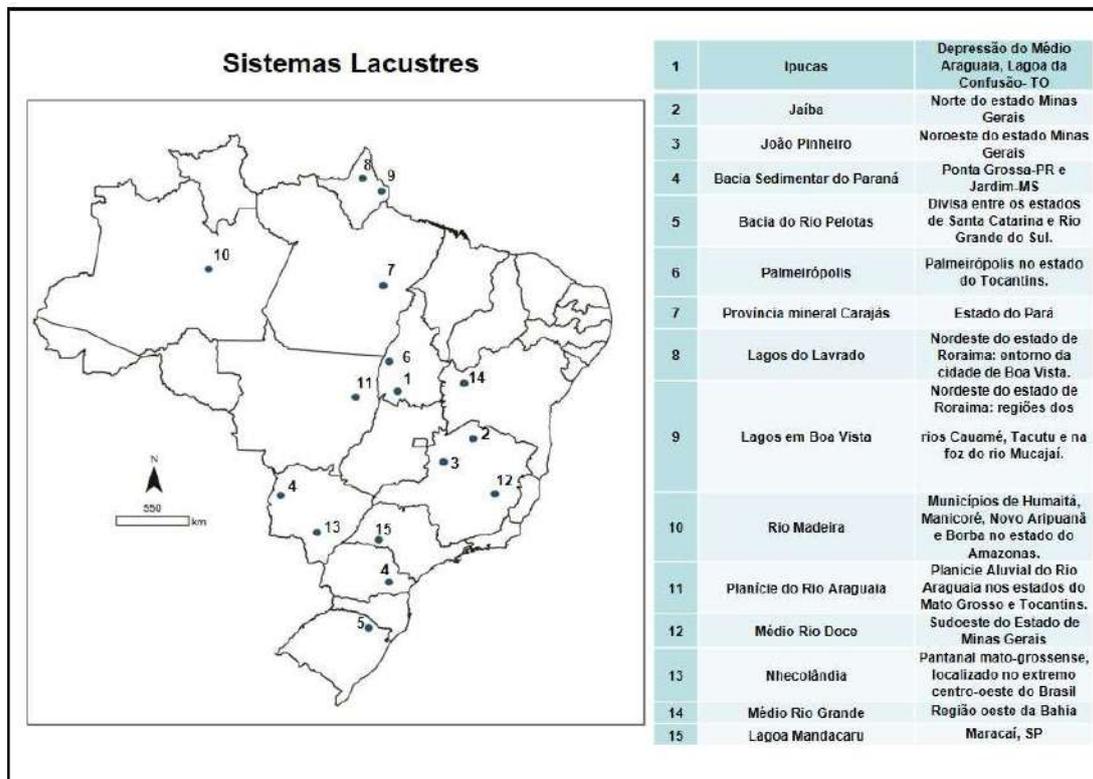


Figura 1. Principais estudos sobre Sistemas Lacustres no Brasil.

Nota-se que investigações e interpretações sobre a origem de sistemas lacustres no Brasil estão distantes de se extenuarem, o que justifica esforços da comunidade científica para desvendar as nuances desses ambientes sob uma perspectiva da evolução geomorfológica. Esses sistemas podem ser considerados como fonte importante de inspiração para muitas pesquisas, já que possuem indícios para o entendimento de uma sucessão de eventos, principalmente na história geológica e evolução climática recente.

2. ESTADO DA ARTE SOBRE FORMAÇÃO DE LAGOS DE INTERIORES

2.1. Classificação e Processos de Formação de Lagos

Day (2006) menciona que cientistas desenvolveram formas de classificação de lagos e suas características intrínsecas. Por exemplo, os geólogos, descrevem mais de cem tipos diferentes de lagos com base em suas condições de formação. O referido autor salienta que, em trabalhos mais recentes, a ênfase dos estudos descritivos deu lugar às investigações dos processos atuantes na formação de dinâmica dos lagos. Quanto à gênese de lagos destacam-se àqueles de origem glacial e periglacial, fluvial, vulcânico, tectônico, costeiro, cárstico ou de dissolução, eólico e de barramento. Dadas às condições climáticas e geológicas reinantes durante o Neógeno no Brasil, serão descritos aqui, os tipos de lagos cuja existência é recorrente no país.

2.1.1. Lagos de origem tectônica

Os lagos de origem tectônica foram divididos em dois tipos por Tundisi & Tundisi (2008), sendo um primeiro grupo originado por depressões resultantes de processos epirogenéticos positivos ou negativos e um segundo grupo resultante de falhas relacionadas à rupturas da crosta terrestre (Figura 2).

Sternberge (1950) descreve os lagos Manacupuru, Anamá, Badajós, Piorini e Miuá na Planície Amazônica, como sendo originários de processos de ajustes isostáticos epirognéticos. Onde a sobrecarga sedimentar deflagrou o neotectonismo em faixas de fraqueza preexistentes na crosta, sob as camadas sedimentares mais novas que atualmente nivelam a planície amazônica. Formando assim vales tectônicos, que foram aprofundados por erosão e alagados formando os lagos.

Ainda na Planície Amazônica, Costa *et al.* (2010) relatam a existência de inúmeros lagos piscosos, de grandes dimensões formados por barramentos tectônicos, resultantes de falhamentos. Costa *et al.* (1996) afirmam que a variação de altitudes de norte para sul, na região do Monte Roraima, sugere que falhas transcorrentes foram importantes componentes do deslocamento de blocos, resultando em vales suspensos e lagos decorrentes de canais fluviais bloqueados pelas falhas. Hayakawa & Rossetti (2012) identificaram o mesmo processo de formação de lagos no médio e baixo curso do rio Madeira, ao estudarem a rede de drenagem por meio de produtos de sensoriamento remoto.

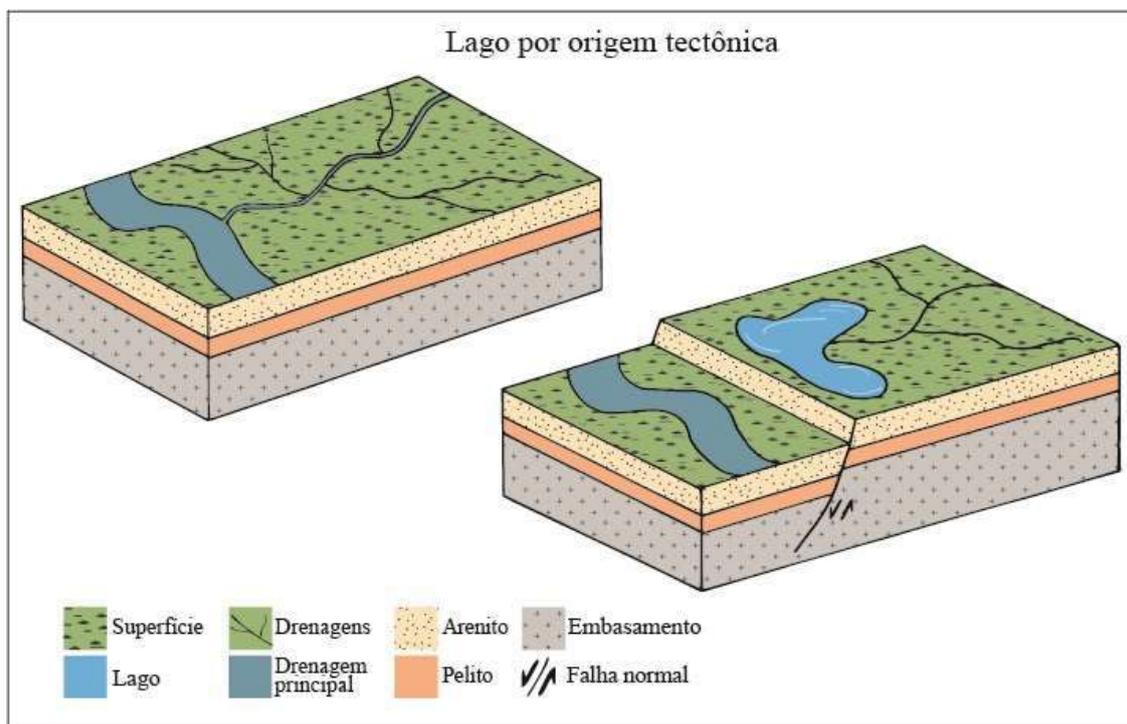


Figura 2. Lagos por origem tectônica.

Na região sudeste do Brasil, na bacia do Rio Doce, em Minas Gerais, emergem discussões valiosas quanto à origem do sistema lacustre local. De acordo com Castro (2001), a gênese dos lagos pode ser explicada por duas grandes correntes interpretativas, a primeira afirma que a gênese dos lagos estaria associada à colmatção de afluentes do rio Doce, em função de oscilações climáticas advindas desde o Pleistoceno, identificadas a partir de análises em sedimentos coluvionares e lacustrinos (MEIS, 1977; MEIS & MONTEIRO, 1979; MEIS & TUNDISI, 1986). Neste caso, para os autores que advogam esta corrente, a gênese dos lagos estaria relacionada ao barramento ocasionado por colúvios. Para a segunda corrente a origem dos lagos estaria associada tectônica regional. Barbosa & Kohler (1981), utilizando-se de fotografias aéreas e imagens de radar, atestaram um intenso controle tectônico relacionado à direção dos lagos e dos barramentos. Mello (1997) comprova de maneira irrefutável, a influência da tectônica na evolução dos lagos, utilizando de dados neotectônicos e de seções sísmicas realizadas nos lagos do rio Doce.

Saadi (2005) ao estudar os terraços fluviais e rampas colúvias identificou evidências morfotectônicas que são compatíveis com o basculamento de blocos, que controlam a rede fluvial e lacustre na bacia do rio Doce, corroborando os estudos aventados acima. Já Faria (2013), estudou este mesmo sistema e constatou por meio de cartografia morfométrica que não existe relação entre a colmatção das lagoas, forma das bacias de contribuição e formato das lagoas, demonstrando que as condições ambientais das lagoas se devem à tectônica Cenozoica.

Neste tipo de processo tectônico ocorre um ajuste da drenagem na zona de falha, promovendo mudanças no gradiente topográfico dos rios, o que provoca o afogamento de canais tributários em suas desembocaduras e formação de lagos e, também abandono de canais, resultantes de processos de avulsão e formação de paleocanais e entulhamento de lagos.

2.1.2. Lagos de origem antrópica

Os lagos de origem antrópica podem ser originários de escavações artificiais, superficiais ou subterrâneas, que são posteriormente preenchidas por água, ou provenientes do barramento artificial (Figura 3) de cursos d'água (SPERLING, 1999).

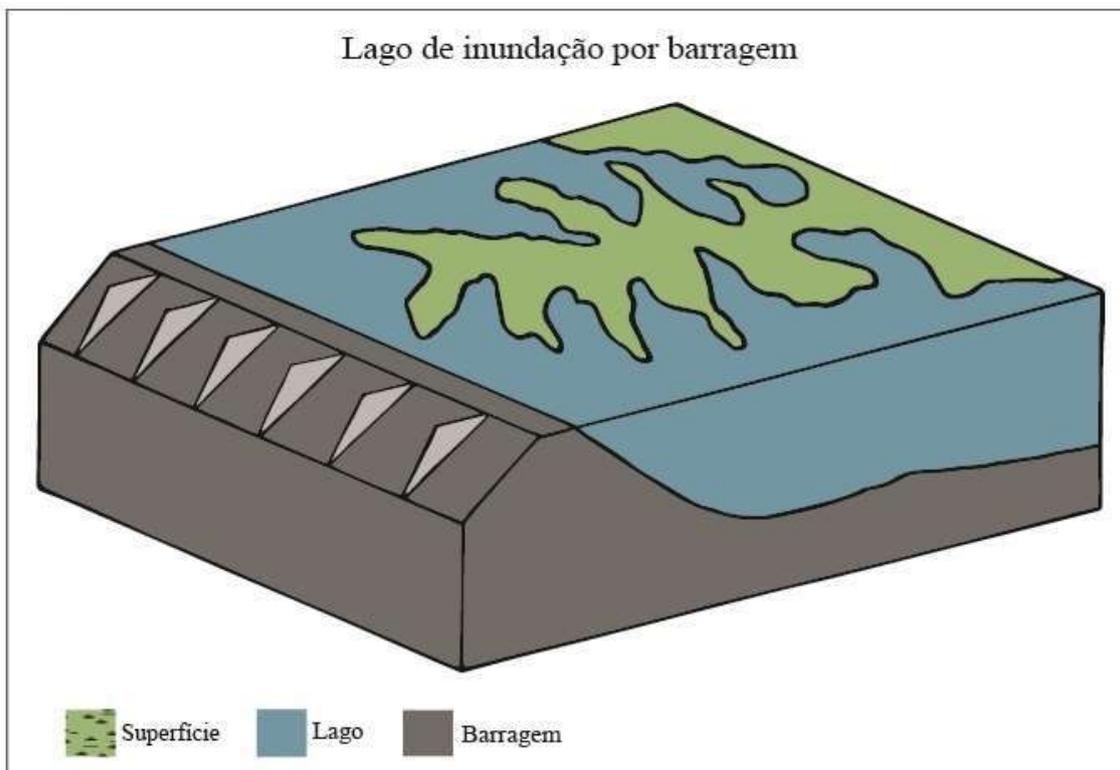


Figura 3. Lagos por origem de barramento antrópico.

A sua maior expressão são aqueles formados a partir de barragens, que apresentam geralmente grande porte, formato alongado e seguem o formato original do vale do rio que foi barrado artificialmente. No Brasil, eles têm como principal objetivo a geração de energia elétrica, mas podem também ser utilizados para irrigação, abastecimento industrial e doméstico (SPERLING, 1999).

Os estudos sobre lagos resultantes de cava de mineração se tornaram mais frequentes a partir da década de 1990. Diversos interesses permeiam a formação destes lagos, como estudos de impactos ambientais, morfológicos, qualidade da água, hidrológicos, biológicos e turístico.

Morfológicamente, são lagos geralmente afunilados e com profundidade acentuada, possuem paredes rochosas abruptas e não possibilitam boa circulação da d'água (Figura

4). Hidrologicamente, ocorre interferência no lençol freático com uso de bombas de sucção para rebaixamento do nível de água e a consequente possibilidade de extração do minério. Ao cessar a retirada do minério cessa também a retirada de água, o que causa a formação de um lago na cava da mina (CASTENDYK e EARY 2009).

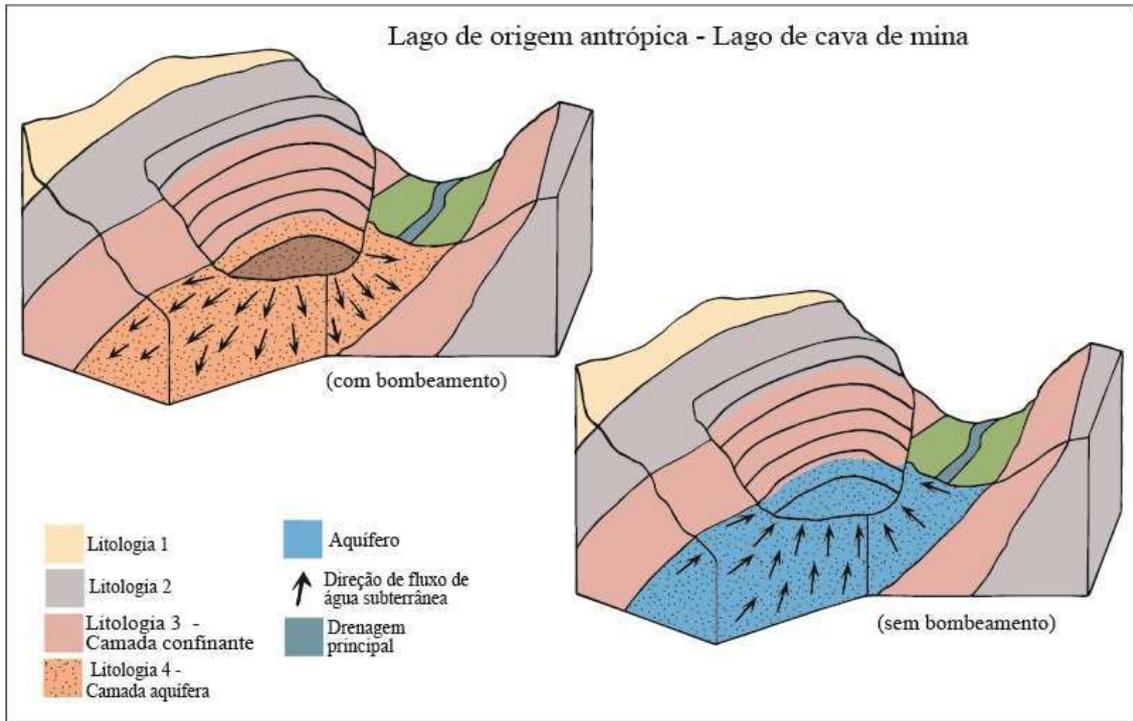


Figura 4. Lagos por origem antrópica: cava de mina.

Esta dinâmica também interfere nos processos geomorfológicos como na estabilidade dos taludes da mina, bem como no sistema de escoamento da drenagem pluvial e fluvial das vertentes próximas à cava.

No que tange à qualidade da água, Zhao *et al.* (2009) agruparam os lagos em quatro categorias: ácidos, neutros, salinos, com boa qualidade bacteriológica e físico-química. De acordo com Gammons *et al.* (2009), os lagos de mineração de carvão mineral e de ouro em rochas sulfetadas tendem a serem ácidos, causando graves consequências ambientais.

A criação de lagos antrópicos acarreta a transformação de um ambiente lótico em um ambiente semelhante ao lântico, e esse fato emerge uma demanda por estudos e pesquisas no que se refere à formação do lago relacionada ao uso e ocupação da área inundada, questões climáticas (principalmente sobre evaporação e umidade), propagação de vetores de doenças, dinâmica geomorfológica da drenagem e de encostas, abalos associados ao peso da lâmina d'água, sedimentação do lago, eutrofização, questões sobre perda genética de fauna e flora.

2.1.3. Lagos originados por processos eólicos

Lagos originados por processos eólicos são também denominados de "*Lagos de Deflação*" e "*Lagos de Duna*", ou seja, são àqueles formados pela ação do vento. De acordo com Esteves (1998), o deslocamento de dunas, principalmente aquelas desprovidas de vegetação, ao se acomodarem em um novo local, podem represar os pequenos córregos, transformando-os em lagos (Figura 5).

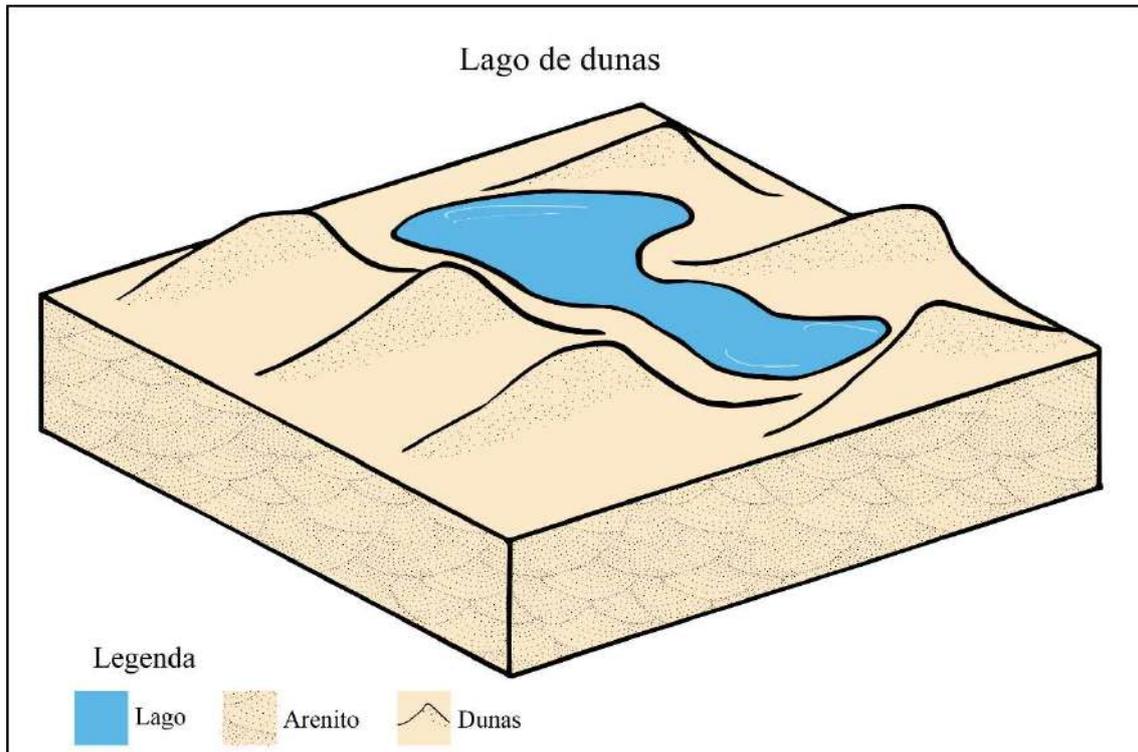


Figura 5. Lagos de origem eólica: dunas.

Christiansen & Hamblin (2014) explicam que o processo de deflação ocorre quando partículas soltas de areia e poeira são transportadas pelo vento a partir da superfície e depositadas em outros locais, formando uma bacia de deflação no local que perdeu massa pelo transporte eólico. Este processo ocorre comumente em regiões semiáridas ou costeiras, onde ventos são intensos, ou onde a camada de vegetação foi removida pela atividade de seres humanos e animais (Figura 6). Caso ocorram mudanças climáticas, para condições mais úmidas, essas bacias de deflação podem ser preenchidas por água formando lagoas perenes ou intermitentes, denominadas *pans* ou *playas* (SPERLING, 1999).

Klammer (1982) e Tricart (1982) sugerem que a origem do complexo Sistema Lacustre da Nhecolândia inserida no Megaleque do Taquari, no Pantanal sul mato-grossense, seja originada por processos eólico/fluviais, como herança de um paleoclima semiárido. Já Clapperton (1993) contesta essa origem pela ausência de parâmetros relacionados à estratigrafia, que balizem cronologicamente a evolução do Pantanal sob modelo de ambiente de deflação e à formação de dunas em ciclos descontínuos

(ALMEIDA *et al.* 2003). Soares *et al.* (2003) asseguram que apesar do não reconhecimento de dunas, existem feições eólicas compostas por areias brancas, finas e bem selecionadas, que podem ser interpretadas como indício de um paleoclima árido e frio, hodierno à última glaciação do Pleistoceno terminal. Zani (2008) aponta a correspondência nas direções das lagoas e paleocanais na porção sudoeste do Megaleque do Taquari com o lineamento Transbrasiliiano com direção SW-NE, o que poderia suscitar a participação do controle estrutural na forma e distribuição das lagoas. Em estudos mais recentes, Oliveira *et al.* (2016) demonstraram que o alinhamento das lagoas é correspondente, ou seja não possui aleatoriedade, afirmando que as direções NE e NW corresponderiam à direção dos ventos no período de surgimento das lagoas da Nhecolândia.

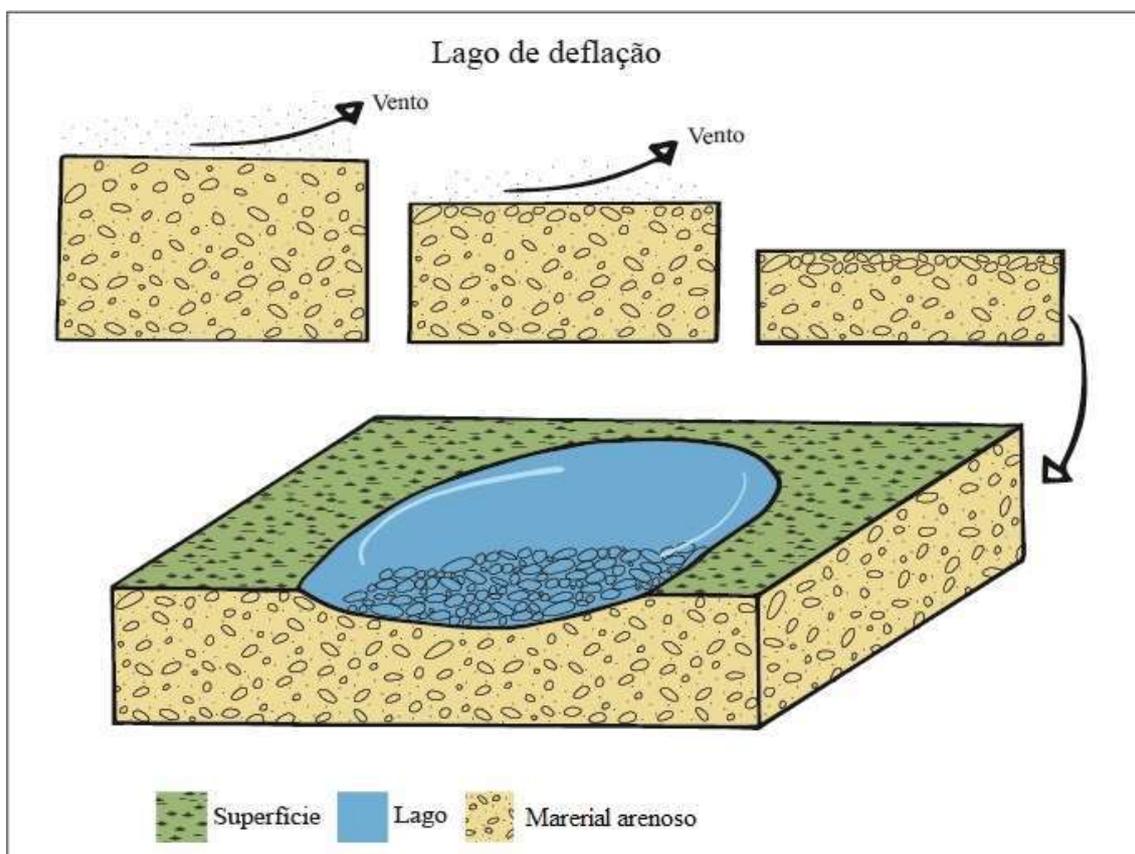


Figura 6. Lagos de origem eólica: deflação.

Latrubesse & Nelson (2001) apresentam uma explicação genética por processos de deflação para o sistema lacustre no nordeste do estado de Roraima, no entorno da cidade de Boa Vista. Segundo eles, o grau de preservação no local de formas de duna, características estratigráficas, e a história climática de regiões vizinhas na América do Sul tropical, indicam que as lagoas foram formadas por atividade eólica, provavelmente no Neopleistoceno, mais especificamente durante o Último Máximo Glacial. Atualmente, essas depressões são lagoas sazonais ou permanentes devido às chuvas e à oscilação do nível freático. Nas proximidades dessa área, Meneses *et al.* (2007) determinaram outro

tipo de sistema lacustre, sugerindo a ocorrência de lagos e brejos em planícies savânicas relacionados ao alcance de águas subterrâneas na superfície, que nas diferentes estações climáticas afloram nas depressões do terreno ou nas áreas planas da superfície, que ocupam a baixa planície nordeste do estado de Roraima, mais conhecida por lavrado. Ao contrário do que atestam Latrubesse & Nelson (2001), nessa área não foi registrada a presença de paleodunas, o que demonstra que mesmo essas lagoas estando em áreas muito próximas existe a influência de algum fator do meio físico condicionando a gênese distinta entre elas. A formação de bacias de deflação pode estar associada à processos de dissolução em formações areníticas que possuem cimentação carbonática. Esse cimento carbonático pode ser dissolvido por águas subterrâneas, deixando grãos de areia soltos, que são transportados pelo vento mais facilmente, como exemplifica (CHRISTIANSEN & HAMBLIN, 2014).

Pillmore (1976), ao estudar dois lagos profundos, no Novo México, constatou que o processo de deflação parecia ser a sua origem mais provável. No entanto, a deflação simples não poderia explicar a remoção de aproximadamente 1,5 a 3 metros de cascalho, que estão no entorno desses lagos e que deveriam estar depositados antes da formação das depressões pela ação do vento. Então, outros fatores foram aventados pelo autor, como mudanças climáticas, seguidas por processos de eluviação. Primeiramente, em condições mais áridas os sedimentos mais grosseiros foram acumulados por transporte fluvial, formando uma barreira mais elevada em relação ao nível atual dos lagos. Posteriormente, sob clima mais úmido, os arenitos arcoseanos, que estavam topograficamente mais baixos, foram intemperizados, o que ocasionou a eluviação dos grãos feldspáticos resultando em grãos de areia quartzosa soltos, facilitando a ação do vento para formar e aprofundar as bacias.

Nas áreas adjacentes aos dois lagos estudados por Pillmore (1976), onde as barreiras de pedimentos não se formaram, os arenitos arcoseanos foram amplamente decompostos formando canais, onde ocorrem bacias de deflação de menor porte que a dos dois lagos. Então, para os lagos que se originam por deflação, existem evidências de que uma combinação de fatores é responsável pela formação dos lagos. A sua formação é resultado do intemperismo mecânico causado pela água e vento, da formação de barreira topográfica, além da dissolução de minerais, lixiviação e deslocamento em profundidade dos minerais, disponibilização de areia solta na superfície, além de marcas de estrias de abrasão em rochas e depósitos eólicos de areia.

2.1.4. Lagos formados por dissolução

Este tipo de lago é formado pela lixiviação de minerais das rochas causada pela percolação de água terreno, o que causa depressões no relevo, que ao serem preenchidas por água, formam lagoas (SPERLING, 1999). Esta dissolução ocorre preferencialmente em rochas carbonáticas, pois o carbonato de cálcio é altamente solúvel sob ação de água ácida, seja ela proveniente de chuvas ou por ação do lençol subterrâneo.

É importante destacar que para haver o fenômeno de carstificação é necessário que existam fraturas nas rochas, permitindo que a água acidificada possa percolar e dar origem ao carste e as depressões no terreno. A depressão que pode formar as lagoas cársticas é denominada *dolina*; elas podem evoluir para *uvalas*, que são coalescências de dolinas, resultantes da evolução superficial mais rápida em área do que em profundidade tendendo a tomar forma elipsoidal quando derivam da conjugação de duas dolinas.

Vale destacar que o alinhamento das extensões diametraais das uvalas, geralmente, está conectada à direção de fraturas da rocha e indica a direção de percolação prioritária das águas subterrâneas. Portanto, outros fatores também necessitam ocorrer combinados à dissolução, como a presença de estruturas menores dominadas por elementos tectônicos, estratigráficos e litológicos (SILVA, 1984). No entanto, o processo de dissolução e formação de depressões pode ocorrer também em rochas menos solúveis, desde que existam alguns fatores favoráveis, como um longo período de exposição aos agentes do intemperismo, existência de elementos facilitadores dessa dissolução, como presença de minerais de ferro, matéria orgânica, ambientes básicos, ou ainda, características climáticas (HARDT *et al.*, 2009).

Existem sistemas lacustres formados por dissolução em rochas vulcânicas, como atestam Maciel Filho *et al.* (2013), que identificaram depressões na região limítrofe do Rio Grande do Sul e Santa Catarina, devido à alteração por dissolução da sílica do vidro vulcânico. Embora produzindo alguma argila (alofana), este processo reduz o volume das rochas ocasionando depressões na superfície. É importante destacar que em formações de lagoas nesse tipo de rocha, os lineamentos estruturais também são considerados um importante caminho para a infiltração da água e, conseqüentemente, para os processos de dissolução.

Processos de dissolução semelhantes foram descritos na região da Patagônia argentina na unidade geomorfológica denominada Meseta de Somuncurá, tratando-se de um platô basáltico cenozoico com altitude que varia de 600 a 1000 m, coberto por depósitos aluvionares e coluvionares recentes. A superfície plana das mesetas basálticas, especialmente no sul da Patagônia, é marcada por depressões fechadas quase circulares alagadas chamadas "*bajos sin salida*". O diâmetro dessas depressões varia de 10 a até 3000 m, com profundidades rasas (CORBELLA & LARA, 2008). Os mesmos autores apresentam dois fatores como sendo os elementos chaves para a origem de tais destes; o primeiro relacionado à dissolução de rochas subjacentes, formando um alvéolo subjacente aos basaltos que, sem sustentação colapsa, formando a depressão; o segundo é o controle tectônico como desencadeador da dissolução. Nesse ambiente, a drenagem é pouco desenvolvida com direções principais de nordeste-sudoeste e noroeste-sudeste, corroborando o controle estrutural na região (HIDROAR, 2014).

Já Sallun Filho & Karmann (2007) demonstram que dolinas em arenitos em Ponta Grossa, no Paraná e em Jardim, no Mato Grosso do Sul, são fenômenos de colapso gerados por ação de *piping*, ocasionado pela ampliação de um sistema cárstico subjacente,

profundo, em ambiente freático, nos carbonatos do substrato. E complementam que o disposição de feições de superfície relaciona-se com o domínio das estruturas nos arenitos e expressa direção de canais cársticos em profundidade. Portanto, nos dois casos não há evidências de dissolução dos arenitos, mas processos cársticos em subsuperfície que geram colapsos em superfície (MAACK, 1946; 1956; LE BRET, 1962; BIGARELLA *et al.*, 1994). A justificativa para este fato é que as dolinas não estão distribuídas ao longo dos arenitos da Bacia do Paraná. Elas são restritas apenas a localidades em que são encontradas rochas carbonáticas subjacentes.

Neste sentido, BERBERT-BORN (2002) afirma que no *Carste de Lagoa Santa*, em Minas Gerais, ocorrem as “*superfícies filíticas*” que recobrem ampla área, onde os carbonatos estão recobertos por rochas metapelíticas; neste domínio há ocorrências indicativas de formas cársticas, que podem derivar de carstificação ocorrendo em profundidade nos carbonatos. Nascimento & Morais (2012) observaram o mesmo processo em carste encoberto por filitos e metarcóseos na cidade de Lagoa da Confusão, no Estado de Tocantins. As lagoas (Ipucas) na Depressão do Médio Araguaia, estão situadas em carste parcialmente encoberto e, além disso apontaram que os eixos dos lagos estão associados ao alinhamento das falhas geológicas da região (MORAIS & PEREIRA, 2012).

Já Hardt (2011) apresenta uma área típica de formação de dolinas em arenito, ou seja, proveniente do processo de intemperismo dos arenitos quartzosos, através da dissolução parcial dos grãos de quartzo. Segundo este autor, tratam-se de depressões na superfície que acumulam água na Serra de Itaqueri no estado de São Paulo. Essas lagoas se formam em um arenito friável e mal selecionado, afetado por lineamentos estruturais. As lagoas são sazonais, formam turfeiras. Além disso, a fina camada de arenito se encontra superposta aos basaltos, o que permite o aparecimento de uma camada de argila que ajuda na impermeabilização e conseqüente acúmulo de água, com tendência ao processo de coalescência das lagoas, formando uvalas. Portanto, o alargamento das lagoas é maior que seu aprofundamento.

Um estudo sobre sistema lacustre no oeste da Bahia apresenta a proposta integradora de condições e processos para a gênese daqueles lagos. Tendo sido realizada uma análise multiescalar que forneceu significativas evidências sobre o clima, litologia e tectônica, permitindo definir o padrão da evolução das depressões que formam as lagoas da bacia do Rio Grande, na região do médio São Francisco, e balizaram a proposta de dois modelos de evolução geomorfológica para explicar a história da paisagem durante o Holoceno (SANTOS, 2016). Por meio de dados obtidos por sensoriamento remoto, morfometria, geoquímica, sedimentologia e micropaleontologia os sistemas lacustres do médio rio Grande foram divididos em dois setores distintos. Evidências indicam que fatores fisiográficos, além do clima, afetaram a dinâmica dessas lagoas. As características estruturais, tectônicas e litológicas de seus substratos foram importantes condicionantes de sua origem. Considera-se que a reativação de falhas pré-existentes e as características

litológicas são os fatores mais importantes para a gênese e dinâmica dos lagos (SANTOS & CASTRO, 2016a; SANTOS & CASTRO, 2016b; JANONI *et al.* 2016; SANTOS *et al.* 2017).

Em outro ambiente, Mateus *et al.* (2016), ao examinarem depressões fechadas em crostas bauxíticas em Espera Feliz na região leste de Minas Gerais, destacam que estas feições resultam de diminuição da espessura pedogenética não sendo originadas por aprofundamento do embasamento regional. Neste mesmo viés pedológico Alves (2014), ao investigar a origem da depressão da Lagoa de Mandacaru em Maracá no estado de São Paulo, evidencia que os processos de latossolização de couraças lateríticas em condições mais úmidas de hidromorfia deu início à formação da depressão. A evolução de processos de iluviação contribuiu para seu o aprofundamento e alargamento. O autor salienta que a estrutura geológica, principalmente fraturas e falhas nos basaltos também foram importantes para a evolução e formação da lagoa.

Noronha (2009), ao pesquisar o sistema lacustre localizado sobre lateritas em Palmeirópolis, no estado do Tocantins, afirma que as depressões lacustres, tiveram origem a partir da dissolução da matriz internodular das couraças lateríticas. Estas couraças são formadas por materiais pobres em ferro e apresentam vazios de dissolução. As depressões topográficas do terreno se formam em crostas lateríticas que possuem nódulos com comportamento de baixa que causam o preenchimento por água e consequente formação dos lagos.

Destaca-se que lagos que possuem a dissolução como processo genético, estão em grande medida associados a fatores que amplificam ou diminuem a dissolução; estes fatores podem interferir na forma, extensão e profundidade das depressões. As falhas e demais discontinuidades nas rochas podem ser consideradas como gatilho da dissolução e ampliação em superfície e em profundidade gerando as depressões. A mineralogia exerceria um papel importante na permeabilidade, interferindo preferencialmente na percolação de água e, conseqüentemente, na sazonalidade das lagoas. A Figura 7 apresenta uma síntese dos tipos de lagos formados por dissolução em diferentes tipos de litologias e seus processos associados.

Diante dos exemplos citados, nota-se que a feição "dolina" e o preenchimento de água que origina uma lagoa de dissolução ocorrem em diferentes litologias. Geralmente, essas dolinas estão relacionadas à lineamentos estruturais que permitem a percolação da água e início do intemperismo químico, ocasionando depressões na superfície onde são formadas lagoas.

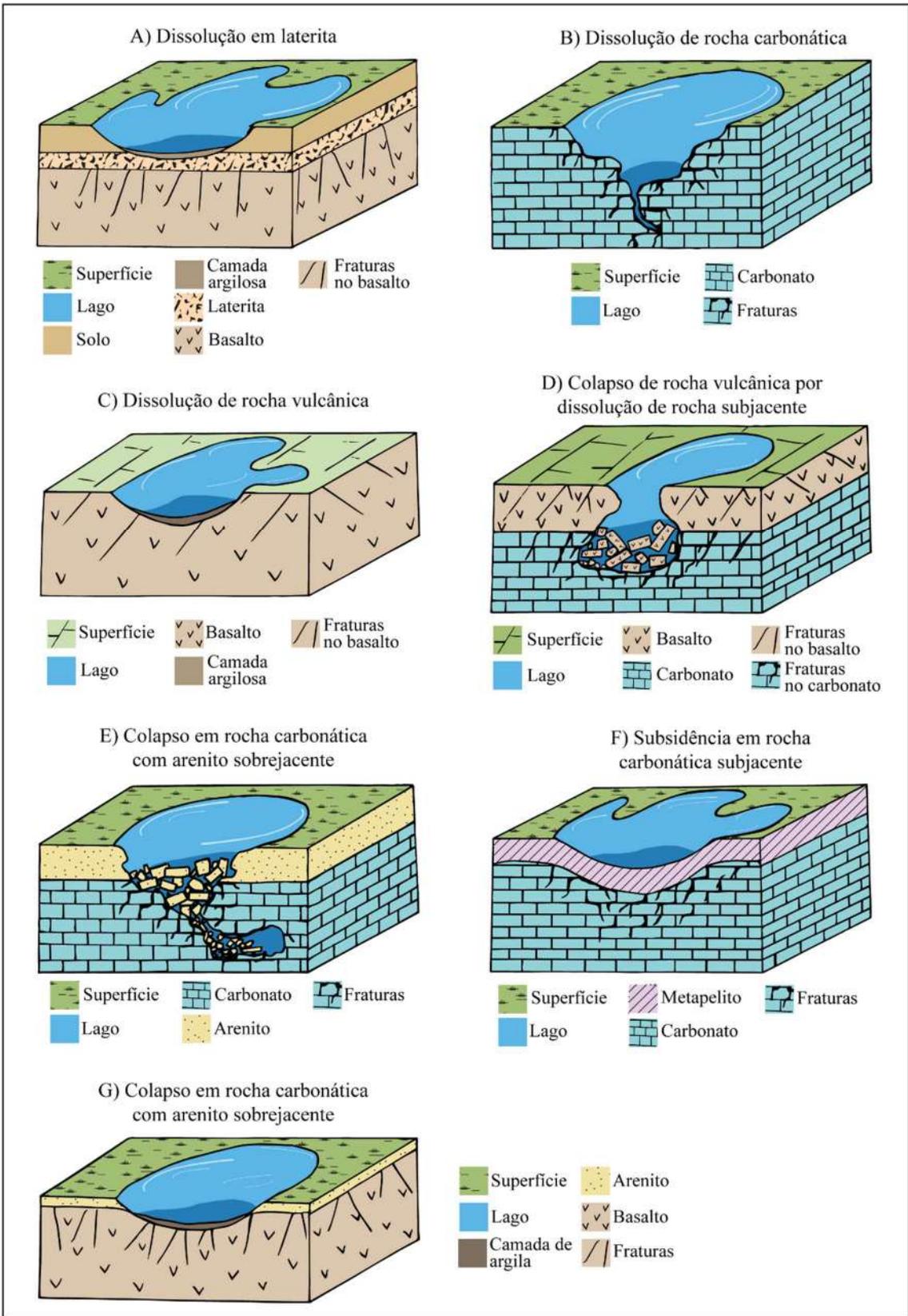


Figura 7. Lagos formados por dissolução.

2.1.5. Lagos originados por processos fluviais

A dinâmica fluvial é responsável pela formação de diferentes tipos de lagos, que estão relacionados à sedimentação e à dinâmica da planície de inundação dos rios (SPERLING, 1999). Esse tipo de formação de lagos pode estar diretamente ligado à processos tectônicos e de barramentos, já abordados anteriormente e que resultam em mudanças na dinâmica do canal fluvial. Portanto, neste item será dada ênfase aos processos de formações de lagos de várzea ou de inundação, provenientes da hidrodinâmica fluvial.

Os sistemas lacustres associados à planícies de inundação possuem importante papel ecológico e estreita relação entre a dinâmica de cheias e as características geomorfológicas da planície. Rasbold *et al.* (2019), ao estudarem lagos das planícies de inundação no Pantanal, por meio da estratigrafia e da análise de microfósseis dos sedimentos lacustres, puderam perceber que os lagos respondem de uma maneira complexa e, às vezes, indireta às mudanças climáticas, e acrescentam que a dinâmica do sistema fluvial adjacente deve ser considerada ao interpretar a paleohidrologia e os padrões de vegetação.

De acordo com França & Latrubesse (2001), os lagos de gênese fluvial são os de maior representatividade no Brasil, devido à sua grande rede fluvial e por possuir quatro das dez maiores bacias hidrográficas do planeta (Negro, Amazonas, Paraná e Madeira). Esses mesmos autores elencaram vários tipos de lagos de planície de inundação, podendo-se destacar os seguintes: lagos de canal abandonado encadeado; espiras de meandro; espiras de meandro compostas; lagos de acreção lateral; lagos de canal abandonado; *oxbows*; *oxbows* compostos; *oxbows* colmatados; lagos de vale bloqueado; e lagos de diques marginais (Figura 8). De acordo com Drago (1976) e França & Latrubesse (2001), esses lagos podem ser entendidos como:

- *lagos de canal abandonado* são aqueles em que uma ilha divide o fluxo de um rio e, com a perda de energia e aumento da sedimentação de um dos canais, faz com que a ligação entre eles seja colmatada e se transforme em um lago. Comumente apresentam espelhos d'água estreitos e com o aumento longitudinal normalmente sinuoso, podendo incluir longos trechos retilíneos;
- *lagos de canal abandonado encadeado* ocorrem quando um canal ativo une vários lagos para formar os lagos descritos anteriormente;
- *lagos de espiras de meandro* constituem uma paisagem que integra vários espelhos de água paralelos e estreitos organizados em semicírculo. Estes espelhos de água preenchem as depressões entre espiras de meandros, que são elevações observadas nas margens convexas dos meandros (margens internas) originadas pela migração lateral do canal por erosão da margem côncava. Já *lagos de espiras de meandro compostas* ocorrem quando existe apenas um espelho de água unindo os lagos de espiras de meandro;

- *oxbows*; *oxbows colmatados* e *oxbows compostos* são resultado do estrangulamento de um meandro que evolui para um sistema lacustre, os *colmatados* são àqueles que possuem alto grau de assoreamento e os *compostos* representam a junção de vários *oxbows* e se apresentam retilíneos;

- *lagos de acreção lateral* se originam quando uma porção da água de inundação fica confinada nas zonas rebaixadas restritas devido à acumulações de sedimentos de várias extensões e espessuras;

- *lagos de vale bloqueado* resultam da acumulação de sedimentos na desembocadura de um tributário até evoluir para um sistema lacustre;

- *lagos de dique marginal* são lagos formados em áreas mais baixas da planície, laterais ao canal, e paralelos aos diques marginais, que são entendidos como feições deposicionais formadas basicamente de areia fina, com contribuição de silte e argila; possuem posição mais alta que a planície adjacente sustentando vegetação arbórea bem desenvolvida. Os diques marginais formam, assim, o conjunto de partes altas nas planícies de inundação podendo, portanto, isolar a água acumulada, formando os lagos.

Nota-se que existe uma diversidade de sistema lacustres no Brasil, desde suas origens à morfologia, bem como a processos associados. As pesquisas relacionadas à origem de sistemas lacustres são pouco consensuais, pois diferentes sistemas lacustres podem se assemelhar em um dos elementos, como forma, ou mesmo geoquímica das águas, porém diferem quanto a litologia, influência tectônica, processos de dissolução em diferentes litologias.

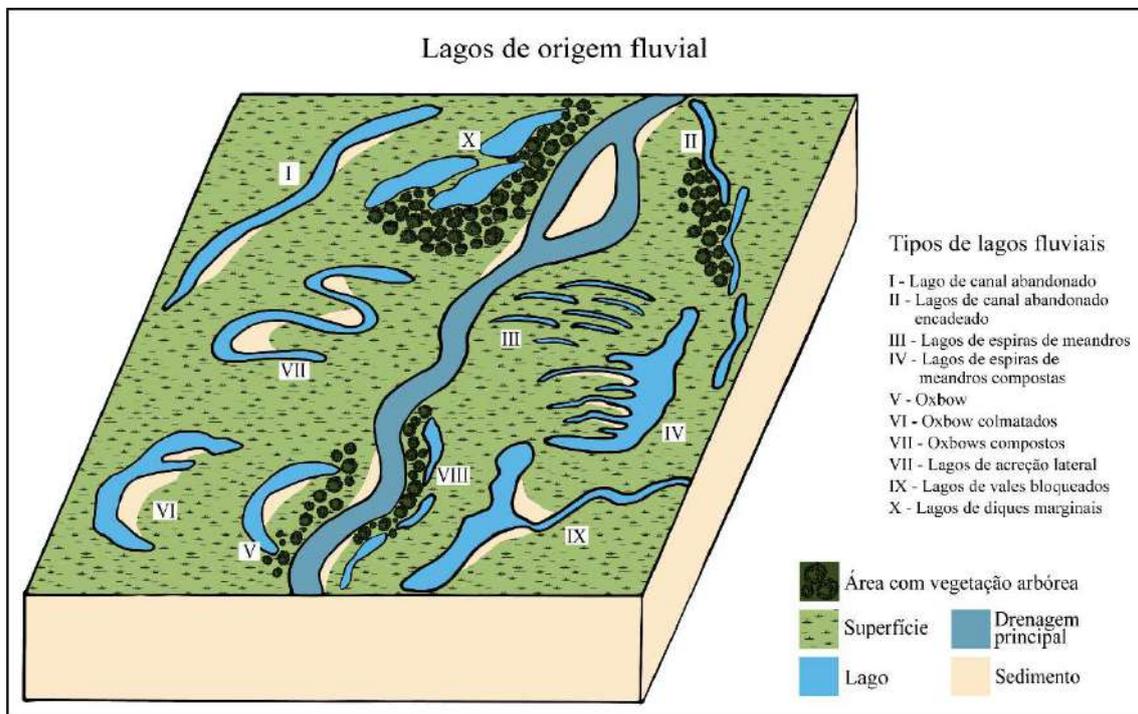


Figura 8. Lagos de origem fluvial.

3. AVANÇOS E TÉCNICAS DE ANÁLISES EM PROCESSOS LACUSTRES

Para estudar a origem, processos, formas e dinâmica de sistemas lacustres existe uma gama variada de métodos investigativos, que podem ser realizados por diferentes profissionais das ciências da natureza, o que justifica distintas perspectivas para explicar um mesmo sistema. As Figuras 9a e 9b sintetizam importantes características de sistemas lacustres brasileiros, quanto aos métodos utilizados na investigação e as propostas para a gênese de lagos.

As pesquisas que têm como foco principal o entendimento sobre fatores e processos formadores de lagos, bem como suas formas e distribuição espacial no âmbito da geomorfologia, revelaram uma gama de métodos diversificados e, em grande medida buscaram análises que contemplassem diferentes escalas espaciais e temporais. Essa multiplicidade de métodos traz à baila uma visão integradora, ou seja, “o sistema lacustre” é visto como um conjunto de feições geomorfológicas (depressões) resultantes de conexões entre os elementos da superfície terrestre e o clima; além disso os sedimentos e a água contidos nestas depressões resultam das interações biogeoquímicas.

De acordo com Huggett (2011), essas interconexões ilustram as tendências atuais de pesquisas geomorfológicas, que têm como foco uma perspectiva histórica que investiga as causas e efeitos das mudanças de regimes e processos, tomando como base estudos sobre tectônica, estimativa de precipitação e cobertura vegetal que em longo prazo revelam a interação entre o relevo e o clima. Outra característica importante resultante da análise do estado da arte de sistemas lacustres sob uma ótica geomorfológica foi a constatação de uma variedade de ferramentas metodológicas capazes de fornecer importantes informações sobre a evolução da paisagem.

Segundo Jain *et al.* (2012), os avanços tecnológicos das últimas décadas têm influenciado consideravelmente a pesquisa geomorfológica, principalmente em aplicações do sensoriamento remoto e geoprocessamento, que permitem a análise da paisagem em maiores escalas e o grande impulso fornecido por avanços nos métodos cronológicos em termos de datações para determinação das taxas e processos de deposição. Huggett (2011) salienta que a percepção escalar na análise geomorfológica aponta para a importância no cruzamento de escalas, onde a alta resolução, em estudos baseados em processos de pequena escala podem ser usados para explicar o padrão da paisagem.

SISTEMA LACUSTRE	LOCALIZAÇÃO	ORIGEM	CONTROLE ESTRUTURAL	LITOLOGIA	METODO	REFERÊNCIAS
Rio Madeira	Municípios de Humaitá, Manicoré, Novo Aripuanã e Borba no estado do Amazonas.	Formação de lagos (rias) por abandono da drenagem, a partir do decréscimo de energia de antigos cursos fluviais, barrado por reativação de falhas.	Sistema fluvial é influenciado tectonicamente, além dos lagos (rias) outros elementos corroboram esta hipótese: anomalias de drenagem, assimetria de bacias, avulsões, lineamentos, capturas de drenagem.	Depósitos holocênicos pantanosos	Técnicas de sensoriamento remoto.	Hayakawa&Rossetti (2012); Souza Filho et al.(1999)
Planície do Rio Araguaia	Planície Aluvial do Rio Araguaia nos estados do Mato Grosso e Tocantins.	Lagos de origem fluvial relacionados à sedimentação e à dinâmica da planície de inundação.	Alinhamentos tectônico-estruturais influenciam na carga sedimentar e em processos de avulsão dos rios	Larga faixa deposicional contínua de sedimentos inconsolidados.	Análises morfométricas, mapeamento geomorfológico em campo e com produtos de sensoriamento remoto.	França (2002), França & Latrubesse (2001).
Médio Rio Doce	Sudoeste do Estado de Minas Gerais	Associada ao entulhamento das drenagens afluentes associadas a mudanças climáticas (barramentos por colúvios); Associada a movimentos tectônicos.	Não abordam; Movimentações ao longo de falhas, subsidência, diferentes Intensidades de fluxos de detritos, causando mudança do curso do rio Doce, entulhamento dos cursos d'água e a formação dos lagos nos vales dos tributários.	Biotita gnaisses do Complexo Mantiqueira e xistos e gnaisses com lentes de quartzito da Formação São Tomé.	Análise nos depósitos coluvionares e sua relação com depósitos lacustres; Análise de fotografias aéreas e imagens de Radar; dados neotectônicos e de seções sísmicas; Métodos paleontológicos.	Meis (1977), Meis & Monteiro (1979), Meis & Tundisi (1986); Barbosa & Kohler (1981), Mello (1997), Perônico & Castro (2009); Faria (2013), Fonseca-Silva et al.(2015).
Nhecolândia	Pantanal mato-grossense, localizado no extremo centro-oeste do Brasil	Heranças de um paleoclima semiárido (deflação); Explicam parte da evolução deste conjunto de lagoas por processos geoquímicos. Dividem as lagoas em dois grupo: alcalinas e não alcalinas. *Não existe consenso até o presente momento sobre a origem deste sistema.	Não abordam; Nhecolândia alçada em relação às planícies vizinhas por influência do Lineamento Transbrasiliano.	Cobertura arenosa inconsolidadas, sobre rochas metamórficas dos grupos Cuiabá e Corumbá e, em sua porção oriental, afloram rochas sedimentares de unidades paleozoicas da Bacia do Paraná	Análise de fotografias aéreas; imagens de radar, satélites, datações, análise morfológica e morfoscópica dos sedimentos; Análise de imagens de satélite e características físico-químicas dos corpos d'água. Análise de Espículas de Esponjas e Fitólitos, datações e geoquímica.	Klammer (1982), Tricart (1982); Soares e tal. (2003); Assine (2003; 2010); Oliveira et al. (2016) Almeida et al. (2003; 2006)
Médio Rio Grande	Região oeste da Bahia	Lagoas formadas pela ação eólica durante processos de deflação relacionados à clima seco por volta de 3,9 ka AP ($\pm 0,6$) e 3,7 ka AP ($\pm 0,28$); Feições de abatimento: circulares, interpretadas como feições cársticas (dolinas) nos calcários do Grupo Bambuí, sob a fina cobertura sedimentar quaternária da planície do São Francisco. Contexto tectônico regional influencia na origem e dos lagos. Na porção norte em rochas pelíticas mais fraturadas, as lagoas são maiores, mais alongadas, muitas perenes e associadas a dinâmica fluvial em sua evolução; Na porção sul em rochas carbonáticas menos fraturadas, predominam lagoas circulares, intermitentes e sem indicio de dinâmica fluvial.	Não aborda; Influência da evolução estrutural Faixa Rio Preto durante a Orogênese Brasileira (~600 Ma), resultando no fraturamento das rochas do Grupo Bambuí. Predomínio de lineamento da drenagem e das lagoas com direções NW-SE, NE-SW, e, subordinadamente E-W, concordantes com orientações principais de falhas dos contextos tectônicos regionais já reconhecidas na área de estudo.	Sedimentos cenozoicos inconsolidados que cobrem as rochas carbonáticas e pelíticas do Grupo Bambuí.	Análises sedimentológicas e de imagens de satélite, datações, análise de feições em campo; Análise de MDE e, mapeamento geológico em campo. Análises sedimentológicas lacustres; classificação de imagens de satélite (clima atual; morfometria dos lagos); caracterização de espículas de esponjas silíceas(micropaleontologia), datações, geoquímica da água das lagoas;	Alves (2011) Caxito (2010) Santos (2016)

Figura 9a. Síntese de Sistemas Lacustres Brasileiros.

SISTEMA LACUSTRE	LOCALIZAÇÃO	ORIGEM	CONTROLE ESTRUTURAL	LITOLOGIA	MÉTODO	REFERÊNCIAS
Ipuca	Depressão do Médio Araguaia, Lagoa da Confusão- TO	Assemelham às dolinas, típicas da paisagem cárstica.	Possuem relação com o padrão estrutural da geologia da região.	Coberturas inconsolidadas sobre metassedimentos do Grupo Tocantins (filitos, clorita-xistos e metarcóseos) encobrendo o carste.	Análise morfométrica por sensoriamento remoto e geofísica.	Nascimento & Moraes (2012), Moraes & Pereira (2012).
Jaíba	Norte do estado Minas Gerais	Processos de carstificação de diferentes intensidades.	As fraturas das rochas controlam o tamanho e profundidades das lagoas de dolinas.	Sedimentos cenozoicos inconsolidados que cobrem as rochas carbonáticas e pelíticas do Grupo Bambuí.	Análise morfoestrutural, hidrogeológica e hidroquímica.	Silva (1984)
João Pinheiro	Noroeste do estado Minas Gerais	Feições cársticas negativas e suas respostas à sobreposição de eventos climáticos, podendo se associar a fenômenos de deflação para a formação das bacias; Depressões cársticas.	Admite coalescência das lagoas por influência de linha de falha ou pela carstificação de uma zona tectônica; As lagoas são indicadoras indiretas da direção de fraturas e zonas de fraqueza predominantes na massa carbonática.	Sedimentos cenozoicos inconsolidados que cobrem as rochas carbonáticas e pelíticas do Grupo Bambuí.	Análise de fácies sedimentológicas, análises geomorfológicas por meio de imagens de satélites e trabalhos de campo, caracterização de espículas de esponjas silicosas(micropaleontologia), datações, geoquímica da água das lagoas; Sensoriamento Remoto: resposta espectral dessas depressões cársticas.	Almeida (2009) Oliveira (2001)
Bacia Sedimentar do Paraná	Ponta Grossa-PR e Jardim-MS	A origem das lagoas em arenitos da Bacia do Paraná está relacionada ao processo de piping e colapso nos arenitos decorrente do desenvolvimento de um sistema cárstico em carbonatos subjacentes.	O alinhamento de feições de superfície relaciona-se com o controle estrutural nos arenitos e expressa direção de condutos cársticos em profundidade.	Arenitos das formações Furnas e Aquidauana e carste sobrejacente.	Mapeamento geológico e geomorfológico em campo e análise de modelos digitais de elevação.	Sallun Filho & Karmann (2007)
Bacia do Rio Pelotas	Divisa entre os estados de Santa Catarina e Rio Grande do Sul.	Lagoas de dissolução desenvolvidas sobre rochas ígneas.	As lagoas na maioria das vezes encontram-se associadas a fraturas.	Rochas vulcânicas ácidas da Formação Serra Geral.	Interpretação de fotografias aéreas e, análise de feições em campo.	Maciel Filho et al.(2013)
Palmeirópolis	Palmeirópolis no estado do Tocantins.	Dissolução da matriz internodular das couraças lateríticas.	As lagoas apresentam uma estrutura linear com direção predominante, sugerindo a existência de um controle estrutural.	Crostras Lateríticas.	Técnicas de sensoriamento remoto e geoprocessamento para cálculos morfométricos, análise pedológica e da vegetação.	Noronha (2009)
Provincia mineral Carajás	Estado do Pará	Dissolução de crostas lateríticas.	Não aborda.	Crostras Lateríticas.	Análise sedimentar e mineralógica	Costa et al.(2005)
Lagos do Lavrado	Nordeste do estado de Roraima: entorno da cidade de Boa Vista.	Afloramento do lençol Freático conectados sazonalmente a canais fluviais.	Não aborda.	Sedimentos cenozoicos da Formação Boa Vista.	Características morfológicas dos lagos, realizadas análises granulométricas, mineralógicas e químicas dos sedimentos encontrados em seus substratos e no entorno e os parâmetros físico-químicos de suas águas.	Maneses et al.(2007)
Lagos em Boa Vista	Nordeste do estado de Roraima: regiões dos rios Cauamé, Tacutu e na foz do rio Mucajaí.	Origem eólica a partir da identificação de dunas parabólicas.	Não aborda.	Sedimentos cenozoicos da Formação Boa Vista.	Identificação de dunas em imagens de satélite e radar com verificação em campo.	Latrubesse & Nelson (2001)

Figura 9b. Síntese de Sistemas Lacustres Brasileiros.

Dentro desse contexto, destacam as pesquisas com uso do sensoriamento remoto para estudar o padrão da paisagem. Tanto para fins de classificação de imagens, que permitiram a análise da sazonalidade dos lagos devido principalmente à resposta espectral baseados na umidade tanto da lâmina d'água, quanto da vegetação circundante. Não obstante, imagens de satélite e de radar possibilitam também estudos sobre os padrões de lineamentos regionais, bem como dos eixos principais de lagoas alongadas, como parâmetros comparativos, buscando correspondência entre a estrutura do substrato, podendo também ser comparado com o padrão de direção dos ventos. E por fim, mas não menos importante, produtos de sensoriamento remoto são passíveis de serem utilizados para análises morfométricas de lagos, bem como a aquisição de dados topográficos que permitem os registros de suas formas e profundidade. Tais análises contemplam também as bacias hidrográficas, nas quais os sistemas lacustres estão inseridos. Portanto, a análise de propriedades como: assimetria de bacias, densidade e anomalias de drenagem podem revelar informações importantes sobre o contexto tectônico/litológico, que possivelmente exerce influência na origem e dinâmica de sistemas lacustres (OLIVEIRA et al., 2016; SANTOS & CASTRO, 2016b; HAYAKAWA & ROSSETT, 2012; FRANÇA & LATRUBESSE, 2001).

Devido à morfologia, as lagoas funcionam como acumuladoras de soluções e de cargas sólidas, as características hidroquímicas e sedimentológicas dos lagos podem revelar a interação destes com o clima e a litologia, nos quais estão inseridos. A análise da geoquímica da água dos lagos pode auxiliar a esclarecer informações sobre a sazonalidade, que por sua vez possui dois fatores a serem investigados, o clima e a interação água/substrato. A maior concentração de íons reflete a flutuação sazonal das lagoas, processos de seca podem induzir processos de precipitação, alteração e neoformação de fases minerais e a interação com material orgânico produz condições variáveis de pH (BERBERT-BORN, 1998). A concentração de íons em solução na água também pode ser justificada pelos processos recentes de alteração dos minerais que compõem as rochas do entorno dos lagos e que se concentram por processos de colmatação (PARISOT & REBOUÇAS, 1983). Rochas pouco permeáveis podem indicar maior permanência de água, contrastando com substratos mais permeáveis; no primeiro caso a geoquímica da água refletiria maior influência litológica do que atmosférica; já no segundo caso, com rápida infiltração hídrica vertical e menor residência de água, refletiria maior influência atmosférica que litológica em suas características geoquímicas (SANTOS & CASTRO, 2016a).

Os sedimentos depositados em ambientes lacustres constituem importantes arquivos que fornecem informações de natureza química, física e biológica, uma vez que os sedimentos são formados em sucessão temporal e de modo sequencial, passíveis de serem interpretadas, possibilitando a reconstituição das mudanças relativas ao ambiente de sedimentação, no que tange a taxas e processos (MOZETO, 2004). O conteúdo sedimentar possibilita a interpretação de alguns fatores e processos determinantes para a

configuração do sistema lacustre, podendo se destacar a fonte dos materiais inorgânicos, a porção alóctone traduzia por processos de erosão e transporte, enquanto porções autóctones e autigênicas refletiriam os processos químicos endógenos; interação sedimento/água são importantes para a granulometria e variações nas taxas de sedimentação; e os efeitos na produtividade orgânica (BERBERT-BORN, 1998).

Dentre os estudos paleoambientais quaternários baseados em sedimentos biogênicos destacam-se pesquisas de palinofácies, que consistem no estudo de grãos de pólen, dos esporos e outras partículas microscópicas de origem biológica contidos nos sedimentos. Estes microfósseis são chamados de palinomorfos, e são utilizados para a reconstrução de paleovegetação e paleoclima (SALGADO-LABOURIAU, 2007). De acordo com Tyson (1995), os palinomorfos são divididos em *matéria orgânica particulada* (grãos de pólen, esporos, algas, zoomorfos, quitinozoários e acritarcos), *fitoclastos* (bioestruturados ou não bioestruturados) e matéria orgânica amorfa (MOA). Pesquisas relacionadas à reconstituição paleoambiental e paleoclimática, por meio de palinofácies em sistemas lacustres brasileiros têm proporcionado ricas interpretações da evolução ambiental ao longo do Quaternário (PARIZZI, 1993; BEHLING, 1995; PAROLIN, 2001; MEYER *et al.*, 2005; PAROLIN *et al.*, 2006; FERNANDES, 2008; NASCIMENTO *et al.*, 2005; PERÔNICO & CASTRO, 2009; SILVA *et al.*, 2010; BARTH *et al.*, 2013; FONSECA-SILVA *et al.*, 2015).

Alguns estudos sobre microfósseis silicatados vêm sendo utilizados para reconstituições paleoambientais e paleoclimáticas, por meio de conteúdo microfossilífero (espículas de esponjas, fitólitos, frústulas de diatomáceas), também denominados de dados *proxy*. Tais estudos revelam a dinâmica paleoambiental e vêm sendo realizados a partir da investigação de sedimentos lacustres, com objetivos comuns de entendimento das últimas mudanças climáticas globais e ação da tectônica no Quaternário. Tais trabalhos partem da interpretação de elementos geomorfológicos, geológicos, datações absolutas e análise de bioindicadores micropaleontológicos (*proxy records*) presentes nos depósitos de sedimentos lacustres e aluviais. A potencialidade da emprego das espículas de esponjas como dados *proxy* em estudos paleoambientais e paleoclimáticos advém do ciclo de vida das esponjas continentais. Isso porque dependem de condições ideais de água (bem oxigenadas e ricas em sílica) para sobreviver, e caso ocorra algum estresse hídrico (seca ou congelamento) as esponjas são capazes de modificarem de configuração e função, segundo estes novos estímulos ambientais. Além disso, cada espécie precisa de atributos próprios para sobreviver como atestam: Parolin *et al.*, (2009); Parolin *et al.*, (2006); Volkmer-Ribeiro *et al.* (2007); Kuerten *et al.* (2011); Almeida *et al.* (2009); Guerreiro *et al.*, (2013); Kuerten *et al.*, (2013); Santos *et al.*, (2016); Rasbold (2019).

A partir da análise de características dos sedimentos clásticos, como seu tamanho, grau de arredondamento, seleção, mineralogia e cor dos grãos dos depósitos lacustres podem ser inferidas informações das características paleoambientais dos depósitos, como área fonte, agente de transporte (ex. fluvial, eólico, glacial etc.), condições climáticas e

influência da tectônica. Harris *et al.* (2013) afirmam que os sedimentos clásticos podem derivar de entrada eólica ou fluvial (correntes de densidade, depósitos deltaicos), mas também podem ser de uma ação coluvial marginal, especialmente durante períodos de mudança de nível de água do lago. Destaca-se aqui estudo voltados para a identificação mineralógica dos sedimentos, principalmente técnicas de Difração de Raios X, capazes de identificar a mineralogia das argilas, visto que estes minerais podem revelar características chave para inferir mudanças na área de origem, paleoclimáticas, e ambientes de sedimentação (MAYAYO *et al.*, 1996; INGLÈS *et al.*, 1998; SÁEZ *et al.*, 2003). Huyghe *et al.* (2011) destacam que podem ser úteis para estudos regionais, visto que podem ser divididas em dois grupos, sendo um de origem detrítica/alogênico e outro pedogenético/autigênico. No primeiro grupo argilas alogênicas dependem da composição mineralógica da rocha geradora, já o grupo autigênico é resultante da transformação in situ de minerais precursores.

Diante disto, a caracterização dos sedimentos lacustres pode servir como uma evidência de mudanças na paisagem, produzindo sinais sobre as taxas de desnudação da mesma, sobre a força dos processos de deflação regional e sobre a dinâmica da vegetação e/ou atividade tectônica.

4. CONCLUSÃO

O trabalho organizou um panorama sintético acerca das ocorrências de pesquisas relacionadas aos sistemas lacustres no Brasil. A análise integrada dos elementos formadores da paisagem lacustre por meio de diferentes métodos e técnicas das geociências, bem como a natureza multiescalar pode ser considerado de grande valia para esta interpretação, revelando a importância do papel da geomorfologia e de sua relação com outras ciências, desempenhando um importante papel no avanço da compreensão de paisagens lacustres. A utilização de ferramentas de sensoriamento remoto e análises morfométricas se destacaram dentre os métodos utilizados, proporcionando uma interpretação satisfatória tanto em escala regional, quanto aos padrões de forma e direções preferenciais dos lagos. A análise de dados sedimentológicos, cronológicos, microfossilíferos, geoquímicos e granulométricos mostra-se de grande relevância para a interpretação evolutiva e dinâmica de lagos. Análises geofísicas apareceram de forma tímida, dentre os trabalhos pesquisados. No entanto, apresentam um grande potencial elucidativo, mostrando-se como ferramentas promissoras para futuras pesquisas.

Do que foi levantado, conclui-se que pesquisas sobre sistemas lacustres no Brasil ainda é incipiente, e discrepante entre as regiões, destacando as regiões norte e centro-oeste com maior número de pesquisas. Por fim, o trabalho evidencia a importância de perspectivas sistêmicas e a necessidade da realização de trabalhos mais integrados e intensivos para ampliar o conhecimento sobre esta temática no âmbito da Geomorfologia brasileira.

Agradecimentos

Agrademos à Engenheira Geóloga *Elis Figueiredo Oliveira* pela elaboração das ilustrações deste capítulo.

Referências Bibliográficas

ALMEIDA, A. C. S. **Gênese, distribuição e caracterização dos espongilitos do noroeste de Minas Gerais**. Tese de Doutorado, Departamento de Geologia, Universidade Federal de Ouro Preto, 2009. 113p.

ALMEIDA, T. I. R.; FERNANDES, E.; MENDES, D.; SÍGOLO, J. B. Distribuição espacial de diferentes classes de lagoas no Pantanal da Nhecolândia, MS: uma contribuição ao estudo de sua compartimentação e gênese. *In: Embrapa Informática Agropecuária/INPE. Simpósio de Geotecnologias no Pantanal, 1, Campo Grande, MS, Anais*, p.155-164, 2006.

ALMEIDA, T. I. R.; SÍGOLO, J. B.; FERNANDES, E.; QUEIROZ NETO, J. P.; BARBIERO, L.; SAKAMOTO, A. Y. Proposta de classificação das lagoas da Baixa Nhecolândia-MS com base em sensoriamento remoto e dados de campo. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 33, n.2), 83-90p. 2003.

ALVES, G. B. **O estudo da cobertura pedológica e sua relação com a formação e evolução de depressões no sudoeste de Maracá (SP)**. Tese de Doutorado. PPGGF, DGGFLCH-USP, São Paulo, 2014, 109p.

ALVES, R. R. **Gênese e evolução da superfície quaternária no médio São Francisco: fatos e evidências na bacia do rio Grande - Bahia**. Tese de Doutorado, Instituto de Geografia, Universidade Federal de Uberlândia, 2011. 314p.

BARBOSA, G. V. & KOHLER H. C. O sistema lagunar do Parque Estadual do Rio Doce (MG). **Boletim SBG/MG**, v.2, 37-46p. 1981.

BARTH, O. M.; BARTHOLOMEU, R. L.; BARROS, M. A. Paleoambiente e Palinologia de um Nível de Sedimento de Cerca 40.000 Anos A.P. Retirado da Lagoa de Itaipu. **Anu. Inst. Geocienc.**, v.36, n.2, 2013.

BEHLING, H. Late Quaternary vegetation and climate dynamics in southeastern Amazonia inferred from lagoa da Confusão in Tocantins State, northern Brazil. **Amazoniana**, v.17, p.27-39, 2002.

BERBERT-BORN, M. L. C. Carste de Lagoa Santa - berço da paleontologia e da espeleologia brasileira. *In: SCHOBENHAUS, C.; CAMPOS, D. A.; QUEIROZ, E. T.; WINGE, M.; BERBERT-BORN, M. L. C. (eds.). Sítios Geológicos e Paleontológicos do Brasil*. Brasília: DNPM/CPRM - Comissão Brasileira de Sítios Geológicos e Paleobiológicos (SIGEP), v. 1, p.: 415-430. 2002.

- BERBERT-BORN, M. L. C. **Geoquímica de sedimentos superficiais de lagoas da região cárstica de Sete Lagoas e Lagoa Santa (MG) e os índices de interferência antrópicas**. Dissertação (Mestrado). Departamento de Geologia, Universidade Federal de Ouro Preto, Ouro Preto, 1998. 201p.
- BIGARELLA, J. J.; BECKER, R. D.; SANTOS, G. F. (Eds.) **Estrutura e origem das paisagens tropicais e subtropicais: fundamentos geológicos-geográficos, alteração química e física das rochas e relevo cárstico e dômico**. Florianópolis, Editora da UFSC, v. 3, 425 pp. 1994.
- CASTENDYK, D. N. & EARLY, L. E. **Mine pit lakes: characteristics, predictive modeling and sustainability**. Littleton, Colorado, USA: *SME*, 2009.p. 304.
- CASTRO, P. T. A. **Origem e evolução dos lagos do médio rio Doce: perspectiva geológica**. 2001. Disponível em: <http://www.degeo.ufop.br/intranet/Graduacao/disciplinas/estratigrafia/perd.htm>. Acessado em: 5 fev., 2013.
- CAXITO, F. A. **Evolução tectônica da Faixa Rio Preto, Noroeste da Bahia/Sul do Piauí**. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade Federal de Minas Gerais, 2010. 151 p.
- CHRISTIANSEN, E. H. & HAMBLIN, W. K. **Dynamic Earth: An Introduction to Physical Geology**. ed. Jones and Bartlett Publishers, Incorporated, 2014. 838pp.
- CLAPPERTON, C. **Quaternary geology and geomorphology of South America**. Amsterdam, Elsevier, 1993. 779pp.
- CORBELLA, H. & LARA, H. L. Late Cenozoic Quaternary Volcanism in Patagonia and Tierra del Fuego. *In*: RABASSA, J. (ed.). **The Late Cenozoic of Patagonia and Tierra del Fuego**. 1 ed. Amsterdam: Elsevier, p.: 95-120, 2008.
- COSTA, J. B. S.; BEMERGUY, R. L.; HASUI, Y.; BORGES, M. S.; FERREIRA JUNIOR, C. R. P.; BEZERRA, P. E. L.; COSTA, M. L.; FERNANDES, J. M. G. Neotectônica da região Amazônica: aspectos tectônicos, geomorfológicos e deposicionais. **Geonomos**, v.4, p.23-44, 1996.
- COSTA, L. M.; SANTOS, R. F.; SCHAFER, C. E. G. R.; MOREAU, A. M. S. S.; MOREAU, M. S. Ocorrência de corpos silicosos em horizontes superficiais de solos de diferentes ecossistemas. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, v. 34, 871-879p, 2010.
- DAY, T. **Lakes and Rivers**. Chelsea House Publishers, New York, 2006. 273 p.
- DRAGO, E. C. Origen y clasificacion de ambientes leníticos en llanuras aluviales. **Revi. Assoc. Cienc. Nat. Lit.**, v. 7, p.123-137, 1976.
- ESTEVEZ F. A. **Fundamentos de Limnologia**. Interciência/FINEP, Rio de Janeiro, 1998. 575pp.

FARIA, C. S. S. **Avaliação do assoreamento dos lagos do alto rio Doce com base em estudos morfométricos.** Dissertação (Mestrado em Evolução Crustal e Recursos Naturais) - Universidade Federal de Ouro Preto, Ouro Preto, 2013. 80 p.

FERNANDES, R. S. **Reconstrução paleoambiental da lagoa Fazenda durante o pleistoceno tardio na região de Jussara, estado do Paraná, com ênfase em estudos palinológicos.** Dissertação de Mestrado, CEPPE, Universidade Guarulhos, 2008. 125 p.

FONSECA-SILVA, F. M.; CARVALHO, M. A.; RIBEIRO, S. P. Caracterização da Matéria Orgânica Particulada dos últimos 10 mil anos a partir de um testemunho do Parque Estadual do Rio Doce, MG, Brasil: Implicações Paleoambientais. **Revista Brasileira de Paleontologia**, v.18, p.161-170, 2015.

FRANÇA, A. M. & LATRUBESSE, E. M. Ordenamento dos sistemas lacustres da planície aluvial do rio Araguaia: uma proposta preliminar. *In: Simpósio de Geografia Física Aplicada*, 9, Recife. **Anais**, p.108-109. 2001.

FRANÇA, A. M. **Ordenamento Geomorfológico dos Sistemas lacustres da Planície Aluvial do Rio Araguaia.** Trabalho de Conclusão de Curso, Instituto de Estudos Sócio Ambientais, Universidade Federal de Goiás, 2002. 64p.

GAMMONS, C. H.; HARRIS, L. N.; CASTRO, J. M.; COTT, P. A.; HANNA, B. W. Creating lakes from open pit mines: processes and considerations - with emphasis on northern environments. *In: Canadian Technical Report of fisheries and aquatic sciences* v. 28, n. 26, 2009.

GUERREIRO, R. L.; STEVAUX, J. C.; PAROLIN, M.; ASSINE, M. L. Late Pleistocene and Holocene paleoenvironments in ponds and alluvial sediments of Upper Paraná River, Brazil. **Revista Brasileira de Paleontologia**, v.16, p.39-46, 2013.

HARDT, R. **Da carstificação em arenitos. Aproximação com o suporte de geotecnologias. À propos de la karsification dans les grès. Traitement par les technologies SIG.** Tese de Doutorado, Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista Júlio de Mesquita Filho. Em co-tutela com Morphodynamique Continentale et Côtière, Laboratoire de Géologie, Université de Rouen, 2011. 224 p.

HARDT, R.; RODET, J.; PINTO, S. A. F.; WILLEMS, L. Exemplos Brasileiros de Carste em Arenito: Chapada dos Guimarães (MT) e Serra de Itaqueri (SP). **Espeleo-Tema**, v.20, p.7-23. 2009.

HARRIS, P. M.; ELLIS, J.; PURKIS, S. J. Assessing the extent of carbonate deposition in early rift settings. **AAPG Bulletin**, v.97, n.1, p.27-60, 2013.

- HAYAKAWA, E. H. & ROSSETTI, D. F. Caracterização da rede de drenagem da bacia do médio e baixo rio Madeira. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v.13, n.4, p.401-418, 2012.
- HIDROAR. Informe de Impacto Ambiental. **Explotación de la Cantera Pitu**. Departamento de Gaiman. Buenos Aires: HIDROAR, 2014. 92p.
- HUGGETT, R. J. **Fundamentals of Geomorphology**, 3rd edition. London and New York: Routledge. 2011. 533 p.
- HUYGHE, P.; GUILBAUD, R.; BERNET, M.; GALY, A.; AND GAJUREL, A. Significance of the clay mineral distribution in fluvial sediments of the Neogene and Recent Himalayan Foreland Basin (western-central Nepal). **Basin Research**. v.23, p.332-345, 2011.
- INGLÈS, M.; SALVANY, J. M.; MUÑOZ, A.; PÉREZ A. Relationship of mineralogy to depositional environments in the non-marine Tertiary mudstones of the southwestern Ebro Basin (Spain). **Sedimentary Geology**, v.116, p.159-176, 1998.
- JAIN, V.; TANDON, S. K.; RAJIV, S. Application of modern geomorphic concepts for understanding the spatio-temporal complexity of the large Ganga river dispersal system. **Current Science**. V. 103, n.11, p.1300-1319, 2012.
- JANONI, C. R.; CASTRO, M. S. S.; SANTOS, G. B.; JANONI, A. S. R.; SOUZA, D. P. C. Neotectônica nas Coberturas Sedimentares do Cráton do São Francisco no Oeste da Bahia. **Revista de Geologia** (Fortaleza), v. 29, p. 93-111, 2016.
- KLAMMER, G. Die Paläowüste des Pantanal von Mato Grosso und die pleistozäne Klimageschichte der brasilianischen Randtropen. Berlin-Stuttgart. Z. **Geomorphologie**, v.26, p.393-416, 1982.
- KUERTEN, S.; PAROLIN, M.; ASSINE, M. L. Espículas de esponjas continentais preservadas em sedimentos arenosos Quaternários do Pantanal. **Anais...** In: Congresso da Associação Brasileira de Estudos do Quaternário ABEQUA, 13, Encontro do Quaternário Sulamericano, 3, BEQUA Congress - The South American Quaternary: Challenges and Perspectives, 13, Armação dos Búzios, 2011.
- KUERTEN, S.; PAROLIN, M.; ASSINE, M. L.; MCGLUE, M. M. Sponge spicules indicate Holocene environmental changes on the Nabileque River floodplain, southern Pantanal, Brazil. **Journal of Paleolimnology**, v.49, p.171-183, 2013.
- LATRUBESSE, E. M. & NELSON, B. W. Evidence for Late Quaternary Aeolian Activity in the Roraima-Guyana Region. **Catena**, v.43, p.63-80, 2001.
- LE BRET, M. **As furnas de Vila Velha - Paraná - Um caso de desmoronamento kárstico no arenito**. Tradução de Guy Christian Collet em 1974. Relatório Interno da Sociedade Brasileira de Espeleologia, 6 p. 1962.

- MAACK, R. Geologia e geografia da região de Vila Velha Estado do Paraná e considerações sobre a glaciação carbonífera no Brasil. **Arquivos do Museu Paranaense**, 1946. 305 pp.
- MACIEL FILHO, C. L.; NUMMER, A. V.; SILVÉRIO DA SILVA, J. L.; SANGOI, D. S.; DESCOVI FILHO, L. L. V. Feições de carste sobre a formação Serra Geral na região de Vacaria, RS, e Lages, SC. **Caminhos de Geografia (UFU)**, v.14, p. 97-208, 2013.
- MATEUS, A. C. C.; OLIVEIRA, F. SOARES DE; VARAJÃO, A. F. D. C.; SOARES, C. C. V.; SCHÜNEMANN, A. L. Gênese de depressões fechadas em vertentes associadas à couraça aluminosa na porção sul da Serra do Caparaó, Minas Gerais/Espírito Santos. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 17, n.2, p.369-387, 2016.
- MAYAYO, M. J.; BAULUZ, B.; LÓPEZ-GALINDO, A.; GONZÁLEZ-LÓPEZ, J. M. Mineralogy and geochemistry of the carbonates in the Catalayud Basin (Zaragoza, Spain). **Chemical Geology**. V. 130, p.123-136, 1996.
- MEIS, M. R. M. As unidades morfoestratigráficas neoquaternárias do médio vale do Rio Doce. **An. Acad. Bras. Ciênc.**, v. 49, n.3, p. 443-459, 1977.
- MEIS, M. R. M. & MONTEIRO, A. M. F. Upper Quaternary "rampas": Doce river valley, Southeastern Brazilian plateau. **Z. Geomorph.**, n.23, v.2, p.132-151, 1979.
- MEIS, M. R. M. & TUNDISI, J. G. Geomorphological and limnological processes as a basis for typology. The middle Rio Doce lake system. **An. Acad. Bras. Ciênc.**, v. 58, n.1, p.103-120, 1986.
- MELLO, C. L. **Sedimentação e Tectônica Cenozóicas no Médio Vale do Rio Doce (MG, Sudeste do Brasil) e suas Implicações na Evolução de um Sistema de Lagos**. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 1997. 275 p.
- MENESES, M. E. N. S.; COSTA, M. L.; COSTA, J. A. V. Os lagos do lavrado de Boa Vista - Roraima: fisiografia, físico-química das águas, mineralogia e química dos sedimentos. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 37, n.3, p.478-489, 2007.
- MEYER, K. E. B.; MENDONÇA FILHO, J. G.; ASHRAF, A. R.; SOUZA, P. A.; REICHHART K. Análise de palinofácies em sedimentos holocênicos da Lagoa dos Quadros, Rio Grande do Sul, Brasil. **Revista Brasileira de Paleontologia**, v.8, n.1, p.57-72, 2005.
- MORAIS, F. & PEREIRA, G. C. Geofísica e Espeleologia aplicadas à análise geomorfológica: um estudo de caso do entorno da Lagoa da Confusão TO. *In*: Simpósio Nacional de Geomorfologia: Geomorfologia e eventos catastróficos: passado, presente e futuro,9, **Anais...** v.1, p.1-5. 2012.

MOZETO, A. A. Sedimentos e particulados lacustres: amostragens e análises biogeoquímicas. *In*: BICUDO, C. E. M., BICUDO D. C. (eds.) **Amostragem em limnologia**. Rima, São Carlos, p.295-320, 2004.

NASCIMENTO, L. R. S. L.; COELHO, M. P. C. A.; YBERT, J. P. Contribuição à palinologia do sedimento superficial da Lagoa da Dominga, Lance dos Cações, Itamaracá, PE. *In*: Congresso da ABEQUA, 10, Guarapari, **Anais... ABEQUA**: 4p. in CD-rom, 2005.

NASCIMENTO, P. & MORAIS, F. Análise morfométrica em Ipucas em carste encoberto na Depressão do Médio Araguaia, estado do Tocantins. *In*: Simpósio Nacional de Geomorfologia: Geomorfologia e eventos catastróficos: passado, presente e futuro,9, **Anais**,1: p. 1-6. 2012.

NORONHA, S. E. **Caracterização dos Ecossistemas Lacustres Sob Substrato Laterítico na Região de Palmeirópolis - TO**. Dissertação de Mestrado, Departamento de Geografia, Universidade de Brasília, 2009. 81 p.

OLIVEIRA, A. P. G.; MIOTO, C. L.; RIBEIRO, A. A.; JAQUEZ, R.; ALBREZ, E. A.; SÍGOLO, J. B.; ASSINE, M. L.; FILHO, A. C. P. Sensoriamento Remoto na Análise do Alinhamento das Lagoas do Pantanal da Nhecolândia, MS. **Anuário do Instituto de Geociências** (Online), v. 39, p. 63-70, 2016.

OLIVEIRA, F. A. R. **Deteção de depressões cársticas a partir de classificação espectral e morfológica de imagens de sensoriamento remoto na região do Alto do Rio Paracatu**. Monografia de Especialização, Instituto de Geociências, Universidade Federal de Minas Gerais, 2001. 55 p.

PARISOT, E. H. & REBOUÇAS, A. C. Geoquímica de aquíferos do Município de São Paulo. **BoL. IG-USP**, v.14, p.55-64, 1983.

PARIZZI, M. G. **A gênese e a dinâmica da Lagoa Santa com base em estudos palinológicos, geomorfológicos e geológicos de sua bacia**. Dissertação de mestrado, Instituto de Geociências, Universidade Federal de Minas Gerais, 1993. 55 p.

PAROLIN, M. **Clima seco e formação de dunas eólicas durante o Holoceno Médio em Taquaruçu - MS**. Maringá. Dissertação de Mestrado, Centro de Ciências Biológicas/NUPELIA, Universidade Estadual de Maringá, 2001. 15 p.

PAROLIN, M.; MEDEANIC, S.; STEVAUX, J. C. Registros palinológicos e mudanças ambientais durante o Holoceno de Taquarussu (MS). **Revista Brasileira de Paleontologia**. v.1, p.137-148, 2006.

PAROLIN, M.; VOLKMER-RIBEIRO, C.; STEVAUX, J. C. Use of spongofacies as a proxy for river-lake paleohydrology in Quaternary deposits of Central-Western Brazil. **Revista Brasileira de Paleontologia**. v.11, p.187-198, 2009.

PERÔNICO, C. & CASTRO, P. T. A. Aplicação de métodos palinológicos no estudo do preenchimento sedimentar de ambiente lacustre assoreado do Parque Estadual do Rio Doce (PERD) – MG. **Natureza on line**. v.7, n.2, p. 68-73, 2009.

PILLMORE, C. L. Deflation origin of Adams and Bartlett Lake Basins, Vermejo Park New Mexico. *In*: Ewing R. C. & Kues B.S. (eds.), **Guidebook of Vermejo Park, northeastern New Mexico**. Geological Society Guidebook, New Mexico, v. 27, p.121-124, 1976.

RASBOLD, G. G.; McGLUE, M. M.; STEVAUX, J. C.; PAROLIN, M.; SILVA, A.; BERGIER, I. Sponge spicule and phytolith evidence for Late Quaternary environmental changes in the tropical Pantanal wetlands of western Brazil. **Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology**, v. 518, p. 119-133, 2019.

SAADI, A.; BEZERRA, F. H. R.; COSTA, R. D.; IGREJA, H. L. S.; FRANZINELLI, E. Neotectônica da plataforma brasileira. *In*: SOUZA, C. L. G.; SUGUIO, K.; OLIVEIRA, A. M. S.; OLIVEIRA, P. E. **Quaternário do Brasil**. Holos, Ribeirão Preto, p.: 211-230, 2005.

SÁEZ, A.; INGLÈS, M.; CABRERA, L.; DE LAS HERAS, A. Tectonic paleoenvironmental forcing of clay-mineral assemblages in no marine settings: the Oligone-Miocene as Pontes Basin (Spain). **Sedimentary Geology**, v. 159, p. 305-324. 2003.

SALGADO-LABOURIAU M. L. **Crítérios e técnicas para o Quaternário**. Edgar Blücher, São Paulo, 2007. 387 pp.

SALLUN FILHO, W.; KARMANN, I. Dolinas em arenitos da Bacia do Paraná: evidências de carste subjacente em Jardim (MS) e Ponta Grossa (PR). **Revista Brasileira de Geociências**, v.37, p.551-564, 2007.

SANTOS, G. B. **Origem do Sistema Lacustre da Região do Médio São Francisco: Bacia do Rio Grande – Bahia**. Tese de Doutorado, Departamento de Geologia, Universidade Federal de Ouro Preto, 2016. 160p.

SANTOS, G. B. & CASTRO, P. T. A. Sedimentological characteristics and geochemistry of lake waters of the basin, west of Bahia State (Brazil). **International Journal of River Basin Management**, v. 14, p. 431-440, 2016a.

SANTOS, G. B. & CASTRO, P. T. A. Caracterização da Rede de Drenagem e do Sistema Lacustre da Bacia do Rio Grande: Oeste Da Bahia - Região Do Médio São Francisco. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 17, p. 801-812, 2016b.

SANTOS, G. B.; CASTRO, P. T. A.; PAROLIN, M.; DOCIO, L.; COSTA, D. H. Análise de espículas de esponjas como indicadores paleoambientais em sedimentos lacustres no oeste da Bahia. **Revista Brasileira de Paleontologia**, v. 19, p. 439-448, 2017.

SILVA, A. B. **Análise morfoestrutural, hidrogeológica e hidroquímica no estudo do aquífero cárstico do Jaíba, norte de Minas Gerais**. São Paulo, Universidade de São Paulo, Instituto de Geociências, Tese de doutorado, 1984. 190 p.

SILVA, Y. M. P.; MEYER, K. E. B.; PERÔNICO, C.; CASTRO P. T. A. Palinofácies de uma sequência sedimentar Quaternária da Lagoa Preta, Parque Estadual do rio Doce, MG, Brasil. **Revista Brasileira de Paleontologia**. v.13, p.49-56, 2010.

SOUZA FILHO, P. W. M.; QUADROS, M. L. E. S.; SCANDOLARA J. E.; FILHO E. P. S.; REIS, M. R. Compartimentação morfoestrutural e neotectônica do sistema fluvial Guaporé-Mamoré-Alto Madeira, Rondônia, Brasil. **Revista Brasileira de Geociências**, v.29, p.469-476, 1999.

SPERLING, E. V. **Morfologia de lagos e represas**. Belo Horizonte: DESA/UFMG, 1999. 138p.

STERNBERGE, H. O. R. Vales tectônicos na planície Amazônica? **Revista Brasileira de Geociências**, v.12, n.4, p.3-26, 1950.

TRICART, J. El Pantanal: un ejemplo del impacto geomorfológico sobre el ambiente. **Revista Informaciones Geográficas (Chile)**, v. 29, p.81-98, 1982.

TUNDISI, J. G.; TUNDISI, T. M.; SIDAGIS, G. C. **Eutrofização na América do Sul: causas, consequências e tecnologias para gerenciamento e controle**. Instituto Internacional de Ecologia,1, São Carlos, 2006. 532p.

TUNDISI, J. G. & TUNDISI, T. M. **Limnologia**. Oficina de Textos, São Paulo, 2008. 631 p.

TYSON, R. V. **Sedimentary organic matter: organic facies and palynofacies analysis**. Chapman & Hall, London, 1995. 615 pp.

VOLKMER-RIBEIRO, C.; DRAGO, E.; PAROLIN M. Spicules of the Freshwater Sponge Ephydatia facunda Indicate Lagoonal Paleoenvironment at the Pampas of Buenos Aires Province, Argentina. **Journal of Coastal Research**. v.50, p. 449-452, 2007.

ZHAO, L. Y. L.; MCCULLOUGH, C. D.; LUND, M. A. Mine Voids Management Strategy (I): Pit Lake Resources of the Collie Basin. *In: Mine water and environment research/Centre for ecosystem management*. Edith Cowan University, 10, Perth-Australia, 2009. 227p.

12. EVOLUÇÃO MORFODINÂMICA DE PLANÍCIES COSTEIRAS: DO QUATERNÁRIO AOS EVENTOS ATUAIS

Guilherme Borges Fernandez¹, Thais Baptista da Rocha¹, Silvio Roberto de Oliveira Filho¹, Sérgio Cadena de Vasconcelos³, André Luiz Carvalho da Silva⁴, Thiago Gonçalves Pereira² & Martim de Almeida Braga Moulton¹

¹Laboratório de Geografia Física – LAGEF. Instituto de Geociências. Departamento de Geografia. Universidade Federal Fluminense; guilhermefernandez@id.uff.br; thaisbaptista@id.uff.br; silvioliveira@id.uff.br; martimabm@id.uff.br

²Instituto de Geografia. Departamento de Geografia Física. Universidade do Estado do Rio de Janeiro; thiagopereira.uerj@gmail.com

³Núcleo de Estudos em Ambientes Costeiros – NEAC. Departamento de Geografia e Meio Ambiente. Pontifícia Universidade Católica do Rio de Janeiro; sergio-cadena@puc-rio.br

⁴Departamento de Geografia. Faculdade de Formação de Professores. Universidade do Estado do Rio de Janeiro; andreilcsilvageouerj@gmail.com

Resumo: Os processos e formas de relevo identificados na zona costeira refletem a existência da inter-relação entre fenômenos físicos observados no continente, no oceano e na atmosfera, que resultam em alterações fisiográficas das mais evidentes descritas na superfície terrestre. Desta maneira, quando se analisam a morfologia e a dinâmica que envolvem os ambientes distribuídos nas planícies costeiras, é fundamental se levar em consideração processos, formas, transporte de sedimentos e arquitetura sedimentar. Neste sentido, foi sintetizado e vem se consolidando, o paradigma da morfodinâmica costeira nos estudos em geomorfologia. Este paradigma, muitas vezes é erroneamente identificado apenas com a morfodinâmica de curto período. Na realidade, pode e deve ser utilizada nas análises geomorfológicas informações desde o Quaternário até a época atual, a partir de conceitos, métodos e técnicas adequadas aos ambientes costeiros. Em termos metodológicos e conceituais, esse paradigma ganha fôlego principalmente pela interpretação evolutiva das planícies costeiras, levando-se em consideração princípios do *uniformitarismo*, além de métodos associados a geocronologia, a geofísica e a geomorfologia. Os avanços no desenvolvimento de técnicas de datação, além de mais acesso a métodos geofísicos rasos e mapeamentos com imagens de diferentes resoluções, assim como o aumento da acuidade na topografia e, mais recentemente, de técnicas de

structure from motion em imagens obtidas por drone, tem sido fundamental para a melhora analítica dos estudos morfodinâmicos das planícies costeiras. A partir deste tripé metodológico envolvendo dados de GPR, Luminescência e Drone (metodologia GLuD), neste capítulo são abordados desde aspectos teóricos e conceituais sobre a morfodinâmica costeira, até resultados que levam em consideração estes diferentes métodos, colaborando para o melhor entendimento da morfodinâmica das planícies costeiras em diferentes escalas de tempo e espaço.

Palavras-Chave: Geomorfologia Costeira; Ambientes deposicionais; Processos costeiros; Uniformitarismo.

Abstract: The processes and landforms identified along the coastal zone reflect the existence of an interrelationship between continental process, interconnect with aerodynamics and oceanographic process, which result in dramatic physiographic alterations observed along terrestrial surface. Thus, the connection between changes in the morphology caused by coastal process and dynamics, distributed in coastal plains, it is fundamental to study in interaction processes, forms, sediment transport and sedimentary architecture. To solve this complexity, the paradigm of coastal morphodynamics in geomorphology studies emerged and has been consolidated. This paradigm is often misunderstood or identified only with short-term morphodynamics. In fact, information from the Quaternary to the historical or event scales can and should be used in coastal geomorphological analyses, based on concepts, methods and techniques suitable for coastal environments. In methodological and conceptual terms, this paradigm can be used for evolutionary interpretation of coastal plains, taking into account principles of uniformitarianism, in addition to methods associated with geochronology, geophysics and geomorphology. Advances in the development of dating techniques, in addition to more access to shallow geophysical methods and mappings with images of different resolutions, as well as the increase in acuity in topography and, more recently, in *structure from motion* techniques from images obtained by drone, have been fundamental for the analytical improvement of the studies of the coastal morphodynamics along the coastal plains. From this methodological tripod involving GPR, Luminescence and Drone data (GLuD methodology), this chapter covers from theoretical and conceptual aspects of coastal morphodynamics, to results that take into account these different methods, contributing to a better understanding of the morphodynamics of coastal plains at different scales of time and space.

Keywords: Coastal Geomorphology; Depositional environments; Coastal process; Uniformitarianism.

Tema: Geomorfologia Costeira.

1. INTRODUÇÃO

Uma forma abrangente e comumente atribuída para se definir estudos associados a geomorfologia está no entendimento de como e porque determinadas formas de relevo ocorrem e se distribuem espacialmente na superfície terrestre, assim como sua morfologia é alterada dinamicamente por diferentes processos físicos. Desta maneira, o resultado da investigação recai na identificação fisiográfica (formas), nas mudanças morfológicas observadas e na definição de quais processos foram responsáveis pelas alterações detectadas. Assim, a análise em conjunto das formas de relevo e dos processos geomorfológicos deve estar ajustada e determinada dentro de uma escala de tempo específica, atribuído a um recorte espacial cartográfico em que as formas se distribuem, indicando quais processos foram observados, dentro ou mesmo além deste recorte espacial (SACK; ORME, 2013).

Assim, pode-se considerar que a geomorfologia tem como objetivo estudar as diferentes formas de relevo observadas na superfície terrestre, interpretando a ocorrência de tais formas a partir dos processos físicos que geram mudanças sobre seu modelado, dando origem a sua morfologia. Tais considerações, são assumidas de forma que os estudos geomorfológicos devem ser considerados por fatores endógenos e/ou exógenos, sendo os fatores endógenos relacionados a herança geológica e a tectônica, e os exógenos, relacionados ao esculpimento realizado pelos processos físicos, como a ação do vento ou da água (SACK; ORME, 2013). Não raramente, a geomorfologia se propõe a estabelecer uma tendência de evolução futura, indicando continuidade de desenvolvimento dinâmico das formas de relevo, relacionadas aos processos remodeladores (WRIGHT; NICHOLS, 2019).

A partir dessas afirmações, parece claro que o relevo pode ser interpretado como algo instantâneo e ao mesmo tempo dinâmico, resultado de fatores herdados de processos físicos ocorridos no passado e que tenderiam a ocorrer no futuro, dando origem a novas formas, identificáveis por trajetórias evolutivas da morfologia terrestre. Estudar geomorfologia é portanto, investigar processos geomorfológicos e formas de relevo, se configurando como algo desafiador, quando se leva em consideração as condições de contorno que irão influenciar estes estudos, como a herança geológica, envolvendo litologia e tectonismo, as flutuações climáticas, os eventos extremos, ou mesmo os efeitos de fatores bióticos e químicos (BUTLER; HUPP, 2013). Somam-se a estes fatores, muitas vezes o resultado das intervenções realizadas pelo desenvolvimento das sociedades sobre a superfície terrestre, que muitas vezes são determinantes na dinâmica e configuração morfológica da superfície terrestre (JAMES; HARDEN; CLAGUE, 2013). Desta forma, a geomorfologia se apresenta como uma oportunidade científica interessante no ramo das geociências, fazendo com que Tooth e Viles (2014) listassem pelo menos 10 razões fundamentais para se estudar geomorfologia, sendo essas aplicadas não somente em diferentes recortes espaço-temporais e desafios científicos, mas também nas tomadas de decisão sobre o desenvolvimento socioeconômico.

Existem diferentes formas de se subdividir os estudos em geomorfologia. Um exemplo, seria de se subdividir os estudos pela identificação de formas ajustadas a processos, como as formas de relevo observadas ao longo dos canais fluviais e áreas adjacentes, que estariam dentro do recorte da geomorfologia fluvial, ou mesmo morfologias específicas observadas ao longo do litoral, diretamente relacionadas a geomorfologia costeira. Por outro lado, pode-se também investigar especificamente determinados processos, como os processos eólicos ou hidrodinâmicos responsáveis pelo transporte de material que influencia tanto as formas fluviais quanto aquelas observadas ao longo da zona costeira.

Não raro, os estudos geomorfológicos podem também se dedicar a determinadas áreas associadas a recortes espaciais específicos, como áreas periglaciais, em que elementos como latitude ou altitude são fundamentais, assim como regiões semiáridas ou desérticas relacionadas a baixa pluviosidade. Tais especificidades podem ainda estar representadas por recortes temporais característicos, como o Quaternário, subdividindo as análises sobre formas observadas em depósitos datados do Pleistoceno ou do Holoceno, ou até mesmo sobre determinadas litologias, como as formas de relevo especificamente determinadas por rochas graníticas. O que fica claro, independente de quaisquer condições de contorno, é que as formas e processos estão presentes, podendo ser estudados em conjunto ou separadamente, a partir de recortes espaciais e temporais. Shroder e Sherman (2013), ao longo de 14 volumes, descrevem a geomorfologia desde seus fundamentos aos seus principais métodos, estabelecendo-a como um amplo ramo de estudos em geociências, em constante desenvolvimento, que serve de referência atual para uma ampla gama de aspectos relacionados a geomorfologia.

Nesse contexto, este capítulo se dedica a contribuir para os estudos geomorfológicos a partir da investigação de formas do relevo e sua evolução morfológica no âmbito da geomorfologia costeira. Mais especificamente, as formas e processos observados nas planícies costeiras, levando-se em consideração limites específicos espaciais e temporais, derivados conceitualmente dos estudos seminais sobre **morfodinâmica costeira** estabelecidos por Wright e Thom (1977). Estes estudos ainda tiveram uma contribuição importante realizada por Cowell e Thom (1994), que apresentaram considerações a respeito da sistematização de estudos costeiros a partir da determinação da evolução morfodinâmica, envolvendo diferentes escalas e processos. Mais recentemente, a análise destas duas referências levou Masselink e Gehrels (2015) a identificar a **morfodinâmica costeira como o atual paradigma de investigação na geomorfologia costeira**. Para Kuhn (1962), paradigma estaria relacionado a um conjunto de práticas e conceitos que irão direcionar as abordagens científicas de uma determinada disciplina durante um certo período de tempo. O que na realidade se identifica é que um paradigma está diretamente relacionado a uma abordagem científica em que uma maioria, ou grande parte de pesquisadores elaboram questões e procedimentos relativamente semelhantes, envolvendo certa área do conhecimento, em que análises e métodos estão voltados para a solução destas questões. Normalmente estão publicados em periódicos de

divulgação de pesquisa com fator de impacto e revisado por pares, permitindo a discussão, a análise e a solução conjunta de tais questões por associação de dados ou por refutação de premissas. Neste sentido, parece ser apropriado se trazer esse paradigma, para uma leitura em português, com exemplos empíricos, conforme a proposta do capítulo.

Interessante ressaltar que French e Burningham (2009) a partir de trabalhos anteriores como de Viles (1990), que apresentavam a evolução de temas relativos a geomorfologia costeira, analisados em diferentes periódicos já identificavam a morfodinâmica como um dos temas mais relevantes para serem desenvolvidos na geomorfologia costeira. Esses temas estão estabelecidos desde a evolução Quaternária das planícies, além dos estudos dedicados a morfodinâmica envolvendo flutuações morfológicas entre praias e dunas frontais, e ainda, a partir de investigações detalhadas das características geomorfológicas (BAAS, SHERMAN, 2006; SHERMAN, 2013; WALKER *et al.*, 2017). Tais temas foram substancialmente associados a conceitos de morfodinâmica, por envolver diferentes escalas de análise e principalmente questões metodológicas que serão tratadas neste capítulo.

A organização desta revisão foi estruturada de maneira a se apresentar, após breve introdução, os limites da zona costeira e como que as planícies costeiras representam um recorte espacial, indicando a abrangência dos ambientes deposicionais a serem analisados através da morfodinâmica. Em seguida são apresentadas as principais ideias e métodos ajustados para os estudos morfodinâmicos aplicados às planícies costeiras, envolvendo métodos geomorfológicos, geofísicos e geocronológicos. Posteriormente são apresentados de forma integrada, exemplos da aplicação conceitual e de interpretação morfodinâmica, utilizando dados de diferentes estudos costeiros. Por último, foram destacadas as perspectivas futuras para os estudos em geomorfologia costeira.

2. A ZONA COSTEIRA E A MORFOLOGIA QUATERNÁRIA: LIMITES ESPACIAIS DAS PLANÍCIES LITORÂNEAS

Antes de apresentar conceitualmente o que seriam os estudos associados a morfodinâmica costeira aplicados às planícies litorâneas, é importante determinar os limites espaciais destas **planícies** inseridas na **zona costeira** (Figuras 1 e 2), onde os diferentes ambientes deposicionais se desenvolveram ao longo do **Quaternário** (Figura 3). As planícies costeiras são necessariamente associadas em termos temporais ao **Quaternário**, e limitadas espacialmente pela **geologia antecedente** a este tempo geológico. O Quaternário (Figura 3) é o mais recente intervalo da história geológica da Terra, determinado de maneira subsequente ao Neógeno. Representa o último Período da Era Cenozoica, representando os últimos 2,6 Ma (*mega anna* – milhões de anos), e está subdividido nas Épocas do **Pleistoceno** e **Holoceno**, sendo esta última Época equivalente aos últimos 11,7 b2k (milhares de anos antes de 2000 AD - *Anno Domini*). No Pleistoceno e no Holoceno ainda estão definidas três subséries ou sub épocas, conforme a carta estratigráfica internacional mais recente (Figura 3). Informações atualizadas sobre as

subdivisões do Quaternário podem e devem ser facilmente acessadas no sítio eletrônico da Comissão Estratigráfica Internacional (<https://stratigraphy.org/chart>).

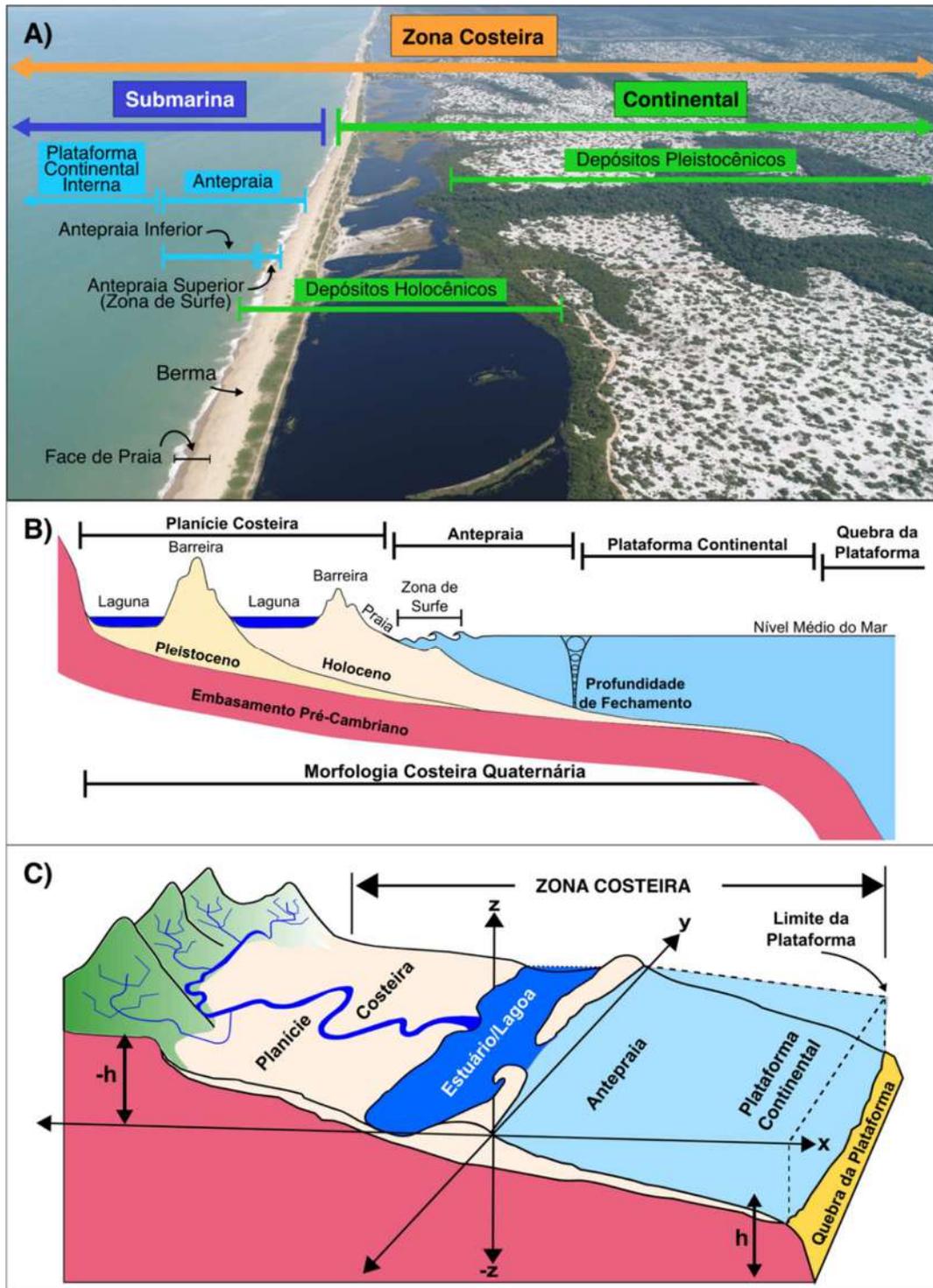


Figura 1. (A) Distribuição espacial de diferentes ambientes quaternários da zona costeira a partir de uma fotografia aérea oblíqua obtida na planície deltaica do Rio Paraíba do Sul (coordenadas aproximadas: Lat. -22,201691; Long. -41,451713). (B) Perfil topográfico esquemático transversal à zona costeira em que estão distribuídas as formas de relevo observadas, com uma subdivisão básica dos ambientes submarinos e continentais. (C) Visão esquemática tridimensional da zona costeira.

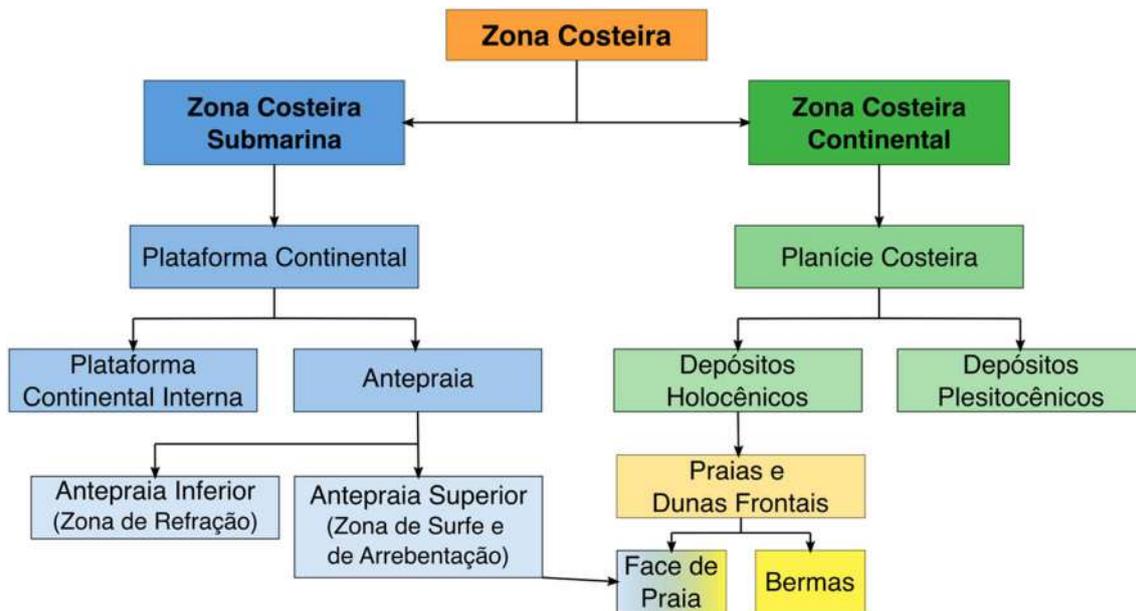


Figura 2. Distribuição esquemática da zona costeira, a partir de um fluxograma de distribuição dos ambientes. Neste capítulo estão discutidos os aspectos relativos à zona costeira continental, e algumas breves considerações sobre a antepraia.

Eonotema /Eon	Erátima /Era	Sistema /Período	Série /Época	Subsérie /Subépoca	Andar /Idade	GSSP*
Fanerozoico	Cenozoico	Quaternário	Holoceno	Superior/Tardio	Meghalaiano	Presente
				Médio	Norte-Gripiano	4.250 anos
				Inferior	Gronelandês	8.236 anos
			Pleistoceno	Superior/Tardio	Superior	11.700 anos
				Médio	Chibano	129.000 anos
				Inferior	Calabriano	774.000 anos
					Gelasiano	1.800.000 anos
						2.588.000 anos

*GSSP (Global Boundary Stratotype Section and Point)

Figura 3. Atual subdivisão do Quaternário, traduzida do original, obtida no sítio eletrônico da Comissão Estratigráfica Internacional (Disponível em <https://stratigraphy.org/chart>).

O Quaternário é fundamentalmente marcado por duas características principais: a variabilidade das características climáticas, que levaram a representativas flutuações eustáticas no nível dos oceanos, além de ser o Período em que ocorreu a evolução dos humanos modernos, que tiveram sua distribuição espacial, ao longo das massas continentais, associadas a estas flutuações marinhas (MURRAY-WALLACE e WOODROFFE, 2014). As flutuações eustáticas no nível do mar estão condicionadas ao ciclo hidrológico, determinadas pelo aumento e diminuição dos mantos de gelo, principalmente no hemisfério continental (hemisfério norte). O aumento dos mantos de gelo está relacionado a condições de clima mais frio, ou seja, de períodos glaciais. Os períodos glaciais determinam a diminuição no nível do mar, fruto da transferência da água

em estado líquido dos oceanos para o estado sólido nas geleiras. As geleiras se formam a partir da precipitação da neve e sua posterior compactação, em um balanço de maior precipitação e compactação, em relação ao derretimento. Para afetar diretamente o nível dos oceanos, é preciso que a retenção de água em estado sólido ocorra sobre o continente, haja vista que o congelamento da água oceânica não altera o nível do mar. Por este motivo, o balanço do avanço ou diminuição dos mantos de gelo é normalmente associado ao hemisfério norte, uma vez que o hemisfério sul apresenta uma área continental sensivelmente menor, portanto com menor capacidade de retenção e desenvolvimento de mantos de gelo.

Se as condições climáticas glaciais determinam níveis de mar baixo, as características de clima mais quente e úmido são responsáveis por períodos interglaciais, e assim favorecem condições de mar alto. O derretimento e escoamento da água de degelo em direção ao oceano, é realizada pela drenagem, que por gravidade transferem águas anteriormente retidas nas geleiras para as bacias oceânicas, resultando no aumento eustático do nível do mar. As formulações para o entendimento da variabilidade climática, e posteriormente sua associação com as flutuações eustáticas no nível do mar, são baseadas nas variações astronômicas orbitais da elíptica terrestre que geram variações quanto a exposição à energia solar, conforme previstas por Croll-Milankovitch (MURRAY-WALLACE e WOODROFFE, 2014).

As formulações de Croll-Milankovitch partem do princípio da ocorrência sistemática de alterações na órbita da Terra em relação ao Sol, causando flutuações da energia solar incidente na superfície terrestre. De maneira bastante resumida, Milankovitch (1969, traduzido do original de 1941) indicou, a partir de formulações numéricas, que essas mudanças climáticas estariam descritas por alterações em três fatores astronômicos: na elíptica e na excentricidade na órbita da Terra, que ocorreria a cada $\cong 100.000$ anos. Essa alteração se dá pelo distanciamento gradual da órbita da Terra em relação ao sol. Alterações de ordem de maior frequência também estariam relacionadas à mudanças na obliquidade orbital, a cada $\cong 41.000$ anos, que alterariam a inclinação do eixo terrestre aumentando ou diminuindo a incidência de calor sobre a superfície. Por último, a flutuação orbital associada a precessão no eixo de rotação, que se refere ao modo pelo qual a Terra oscila em seu eixo, como um pião, ocorreria a cada $\cong 27.000$ anos. Sendo assim, esses processos orbitais determinam períodos glaciais e interglaciais, descritos por alterações na incidência de radiação e consequentemente flutuações no aquecimento da superfície terrestre, causando aumento ou diminuição dos mantos de gelo e da água disponível nas bacias oceânicas.

O avanço dos estudos em isótopos estáveis de oxigênio permitiu a confirmação científica quanto às associações entre variabilidade climática e movimentos orbitais. A partir da concentração da razão isotópica de oxigênio ($^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$), precipitados em depósitos descritos em testemunhos marinhos e de gelo, pode-se definir padrões glaciais e interglaciais (*e.g.* LISIECKI & RAYMO, 2005; COHEN & GIBBARD, 2019). Desse modo, houve uma interessante correlação entre as variações de concentração de isótopos

de oxigênio e as variações astronômicas previstas por Croll-Milankovitch. Essa correlação permitiu a formulação de estágios isotópicos marinhos - *MIS*, tradução literal do inglês *Marine Isotope Stage (MIS)*, que, a partir de razões isotópicas, marcam as flutuações no nível do mar, onde os estágios correlatos a números ímpares estão relacionados a condições de climas quentes e, portanto, interglaciais, favorecendo condições de nível de mar mais alto. Já os estágios isotópicos pares estariam relacionados a níveis de mar baixo, e associados a clima mais frio ou condições glaciais (e.g. LISIESKI e RAYMO, 2005; COHEN e GIBBARD, 2019). Na figura 4, estão apresentados, por exemplo, diferentes estágios isotópicos durante parte do Quaternário, mostrando alterações na razão isotópica nos últimos 500.000 anos, e identificados os diferentes estágios isotópicos (RABINEAU *et al.*, 2006). Desta maneira, os *MIS* 1, 5, 7, 9, 11 seriam os estágios isotópicos em que o nível do mar estaria alto, e, portanto, passível de serem registrados na zona costeira continental. Níveis marinhos baixos seriam descritos na zona costeira marinha, uma vez que estariam atualmente submersos.

As formas de relevo quaternárias distribuídas na zona costeira (Figura 1) envolvem uma parte da superfície terrestre e da área oceânica adjacente, em que as feições observadas foram formadas e evoluíram dinamicamente em função de processos considerados essencialmente marinhos, ou seja, tem sua morfologia relacionada a flutuações do nível do mar durante o Quaternário, variações nas marés e clima de ondas (MASSELINK e GEHRELS, 2015). Portanto, na zona costeira estão representados espacialmente diferentes ambientes sedimentares que tiveram suas formas e sua dinâmica determinadas por processos oceânicos e marinhos, fundamentalmente, se distribuindo pela **zona costeira continental** e **zona costeira marinha** (Figura 1 e 2).

As planícies costeiras são descritas basicamente pelas formas de relevo desenvolvidas por sedimentos inconsolidados, formando ambientes deposicionais que se distribuem ao longo da zona costeira continental (Figura 1). Exemplos de diferentes ambientes deposicionais como as praias arenosas, barreiras costeiras, *spits* lagunares, dunas costeiras entre outros ambientes são observados na Figura 1A. As barreiras costeiras são exemplos típicos de feições geomorfológicas que podem ser determinadas geocronologicamente em relação às flutuações no nível dos oceanos, assim como sistemas lagunares que preservem materiais orgânicos em seu substrato. No caso das barreiras, quando estas estão posicionadas frontalmente ao mar, normalmente estão ajustadas ao Holoceno (*MIS*1) e não raramente estão separadas das barreiras pleistocênicas por sistemas lagunares, apresentando-se como registros de nível de mar alto ao longo do Quaternário (Figura 4).

As barreiras costeiras podem ser genericamente associadas a terraços marinhos, em analogia a terraços fluviais, quando esses marcam antigas planícies de inundação abandonadas durante a incisão vertical, indicando que terraços (barreiras) mais altos e/ou mais interiorizados estão associados, geocronologicamente, a terraços mais antigos. De toda a forma, recomenda-se em mapeamentos costeiros a utilização do termo barreira costeira, principalmente quando se trata de planícies costeiras em litorais dominados por

ondas, por indicar claramente uma morfologia típica associada a esta forçante, e ajustada a um determinado estágio isotópico.

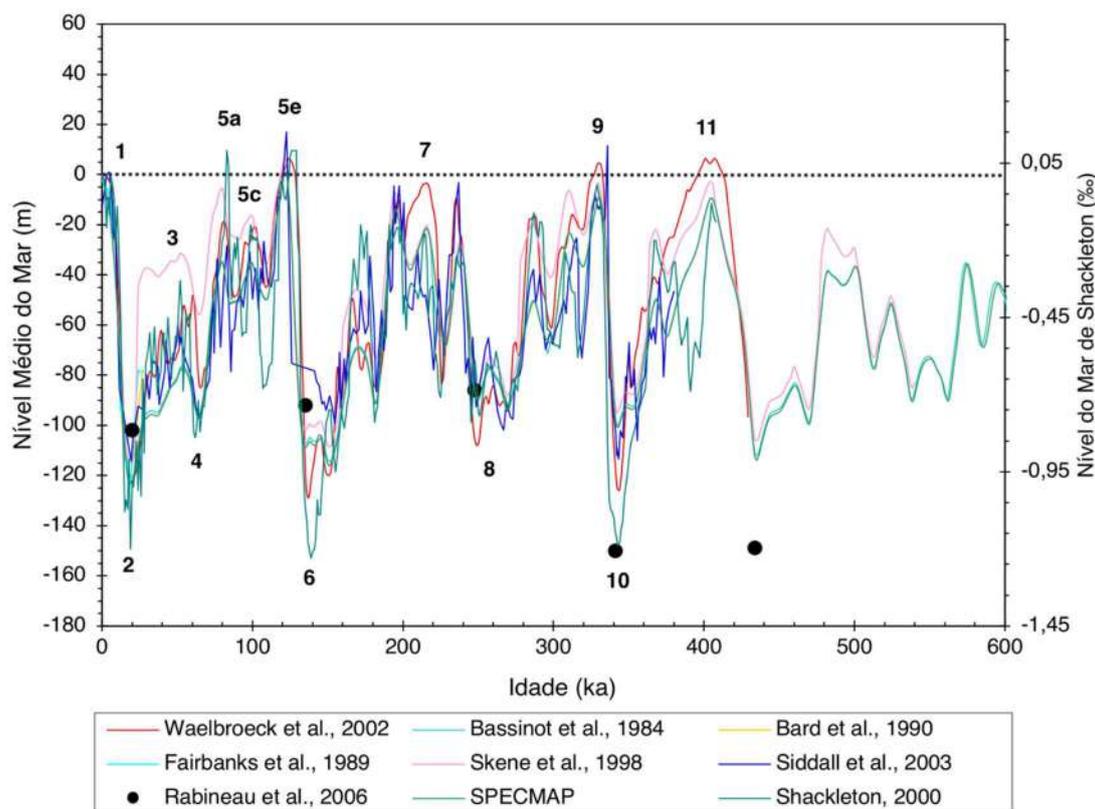


Figura 4. Variações climáticas descritas por diferentes estágios isotópicos durante parte do Quaternário (verificar o tempo – ka, na escala das abcissas), com os números referentes aos MIS. Fonte: dados disponíveis em Rabineau *et al.* (2006), que disponibiliza em tabelas os registros obtidos por diferentes autores, como material suplementar.

O que é importante é ressaltar que a associação entre as barreiras costeiras preservadas ou terraços marinhos e os estágios isotópicos, ao longo da costa brasileira (margem passiva), só podem ser de fato relacionados com os estágios relativos de mar alto, ou seja, com os estágios isotópicos ímpares, uma vez que os estágios de mar baixo (pares), não podem ser documentados, como as feições emersas, haja vista que o nível do mar estaria a dezenas de metros abaixo do nível atual. Exemplos da relação entre barreiras costeiras e estágios isotópicos são francamente encontrados na costa brasileira, principalmente na costa do Rio Grande do Sul (*e.g.* DILLENBURG e HESP, 2009). Contudo, os sistemas do tipo barreira-laguna também podem ser observados na paisagem do litoral do Rio de Janeiro e Santa Catarina principalmente (FERNANDEZ *et al.*, 2019; DILLENBURG e HESP, 2009). Condições menos favoráveis para o desenvolvimento das barreiras se encontram por exemplo em grande parte do litoral brasileiro, pela proximidade do embasamento Pré Cambriano ou mesmo do Grupo Barreiras, restringindo a área das planícies costeiras. No caso do litoral norte brasileiro, a maior participação das marés, muitas vezes não favorecem a formação destes ambientes. É importante destacar

que existem outras e diferentes formas de relevo que se distribuem ao longo da zona costeira, como feições controladas geologicamente e que envolvem processos predominantemente abrasivos, em costas rochosas (*rocky coasts*), que na costa brasileira estão representadas por costas rochosas dominadas por litologias do Pré Cambriano ou do Neógeno (FERNANDEZ *et al.*, 2019) ou mesmo por ação biológica, como recifes coralinos (*coral reefs*), francamente observados na costa do nordeste brasileiro, mas que não serão tratados neste capítulo e não são observadas na figura 1.

Os limites espaciais continentais da zona costeira são delimitados desde a parte mais interiorizada, em que os depósitos sedimentares quaternários entram em contato ou estão acomodados pela geologia antecedente (limite interno da zona costeira continental), até o nível de mar atual (Figura 1B). Já a **zona costeira submarina** é representada desde o nível do mar até a quebra da plataforma continental em direção ao talude continental, não ultrapassando a batimétrica de 200 metros, indicada por exemplo pelo IBGE (2011), que representaria o limite externo da zona costeira conforme as Figuras 1B e 1C, seguindo a sugestão de Masselink e Gehrels (2015). A quebra da plataforma em relação ao talude é bastante variável na costa brasileira, haja vista que, na costa nordestina, a distância em relação a esta quebra é bem mais rasa do que, por exemplo, no cone do Amazonas ou mesmo na plataforma do Rio Grande do Sul (IBGE, 2011).

Quando se coloca que as planícies costeiras quaternárias estão limitadas internamente pela geologia antecedente, na realidade tal afirmação resgata um conceito importante da estratigrafia, relacionando o **espaço de acomodação** e o **nível de base estratigráfico** em relação ao aporte sedimentar. O espaço de acomodação pode ser interpretado como a área disponível para que os ambientes deposicionais possam estar distribuídos, tanto na parte continental como na parte marinha, determinados pelo nível de base. O espaço de acomodação é, portanto, referente ao volume de sedimentos a ser preenchido entre o nível do mar e a geologia antecedente, representando o **espaço de acomodação continental**, e ao volume disponível entre o nível do mar e o fundo marinho, que seria o **espaço de acomodação marinho**. Portanto, nas planícies costeiras são observados os ambientes deposicionais pertencentes ao **espaço de acomodação continental** (Figura 5), enquanto o **espaço de acomodação marinho** está representado pelos sedimentos depositados na plataforma continental e talude, limitados espacialmente pela superfície marinha.

As variações no espaço de acomodação são mais facilmente observadas ao longo do tempo geológico, como resultado de ajustes decorrentes de flutuações climáticas que definem variações eustáticas do nível do mar durante o Quaternário (COHEN e GIBBARD, 2019), aumentando ou diminuindo o espaço de acomodação. Assumindo que a tectônica continental é desprezível em termos de movimentação vertical, caso o nível do mar diminua haveria mais espaço de acomodação terrestre, e, caso o nível do mar suba, aumenta-se o espaço de acomodação marinho, diminuindo conseqüentemente o espaço de acomodação terrestre. A Figura 5B mostra o aumento do espaço de acomodação continental pela redução do nível dos oceanos.

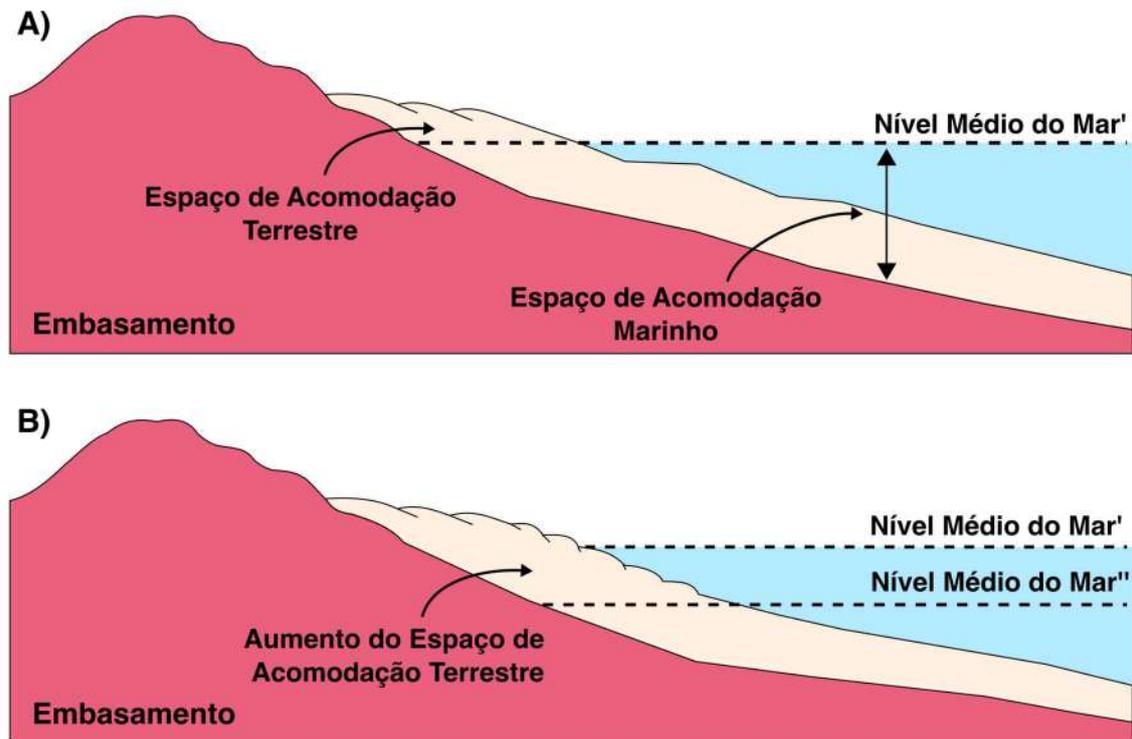


Figura 5. Esquema de abertura de espaço de acomodação terrestre em função da diminuição do nível do mar, desprezando movimentação tectônica. Em (A) a situação atual do nível do mar, com os sedimentos quaternários acomodados sobre o embasamento. Em (B), em uma condição de nível do mar abaixando, abrindo espaço para acomodação sedimentar na parte terrestre e, conseqüentemente, diminuindo o espaço de acomodação marinho.

O fundamental do conceito de espaço de acomodação é a identificação de que existe uma projeção em subsuperfície da sedimentação quaternária, indicando a necessidade de se entender a evolução morfodinâmica não somente em função da geomorfologia, mas também numa perspectiva **morfoestratigráfica** (FRYE; GLASS; WILLMAN, 1962). A morfoestratigrafia se refere a unidades litoestratigráficas que apresentam arranjos sedimentares relacionados a morfologia. A morfoestratigrafia, de certa maneira, registra processos de deposição sedimentar, observáveis e relacionáveis com a geomorfologia, analisados em subsuperfície. Isso se deve a natureza única das sequências geológicas no Quaternário, incluindo que, em muitas situações, os processos e formas de relevo foram incluídas na subdivisão de sedimentos e sequências erosivas. A identificação das formas e o mapeamento geomorfológico desenvolvidos em ambientes deposicionais, em determinados casos, têm sido usados como um meio de se interpretar cronologias relativas em muitas áreas. No sítio eletrônico da Comissão Estratigráfica Internacional¹ estão resumidamente descritos, valiosos conceitos sobre morfoestratigrafia, aloestratigrafia e litoestratigrafia, que não puderam ser aqui aprofundados, mas que fazem parte das análises morfodinâmicas costeiras. Por fim, sugere-se a referência de Holz (2012) para se iniciar e se aprofundar nos conceitos de estratigrafia de sequências, que

¹ <http://quaternary.stratigraphy.org/stratigraphic-guide/>

apresenta uma interessante e clara explicação sobre conceitos relativos ao espaço de acomodação e nível de base estratigráfico aqui apresentados.

3. MORFODINÂMICA COSTEIRA: CONCEITOS E MÉTODOS

Trabalhos sobre morfodinâmica costeira normalmente citam o artigo de Wright e Thom (1977), em função deste utilizar do termo morfodinâmica para exemplificar conceitualmente a inter-relação existente entre processos costeiros (forçantes) e formas de relevo, através do transporte de sedimentos. A informação clássica trazida pelo artigo mostra a identificação da existência de um ajuste mútuo entre a morfologia dinamicamente criada por determinados processos, que acaba tendo sua forma alterada, afetando a maneira com que estes mesmos processos passam a criar novas formas, pelo transporte, erosão e acumulação de sedimentos (Figura 6).

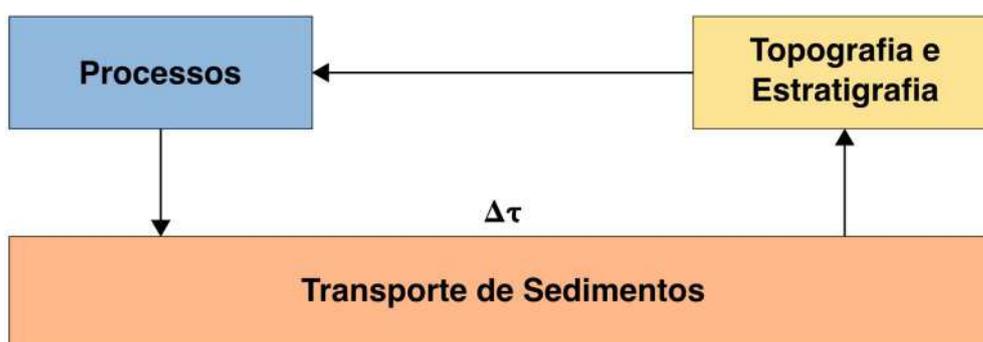


Figura 6. Esquema morfoodinâmico mostrando a interrelação entre processos, transporte de sedimentos e formas de relevo. Modificado de Carter e Woodroffe (1994).

Para se entender melhor as ideias sobre a morfodinâmica costeira, aqui foi feita uma interpretação mais aprofundada do artigo de Wright e Thom (1977). Inicialmente os autores descrevem os modelos ou modos de explicação que a geomorfologia costeira interpretava seus estudos à época, partindo inicialmente de quatro modelos de análise costeira. Estes modos estariam distribuídos primeiramente em **explicações descritivas** (ou aquilo que seria o modo clássico), que representariam a distribuição das formas de relevo observadas em escala regional. Um segundo modo estaria representado por **formulações numéricas e morfométricas** aplicadas para se explicar, por exemplo, as alterações observadas nas praias em função das ondas, utilizando parâmetros e fórmulas empíricas através de modelos “caixa-preta”. Já a incorporação de **modelos sedimentares análogos aos atuais ou recentes** (Quaternário) na explanação da sequência de ambientes deposicionais observados em bacias marginais, representariam um terceiro modo analítico, fortemente influenciado pela necessidade do entendimento das sequências deposicionais aplicadas a prospecção de petróleo. Por último, surge a incorporação de análises a partir de **princípios da geofísica**, dando condições para a interpretação morfoestratigráfica dos ambientes costeiros. Estes parecem ser uma forma de

interpretação que utiliza princípios do **uniformitarismo**, uma vez que as sequências sedimentares eram analogamente atribuídas a sedimentação atual, preservadas em subsuperfície.

O princípio do uniformitarismo foi cunhado por Whewell (1832), a partir das ideias de evolução da superfície terrestre sugeridas por James Hutton, em contraposição ao catastrofismo. Contudo, o uniformitarismo foi mais amplamente difundido no livro de revisão organizado por Charles Lyell (*Principles of Geology*), que popularizou o termo, se tornando um dos fundamentos das Ciências da Terra. Este princípio pressupõe que os processos físicos e naturais atualmente observados no modelado da Terra, ocorreram durante toda a história geológica evolutiva da crosta terrestre. De maneira mais simples, este pressuposto é entendido pela formulação de que **“o presente é a chave do passado”**. Muitas vezes o uniformitarismo é erroneamente interpretado por servir apenas a processos físicos de baixa magnitude se desenvolvendo ao longo de períodos de tempo geológico, mas na realidade, não são raros os exemplos de que processos de alta magnitude e catastróficos ficam também marcados na evolução da paisagem, e assim também associados ao uniformitarismo (WOODROFFE e MURRAY-WALLACE, 2012).

Voltando a morfodinâmica costeira, em um primeiro momento parece que a motivação principal de Wright e Thom (1977) está essencialmente relacionada aos processos de alteração morfológica de curto prazo observado em praias. No entanto, merece atenção a afirmação final contida na primeira parte do artigo, sobre os bem-sucedidos esforços de explicação sobre a dinâmica morfológica em praias realizados por Komar (1976), onde os autores afirmam que, nos anos recentes, tem havido um aumento de estudos enfatizando o ajuste mútuo entre formas e processos que ocorrem em diferentes escalas temporais e espaciais. A afirmação sobre as escalas indica aparentemente que o conceito de morfodinâmica poderia ser aplicado em qualquer escala de tempo e espaço. Para tal, haveriam três pressupostos fundamentais e estariam relacionados ao (1) caráter e variabilidade espaço-temporal das condições ambientais costeiras; (2) a interação entre processos hidrodinâmicos e morfodinâmicos na determinação de padrões morfológicos e mudanças na morfologia; e, (3) a preservação na estratigrafia dos processos de curto prazo observados, garantindo uma combinação progressiva entre a dinâmica dos ambientes e os processos modeladores. Em outras palavras, as condições de contorno ou condições antecedentes, os processos físicos que atuam sobre o litoral e a preservação da arquitetura deposicional são os balizares da análise morfodinâmica pretendida.

De maneira subsequente, Wright e Thom (1977) discorrem sobre o que propriamente seria o modelo morfodinâmico baseado no reconhecimento das condições ambientais antecedentes, na ação das forçantes e na avaliação da evolução morfológica de longo e curto prazo, em termos da inter-relação entre escalas, utilizando o transporte sedimentar (balanço). O centro da discussão estaria no entendimento de processos costeiros determinados pelas ondas (item III do artigo original), o que reflete de fato que

o conceito de morfodinâmica seria muito bem aplicado em variações de curto prazo em praias, haja vista a forte e aprofundada explicação sobre a propagação e transformação das ondas de águas profundas para águas rasas. Tal discussão aparentemente direciona este entendimento para o que depois se consolidaria como o modelo morfodinâmico de praias arenosas, baseados em estudos e observações realizadas no sudeste australiano (e.g. WRIGHT, SHORT, 1984; SHORT, 1999). Por outro lado, no item V, em que são discutidos aspectos relativos à evolução quaternária e a morfodinâmica, fica evidente a presença de princípios do uniformitarismo, ao prever que, como sistemas físicos, as formas de relevo costeiro se refletem por conter a impressão dos atuais processos preservados através de eventos históricos, invocando pressupostos contidos no trabalho de Schumm e Lichty (1965), em referência as dimensões espaciais e temporais dos sistemas geomorfológicos.

Isso é importante por direcionar a escala de análise temporal em geológica, moderna e atual, integradas na morfodinâmica costeira. Desta maneira, surge uma consideração fundamental para o entendimento de estudos de longo prazo, seja de tempo ou de espaço, que estariam relacionados a processos de baixa frequência como flutuações eustáticas no nível do mar. Já os processos atuais, governariam diretamente algumas formas que seriam modificadas quase que instantaneamente, sendo assim, de alta frequência. Dessa forma, os processos de ajuste morfodinâmico em uma escala de curto prazo estariam exemplificados pela morfodinâmica de praias, enquanto o ambiente costeiro típico estaria para o entendimento evolutivo de longo prazo, sendo representados pelas planícies deltaicas (e.g. ROCHA *et al.*, 2021 – este volume). A conclusão, portanto, do trabalho seminal de Wright e Thom (1977) repousa em três elementos fundamentais para se entender a zona costeira em termos morfodinâmicos:

1. O caráter e a variabilidades espacial e temporal das condições ambientais;
2. As interações mútuas e as transformações existentes entre a morfologia e as forças hidrodinâmicas e aerodinâmicas (aqui é interessante notar que se abre a perspectiva de estudos em dunas);
3. As sequências evolutivas devem ser investigadas pela morfologia preservada e a estratigrafia.

A continuidade aos estudos de morfodinâmica costeira pode ser obtido no trabalho de Carter e Woodroffe (1994) ao organizarem o livro “*Coastal Evolution: late Quaternary shoreline morphodynamics*”, por aplicar em diferentes ambientes costeiros os conceitos de morfodinâmica focados na escala do Quaternário tardio. No livro, encontram-se os resultados do IGCP 274 (*International Geological Correlation Programme*), em que diversos autores em diferentes ambientes costeiros, não raramente se apoiam na morfodinâmica. Para melhor entendimento do IGCP, que tem por objetivo facilitar a cooperação entre geocientistas em temas específicos, através de pesquisas em

conjunto, trabalhos de campo e *workshops*, podem ser consultados no sítio eletrônico² da UNESCO (*United Nations Educational, Scientific and Cultural Organization*).

Na realidade, é o segundo artigo da contribuição organizada por Carter e Woodroffe (1994), escrito por Cowell e Thom (1994), que parece ser a sistematização mais importante sobre os conceitos de morfodinâmica costeira. Na figura 6 estão representados os componentes primários da morfodinâmica, esquematicamente mostrados de forma interdependente, já que os processos físicos são responsáveis pelo transporte de sedimentos, que por sua vez irão alterar a topografia e os registros estratigráficos durante determinado espaço de tempo. Sem discutir as condições de contorno de retroalimentação positivas ou negativas a que o sistema costeiro responderia em função da entrada de energia, o importante de ser observado é que a evolução costeira se dá por uma sucessão de eventos que ocorrem em diferentes escalas, desde processos instantâneos, passando por eventos que derivam da escala histórica até a escala geológica (Figura 7). Desta forma, fica evidente que há determinados processos que atuam em determinadas escalas espaciais e temporais e, portanto, há a necessidade de se identificar claramente esta relação nos estudos da morfodinâmica costeira.

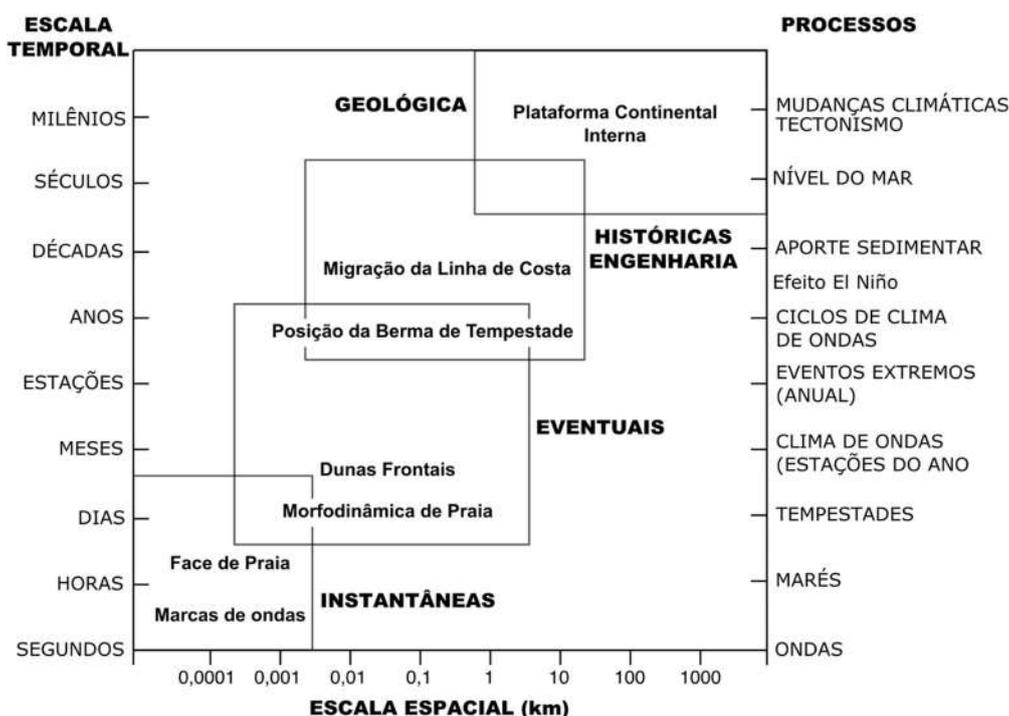


Figura 7. Distribuição das escalas espacial (x) e temporal (y), com os processos governantes, identificando diferentes ambientes que seriam dinamicamente alterados. Modificado de Carter e Woodroffe (1994). A partir de determinados processos definidos por escalas de tempo e espaço, flutuações em alguns ambientes costeiros foram posicionados, para melhor exemplificação. No caso das escalas instantâneas e eventuais, são os eventos considerados instáveis. Os eventos históricos e geológicos, por serem mais lentos, tem sua predição mais clara.

² <http://www.unesco.org/new/en/natural-sciences/environment/earth-sciences/international-geoscience-programme/igcp-projects/>

Analisando a Figura 7, a escala **instantânea** está diretamente associada a alteração morfodinâmica, como por exemplo, de marcas de ondulação no substrato marinho, definidas por ciclos orbitais de ondas, ou mesmo detecção de alterações morfológicas na berma e na face de praia durante um ciclo de maré. São alterações morfodinâmicas de escala de poucos centímetros a dezenas de metros, ocorrendo em ciclos curtos de não mais que algumas horas. As **eventuais**, por sua vez, são relacionadas a processos e alterações morfológicas determinadas ao longo de um ano ou mesmo de alguns dias. Estariam relacionados a esta escala de análise, por exemplo, variações morfodinâmicas associadas a um evento de tempestade, alterando sensivelmente a morfologia da praia e das dunas frontais. Detecção de mudanças na posição e volume sedimentar na berma após um evento de maior energia com a reconstrução natural de migração de bancos de areia em direção ao continente, seria um outro exemplo dentro desta mesma escala. Estas escalas são marcadas pela rápida alteração morfológica, francamente detectável, no tempo e no espaço, por topografia de detalhe e por imagens disponíveis, atestando uma forte associação entre processos transformadores e alterações morfológicas. Tais escalas são de difícil predição, uma vez que seriam instáveis, na avaliação de Masselink e Gehrels (2015).

Já a escala de **engenharia** ou **histórica** pode ser observada a partir de décadas ou séculos de processos morfodinâmicos identificados a partir da repetição de eventos e fenômenos instantâneos. Este tipo de alteração permite a detecção de variações morfológicas associadas, por exemplo, a mudanças no posicionamento da linha de costa, análises relacionadas ao balanço sedimentar e, principalmente, intervenções antrópicas realizadas junto a costa por obras de engenharia. São processos que se desenvolvem de forma mais lenta, em consequência da recorrência de tempestades ou ciclos mais longos em termos climáticos. Por fim, a escala **geológica** está relacionada com processos relativos as flutuações no nível do mar, que determinam alterações morfológicas de larga escala espacial derivadas de mudanças na paisagem em termos regionais, ou seja, são alterações morfodinâmicas de quilômetros quadrados, desenvolvidas ao longo de milhares de anos, por exemplo, mudanças na configuração morfológica de um delta. A distribuição das escalas espacial e temporal com os processos governantes pode ser observada na Figura 7.

Após realizar observações sobre os principais conceitos relativos a morfodinâmica costeira, que relacionam determinados processos e alterações morfológicas, identificados e ajustados em função das escalas temporais e espaciais, é fundamental tecer considerações sobre possibilidades metodológicas para se articular conhecimentos que possam dar suporte as análises morfodinâmicas costeiras em diferentes ambientes distribuídos nas planícies litorâneas.

Neste sentido, uma das melhores possibilidades para se determinar a morfodinâmica costeira está em relacionar três conhecimentos fundamentais derivados da geomorfologia, da geofísica e da geocronologia/geologia. A geomorfologia se insere nos estudos morfodinâmicos das planícies costeiras, principalmente no detalhamento

morfológico obtido por topografia, seja a partir de perfis ou tridimensionalmente, e análises planimétricas (mapeamento) com diferentes imagens. Recentemente, as oportunidades de melhorar a aquisição, o processamento e as análises de dados geomorfológicos a partir do sensoriamento remoto foram apresentados, por exemplo, por Tarolli e Mudd (2020), que mostram que as análises morfológicas estão em franca evolução, além dos avanços em detalhamento e abrangência espacial, com imagens de alta resolução (CROSBY; ARROWSMITH; NANDIGAM, 2020). Em escala de detalhe, avanços significativos foram apresentados pelo aumento da disponibilidade de novas tecnologias relacionadas aos sistemas globais de posicionamento por satélite (GNSS – *Global Navigation Satellite System*), técnicas com imagens digitais adquiridas por aeronaves remotamente pilotas (ARP) ou drones, processadas pela técnica *Structure from Motion - SfM* (ELTNER; SOFIA, 2020).

A utilização da geofísica tem sido cada vez mais utilizada para se determinar a estrutura interna de depósitos sedimentares, correlativos a superfície (CASSIANI *et al.*, 2020). A inserção da estratigrafia na morfodinâmica costeira normalmente é feita através da geofísica rasa e, mais particularmente, pela utilização do georadar (*e.g.* MOORE, MURRAY, 2018; BILLY *et al.*, 2014; ROCHA, FERNANDEZ, PEIXOTO, 2013; JOL, LAWTON, SMITH, 2003; BENNETT, CASSIDY, PILE, 2009). O georadar ou radar de penetração do solo, que normalmente é chamado apenas de GPR (*Ground-Penetrating Radar*), é considerado um método geofísico raso (atingindo estruturas de no máximo de 1.000 metros de profundidade), não invasivo, que permite a detecção de descontinuidades elétricas presentes em subsuperfície em função do tipo de material por onde é utilizado. A profundidade de reflexão da onda eletromagnética é variável em função da potência da emissão e da frequência da onda propagada (NEAL, 2004). Via de regra, as frequências mais altas serão utilizadas para o detalhamento mais superficial, e as de menor frequência para os alvos mais profundos, sendo necessários cuidados sobre a potência da emissão que também são limitantes, assim como laminações de materiais condutivos que impedem a continuidade da propagação e reflexão da onda (NEAL, 2004).

No caso específico das planícies litorâneas, estas apresentam, não raramente, depósitos compostos por areias que registram os processos costeiros na forma de diferentes padrões de arranjo sedimentar, sendo as areias, saturadas ou não, locais apropriados para a utilização do georadar (BITENCOURT *et al.*, 2020; ROCHA, FERNANDEZ, RODRIGUES, 2017; SCARELLI *et al.*, 2017; BILLY *et al.*, 2014). Neal (2004) mostra que os resultados obtidos com GPR ocorrem através da geração, transmissão, propagação, refração e recepção de pulsos discretos de alta frequência eletromagnética que são agrupados em função de sua geometria, orientação, continuidade, entre outras características do sinal. A partir daí, é possível que sejam interpretados processos deposicionais observados em diferentes ambientes costeiros, como praias e dunas. A condução dos levantamentos dos dados de GPR é realizada normalmente em modo contínuo, ou seja, a antena é conduzida transversalmente (*dip*) ou longitudinalmente (*strike*) à orientação esperada dos estratos a serem amostrados. Annan

(2009) é uma ótima referência sobre vários dos principais aspectos relacionados a utilização de GPR, desde o comportamento da onda eletromagnética, passando pelos diferentes tipos de aquisição, até as suas aplicações.

Se a variabilidade temporal da morfodinâmica pode ser observada e determinada por séries históricas de imagens e, mais recentemente, por processos utilizando topografia, assim como a preservação destes processos em subsuperfície por georadar, quando se avaliam processos e formas para além desta escala, são necessários métodos de datação, ou seja, é necessário a inclusão da geocronologia. Em relação as diferentes técnicas de geocronologia, principalmente aquelas mais utilizadas em planícies costeiras, não há dúvidas que os resultados relacionados aos isótopos de carbono (^{14}C) por Williard F. Libby e colaboradores proporcionaram uma verdadeira revolução em relação a parte temporal de depósitos quaternários, principalmente na transição do Pleistoceno para o Holoceno frente a abrangência do método (aproximadamente 30ka), conforme apresentado em Walker (2005).

Por outro lado, as limitações temporais das séries de carbono, tem sido complementadas pelo método de luminescência, que permitiu o alargamento temporal das datações de depósitos costeiros (RIEDEL *et al.*, 2018; SAWAKUCHI *et al.*, 2016). A luminescência determina a última exposição subaérea que um determinado depósito sedimentar experimentou durante seu processo de dinâmica deposicional, ou seja, a partir de processos geomorfológicos associados ao vento ou a ação de ondas, os sedimentos devem ter sido expostos a luz solar, e posteriormente soterrados por novos depósitos. Ao se datar esses estratos é possível se determinar a idade de soterramento deste material. Essa técnica vem de fato se consolidando com melhorias sensíveis na determinação, por exemplo, da proveniência dos materiais analisados (SAWAKUSHI *et al.*, 2020).

A geocronologia determinada por luminescência dos minerais constitui um método de associação entre os eventos geológicos e processos geomorfológicos, visto que os depósitos a serem datados tem que ser necessariamente atrelados a algum processo exógeno e marcado em arquitetura deposicional. Assim, a luminescência permite estudos relacionados à idade de deposição dos sedimentos, e apresenta uma vantagem em relação a série de carbono, uma vez que são determinados sem a necessidade de amostras orgânicas ou carbonáticas pretéritas retrabalhadas posteriormente. Para o sucesso da determinação geocronológica por luminescência é necessário que as amostras coletadas em subsuperfície sejam realizadas em condições abrigadas do alcance da luz. Não é de interesse neste capítulo apresentar detalhes sobre métodos de datação. Estes podem ser obtidos em Walker (2005), que não somente detalha o método de ^{14}C e luminescência, como também apresenta outros métodos de datação para o Quaternário. Em função do alcance da datação prevista pela luminescência, esta é indicada principalmente nos estudos costeiros de depósitos marinhos e eólicos, em que as planícies geralmente apresentam idades superiores ao alcance das séries de carbono. Amostras coletadas em estratos definidos por geofísica aumentam a robustez da interpretação do ambiente deposicional a ser datado, favorecendo as análises pretendidas.

Desta forma, para esta revisão serão apresentados exemplos da utilização integrada de dados de georadar (GPR), geocronologia (a partir de técnicas de Luminescência Opticamente Estimuladas – LOE) e morfologia de detalhe obtida através de dados de drone, que dão origem a um tripé metodológico descrito pelo acrônimo **GLuD** (Figura 8). GLuD foi inspirado diretamente no acrônimo desenvolvido pela otimização que os dados de GPR, Luminescência e dados morfológicos obtidos por *Light Detection And Ranging - LIDAR (GOaL)*, na análise da evolução da linha de costa de planícies costeiras regressivas, cunhado por Dougherty *et al.* (2019). No caso brasileiro, a sugestão de se utilizar dados obtidos por imagens captadas por drones torna-se mais apropriada pelo custo sensivelmente menor de processamento fotogramétrico destas imagens pelo método de *Structure from Motion (SfM)* em relação ao dados obtidos por *LIDAR* (ELTNER, SOFIA, 2020; NICULIȚĂ, MĂRGĂRINT, TAROLLI, 2020; COOK, 2017; WESTOBY *et al.*, 2012).

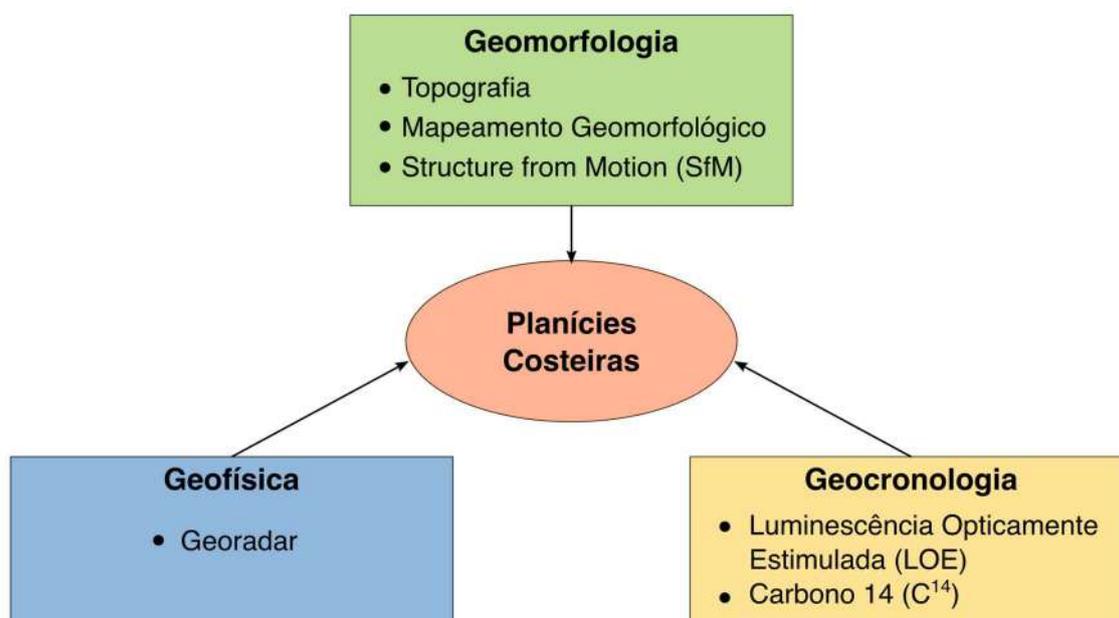


Figura 8. Possibilidades metodológicas para se determinar a morfodinâmica costeira a partir da relação de três conhecimentos fundamentais derivados da geofísica, da geocronologia e da geomorfologia a partir de imagens de drones. A partir desses métodos chega-se ao acrônimo **GLuD**, que junta GPR, Luminescência e Drone.

4. EXEMPLOS DE ESTUDOS MORFODINÂMICO EM DIFERENTES ESCALAS ESPAÇO-TEMPORAIS

4.1. Sedimentação praias e registros morfodinâmicos de impactos de tempestade em praias – escala de eventos (eventuais)

Os conceitos de morfodinâmica costeira foram fundamentais para a formulação do modelo morfodinâmico de praias arenosas, levando-se em consideração praias

localizadas no sudeste australiano (JACKSON; SHORT, 2020). Este modelo prevê a classificação morfodinâmica de diferentes estágios ou estados que uma praia possa apresentar, determinados por características descritas por perfis topográficos e análises em fotografias aéreas (em planta). Segundo este modelo, é possível subdividir as praias em: **dissipativas, intermediárias e refletivas** (Figura 9).

As praias com características **dissipativas** apresentam sedimentos finos e muito finos (FLEMMING, 2020), distribuídos desde a zona de surfe até a face de praia, o que determina uma zona de surfe extensa, muitas vezes atingindo centenas de metros, com o espraiamento das ondas também extenso e com a dissipação da energia das ondas concentrada na zona de surfe (JACKSON; SHORT, 2020). Em função do baixo gradiente da face de praia e da sedimentação fina na zona de surfe, são raras as ocorrências de correntes de retorno, porém, quando ocorrem apresentam velocidades elevadas contornando normalmente sequências de bancos transversais à costa (GALLOP, BRYAN, WINTER, 2020; AAGAARD, VINTHER, 2008). As praias dissipativas tem seu perfil topográfico transversal a costa estável, ou seja, não são notadas alterações significativas no perfil em função da dissipação da energia das ondas ao longo da zona de surfe.

As praias **intermediárias** representam de fato a morfodinâmica associada a escala de eventos instantâneos, indo até aos eventuais, uma vez que as alterações morfológicas são rapidamente detectadas. Pouco explorado ainda é o papel que a sedimentação praiial desempenha nesta rápida mobilidade, mas praias submetidas a eventos de alta energia, que apresentem areias com diâmetros granulométricos de médios a grossos, normalmente bem selecionados, distribuídos desde a praia até a antepraia, tem características morfodinâmicas intermediárias. De toda a forma, as praias com tais características se remetem a flutuações morfológicas na zona de surfe e na praia descritas, por exemplo, em um sequência de recuperação sedimentar após uma tempestade (CASTELLE; HARLEY, 2020). O aumento da energia de ondas (ondas destrutivas, de tempestade) sobre uma praia intermediária (principalmente), remove parte da sedimentação praiial emersa e a transporta em direção à zona de surfe na forma de bancos de areia normalmente paralelos a costa. Já as ondas construtivas, de tempo bom, reorganizam estes bancos e ao mesmo tempo cúspides são formadas na praia (COCO *et al.*, 2014; COCO, MURRAY, ASHTON, 2020; MURRAY, ASHTON, COCO, 2020).

Este processo passa por estágios de bancos transversais à costa, que acabam sendo seccionados por correntes de retorno, criando as condições para que processos hidrodinâmicos sejam mais intensos nas extremidades dos bancos, projetando em direção as cúspides e favorecendo a construção de bancos transversais à praia. A migração dos sedimentos da zona de surfe em direção a costa, a partir da alteração morfodinâmica na zona de surfe e praia, forma gradualmente um terraço de sedimentos depositados na base da face da praia, que gradualmente é elevado por sedimentação plano paralela truncada por sedimentos orientados em direção ao mar, formando padrões praiiais típicos de berma e face de praia (Figura 9). O que é interessante e relevante nos estudos em praias é o

reconhecimento de que estas feições não se mantêm estáveis ao longo do tempo, havendo uma sistemática alteração morfológica que envolve a ação flutuante da energia das ondas e as flutuações diárias das marés, reorganizando a fisiografia dos diferentes subambientes praias e deixando características de acamamento sedimentar evidentes.

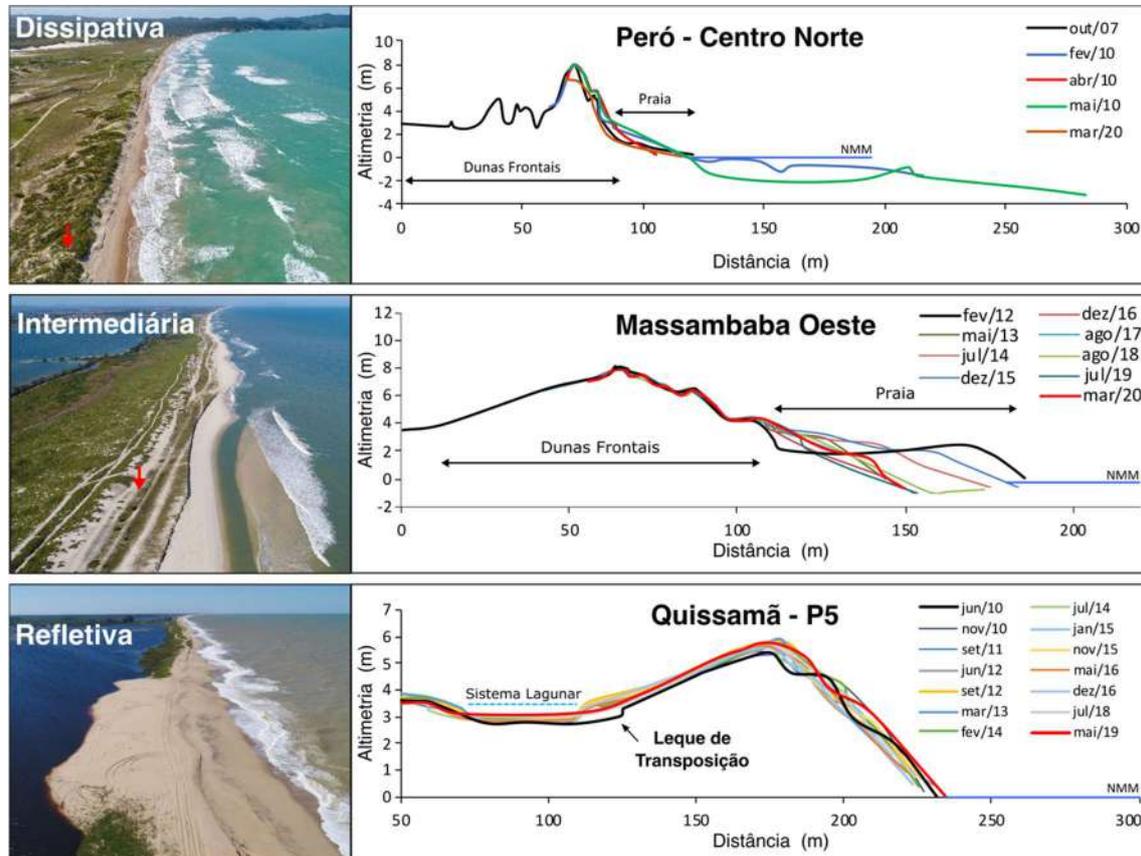


Figura 9. Padrões típicos de morfodinâmica de praias representados por perfis topográficos transversais à costa, mostrando as características de cada um dos perfis. As praias representadas estão localizadas no litoral do Rio de Janeiro. Na praia do Peró, representando praias dissipativas, nota-se a estreita extensão da praia e o destaque altimétrico das dunas frontais. Na zona de surfe é possível se verificar calhas e bancos de areia. Na praia da Massambaba, classificada como intermediária, nota-se a franca variabilidade na parte emersa, função direta da incorporação de sedimentos, oriundos da zona de surfe, na berma em condições de tempo bom, e erodidos em condições de tempestade. Na praia de Quissamã, classificada como refletiva de alta energia, a superposição de perfis transversais revela a face praias bastante íngreme, típicas desse estado morfodinâmico. Fernandez *et al.* (2020) se debruçaram em dados de perfis de praia, aplicados a diferentes estudos, e são uma boa fonte para se entender morfodinâmica de praias.

Já as praias **refletivas** submetidas a ondas de alta energia, são caracterizadas por sedimentos arenosos variando entre médios grossos ou muito grossos (FLEMMING, 2020), favorecendo a formação de gradientes elevados de inclinação da face de praia, com os sedimentos sendo transportados principalmente ao longo da faixa de espraiamento e refluxo das ondas, onde se formam cúspides praias (MURRAY; ASHTON; COCO, 2020). A sedimentação na zona submarina é sensivelmente diferente da encontrada na face de praia, onde estão depositados sedimentos finos ou muito finos, em uma estreita

zona de surfe (FLEMMING, 2020). A diferença de diâmetro granulométrico causa uma rápida alteração topográfica entre a zona de surfe e a face de praia, o que favorece a dissipação da energia das ondas ao longo da face praial. Em função da rápida percolação de água durante o espraiamento, e convergência de fluxos entre a projeção das cúspides, as correntes de retorno estão concentradas entre estas projeções sedimentares (DEVRIES; WENGROVE; BOSBOOM, 2020). Essa tipologia de praias apresenta estabilidade em seu perfil transversal, assim como observado nas praias dissipativas.

Eventos extremos de tempestades se apresentam como um dos principais temas onde é possível detectar a morfodinâmica de praias (BURVINGT *et al.*, 2017). Uma das formas de se identificar e avaliar os impactos derivados por eventos de tempestades pode ser encontrada no trabalho de Sallenger (2000), onde o autor descreve estes impactos a partir da análise morfométrica de perfis topográficos transversais a costa, em comparação com parâmetros de ondas, discriminando uma escala de impactos de tempestade. A formação de escarpas erosivas são comuns de serem observadas em praias submetidas a tempestades (DAVIDSON, HESP, MIOT DA SILVA, 2020; BROOKS, SPENCER, CHRISTIE, 2017; MASSELINK, VAN HETEREN, 2014), sendo posteriormente restaurada por sequências de recuperação sedimentar a partir da morfodinâmica das praias (ROBERTS; WANG; PULEO, 2013) e, portanto, envolvendo aspectos hidrodinâmicos e morfodinâmicos determinados pelo transporte de sedimentos e padrões sedimentares (DUBARBIER *et al.*, 2017).

Recentemente Oliveira Filho, Santos e Fernandez (2020) aplicaram este modelo para avaliar os impactos de uma tempestade gerada por ciclone tropical em praias refletivas no estado do Rio de Janeiro e sua posterior recuperação natural. Este evento foi explorado em diferentes trabalhos, em relação a avaliação dos seus impactos a partir da utilização de diferentes metodologias, como por exemplo, nos trabalhos de Fernandez *et al.* (2011), Bulhões *et al.* (2014), Fernandez *et al.* (2015) e Muehe *et al.* (2015). Oliveira Filho, Santos e Fernandez (2020) detectaram que a praia apresentada na Figura 10 mostrou resiliência em relação a tempestade, descrita pela superposição de perfis topográficos transversais à costa, representando a recuperação sedimentar emersa, pela migração de sedimentos da zona de surfe em direção ao continente. É interessante observar nesta superposição que, especificamente o perfil obtido em abril de 2010, mostra a formação de uma escarpa erosiva e o recuo significativo da face de praia em mais de 45 metros, em função do ataque de ondas de tempestade, comparado com o levantamento inicial obtido em agosto de 2007 e também em relação ao levantamento realizado anterior a tempestade, em fevereiro de 2010 (Figura 10).

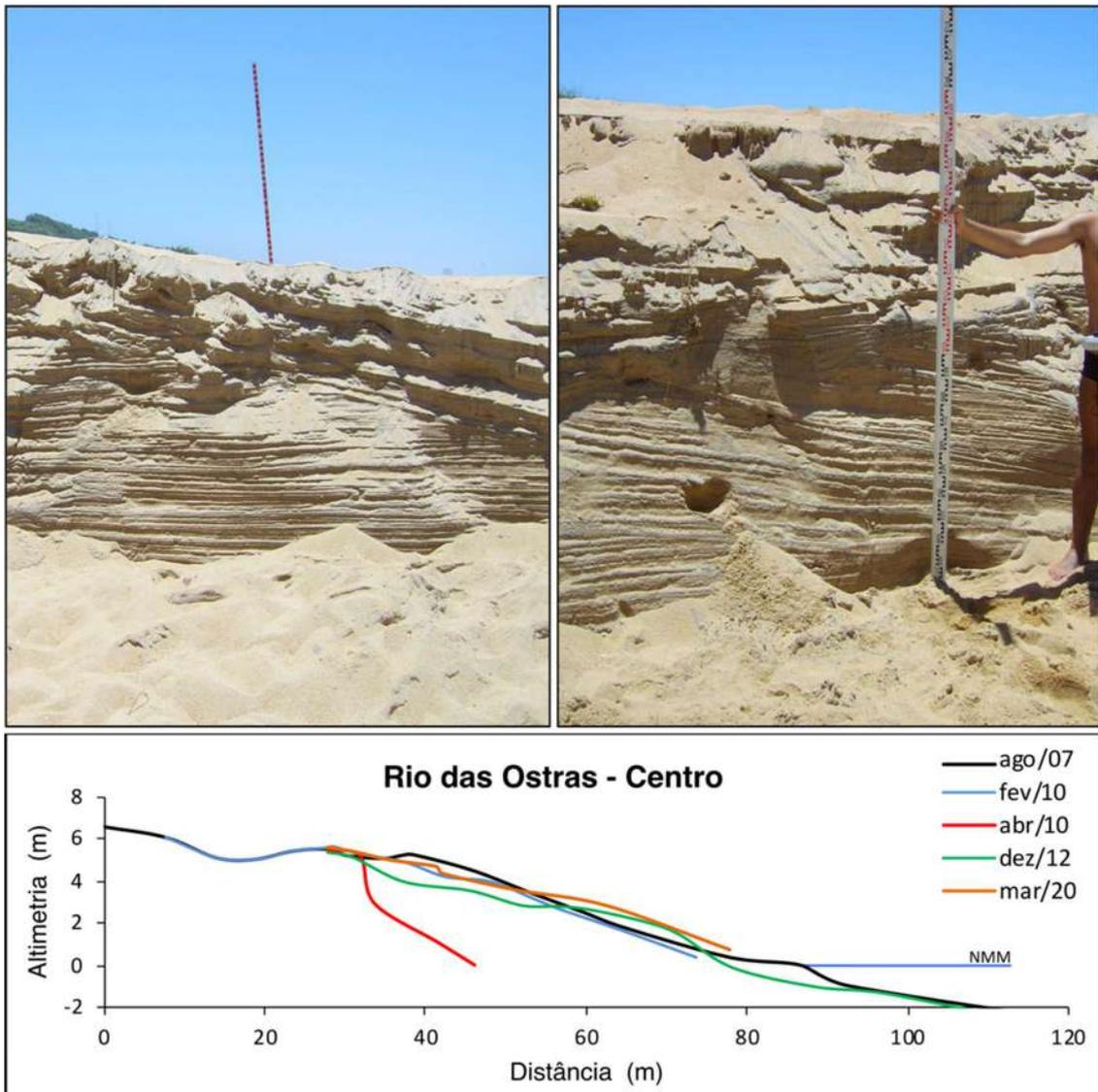


Figura 10. Nas fotografias ficam evidentes as diferentes camadas de sedimentos orientados em direção ao oceano (à direita) e plano paralelos, mostrando padrões deposicionais típicos de praias (berma e face). A sedimentação orientada em direção ao mar indica que processos de espraiamento e refluxo das ondas, típicos de face de praia, foram **responsáveis** pela incorporação sedimentar. Já a sedimentação plano paralela representaria processos construtivos na berma, por agradação vertical de sedimentos em decorrência de ondas que atingiram a crista da berma projetando sedimentos acamados de forma paralela à subparalela. A superposição de perfis de praia mostra o resultado do padrão deposicional típico de praias.

4.2. Morfodinâmica das barreiras costeiras holocênicas (integração da escala eventual, histórica e geológica)

As barreiras costeiras arenosas holocênicas (**BCAH**) representam feições sedimentares típicas das planícies costeiras, posicionadas frontalmente ao oceano, associadas ao estágio isotópico marinho 1 (ver Figura 1). A costa brasileira é abundante na ocorrência desse tipo de feição, sendo descritas desde o litoral norte, no Pará, até o Rio

Grande do Sul (DILLENBURG; HESP, 2009). Em termos morfoestratigráficos as BCAH podem ser classificadas pelo modelo proposto por Kraft e John (1979) e Galloway e Hobday (1983), que distinguem as barreiras em três padrões diferentes: **transgressivas**, **regressivas** e **agradas ou estacionárias** (Figura 11).

As barreiras **transgressivas** se ajustam em termos dinâmicos pela translação da feição em direção ao continente, ou seja, apresentam um comportamento de migração, em direção ao interior, correspondente a um ajuste às condições de nível do mar em elevação. Este movimento de translação é representado fundamentalmente por processos de transposição, que são descritos pela remoção de sedimentos da praia e posterior deposição no reverso da barreira, a partir da ação das ondas (*e.g.* MASSELINK, VAN HETEREN, 2014; MATIAS *et al.*, 2008, 2010). Os refletores geofísicos dos padrões sedimentares (camadas sedimentares) observados em subsuperfície nas barreiras transgressivas mostram orientação inclinada em direção ao continente, como resultado dos processos deposicionais causados pela transposição de ondas (ROCHA; FERNANDEZ; PEIXOTO, 2013). Em termos morfológicos, é comum observar sistemas lagunares formados no reverso das barreiras transgressivas (CARRASCO; FERREIRA; ROELVINK, 2016).

As barreiras **regressivas**, por outro lado, apresentam comportamento de migração da feição em direção ao oceano, acompanhando a redução relativa do nível do mar e revelando uma progradação da linha de costa em escala geológica (*e.g.* BITENCOURT *et al.*, 2020; OTVOS, 2020; HESP *et al.*, 2005). A morfoestratigrafia está representada por uma sequência de cristas de praia (morfologia), de forma que refletores da arquitetura deposicional de praia (bermas e face de praia), com estruturas plano paralelas truncadas com refletores apresentando mergulho em direção ao oceano, estão sobrepostos a sedimentos observados na zona de surfe (ROCHA, FERNANDEZ, RODRIGUES, 2017; TOMAZELLI, DILLENBURG, 2007). Não raro, durante este processo, ocorre o alteamento topográfico morfológico, pela fixação de sedimentos transportados pelo vento, da praia para o interior, dando origem a dunas frontais (ARENS, 1996; HESP, 2002), cujo refletores não necessariamente apresentam padrão definido.

O último padrão está associado a barreiras **estacionárias ou agradas**, cujo comportamento dinâmico não apresenta tendência de deslocamento em direção ao continente, nem em direção ao oceano, apresentando por vezes apenas desenvolvimento vertical, em função do acúmulo sistemático de sedimentos, dando origem a dunas frontais. Assim diferentes características morfológicas e de subsuperfície podem ser observadas nesse tipo de barreira. Exemplos desse padrão morfoestratigráfico, como indicativos morfológicos associados ao escarpamento da base das dunas frontais (DAVIDSON, HESP, MIOT DA SILVA, 2020; BROOKS, SPENCER, CHRISTIE, 2017; FERNANDEZ, BULHÕES, ROCHA, 2011) ou mesmo processos de transposição de ondas (FERNANDEZ *et al.*, 2016; MASSELINK, VAN HETEREN, 2014), são comuns.

Desta maneira, as barreiras holocênicas podem registrar diferentes processos em sua arquitetura sedimentar, como eventos de tempestade (GOSLIN; CLEMMENSEN, 2017), registros de depósitos associados a formação de leques de transposição (SWITZER; BRISTOW; JONES, 2006) e desenvolvimento de dunas frontais observadas em cristas de praia (JOHNSTON, THOMPSON, BAEDKE, 2007; PRIESTAS e FAGHERAZZI, 2010). No caso da costa brasileira, mesmo com as condições de nível do mar apresentando padrões de diminuição de altitude no Holoceno (ANGULO; LESSA; SOUZA, 2006), diferentes comportamentos morfológicos podem ser observados (DILLENBURG, TOMAZELLI, BARBOZA, 2004; ZULAR *et al.*, 2013; FERNANDEZ, ROCHA, 2015; FERNANDEZ *et al.*, 2019).

No do Rio de Janeiro, Fernandez e Rocha (2015) identificaram as diferentes tipologias de barreiras holocênicas, e analisaram separadamente os diferentes processos em subsuperfície, determinados por GPR, distribuídas no litoral fluminense. No caso da barreira transgressiva observada em Quissamã, refletores orientados em direção ao continente, mostraram que processos repetidos de transposição de ondas de tempestades, transportando sedimentos para o reverso da barreira, indicaram que a barreira continua trasladando em direção ao continente (ver item 4.2.2). Barreiras agradacionais foram analisadas no litoral de Cabo Frio, em que refletores irregulares identificados em subsuperfície, foram detectados no topo da barreira e relacionados a sedimentação retida por vegetação, desenvolvendo dunas frontais. Feições regressivas foram observadas no delta do Rio Paraíba do Sul, em sequências nítidas de paleopraias, mostrando que ao longo do desenvolvimento do delta, praias foram gradualmente incorporadas pelas ondas, indicando o desenvolvimento deltaico em direção ao oceano.

Na figura 11, estão apresentados esquematicamente os processos descritos, assim como a morfologia das barreiras. Desta maneira, Fernandez e Rocha (2015) mostraram que existe uma interrelação direta entre os processos costeiros e a preservação na arquitetura deposicional em subsuperfície, retratado pela morfologia e a estratigrafia destas feições, indicando uma interessante análise envolvendo formas e processos. Mais recentemente, Rocha *et al.* (2019), identificaram geocronologicamente a evolução do Delta do Rio Paraíba do Sul, relacionando os processos determinados por GPR em Fernandez e Rocha (2015), em relação ao processo de progradação quaternária do delta, determinando assim a conjunção da metodologia GLuD, nos estudos morfodinâmicos.

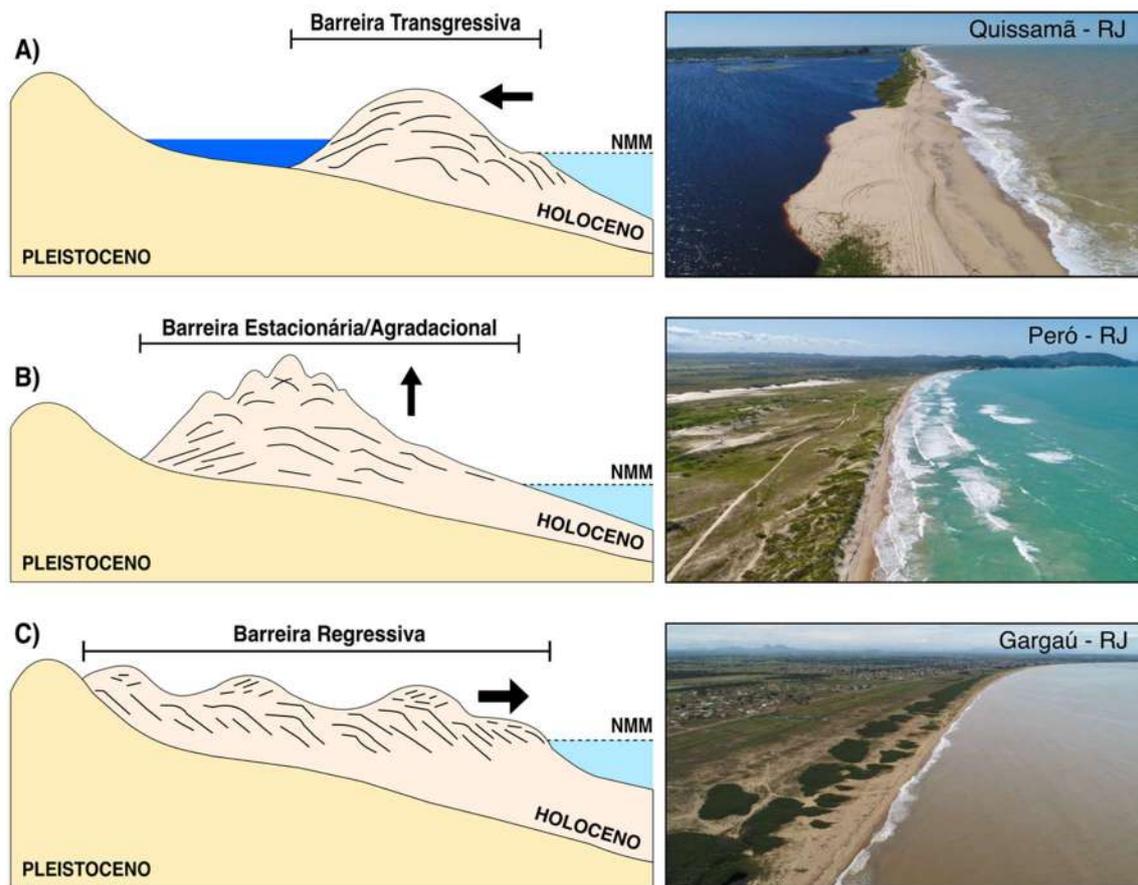


Figura 11. Padrões morfoestratigráficos observados em diferentes barreiras costeiras, com a biblioteca de paisagem. A arquitetura deposicional foi esquematicamente identificada, utilizando dados de GPR publicados no trabalho de Fernandez e Rocha (2015), para cada localidade identificada na paisagem. (A) Barreira transgressiva, utilizando como exemplo a praia de Quissamã, RJ; (B) Barreira estacionária ou agradacional, utilizando como exemplo a praia de Però, RJ; (C) Barreira regressiva, utilizando como exemplo a praia de Gargaú, RJ.

4.2.1. Processos costeiros preservados na evolução morfodinâmica da barreira holocênica estacionária em Maricá, Rio de Janeiro

O litoral do Rio de Janeiro entre a baía de Guanabara e a ilha do Cabo Frio é marcado pela presença de planícies costeiras onde as barreiras arenosas representam a principal feição geomorfológica. São caracterizadas pela presença de duplas barreiras costeiras, sendo a mais interna de idade pleistocênica e a externa, de idade holocênica, separadas entre si por depressões lagunares (TURC *et al.*, 1999). A orientação desse trecho do litoral, voltada para sul, expõe as praias e barreiras a processos erosivos recorrentes, fruto do ataque de ondas de alta energia formadas por ocasião da passagem de frentes frias, impactando morfologicamente praias distribuídas nesse trecho do litoral brasileiro (MUEHE, 2011). Na planície costeira de Maricá (Figura 12A), posicionada a leste da Baía de Guanabara, estudos conduzidos por Silva *et al.* (2008, 2014) e Silva, Silva e Silvestre (2017) apresentam aspectos morfoestratigráficos e morfodinâmicos

relacionados à evolução dos sistemas barreira-laguna, a partir da integração de dados de GPR, sondagens e datações.

A barreira arenosa holocênica em Maricá apresenta uma largura, variável, em que determinados trechos são mais estreitos com não mais que 60 metros, e outros em torno de 200 metros. As altitudes se encontram entre 5 e 7 metros em relação ao nível médio do mar, com o desenvolvimento restrito de dunas frontais, em função de ventos pouco favoráveis para a formação de dunas e principalmente pela granulometria grossa a muito grossa, em toda a praia. De fato, as dunas frontais existentes estão concentradas na retaguarda da barreira (Figura 12A), em trechos em que a barreira se alarga, e nos trechos mais delgados, devido a construção de faixas de rolamento e edificações frontalmente ao oceano. O reconhecimento morfológico detalhado das dunas frontais só foi possível mais recentemente, pela geração de dados a partir de fotografia aérea obtidas com drone, conforme a Figura 12B.

No exemplo aqui trazido, nota-se uma contínua escarpa de tempestade formada em função de uma tempestade excepcional ocorrida em 2019, marcando o limite interno da praia atual (Figura 12B) e que representa a área de alcance máximo das ondas neste ambiente. Cerca de 50 metros à retaguarda, observa-se uma morfologia remanescente de uma antiga escarpa, que aparece projetada no interior da barreira (Figura 12B e C), atualmente coberta pela vegetação rasteira, e que pode estar relacionada a tempestade ocorrida no ano de 2001, uma das maiores já registradas neste litoral. Tal possibilidade ainda não foi completamente estudada.

O estudo realizado por Silva, Silva e Silvestre (2017) caracterizou a formação de escarpas de tempestade no litoral de Maricá, chamando a atenção para a importância destas feições na identificação de paleopraias no registro geológico, com base na integração de dados de topografia (superfície) e GPR (estratos em subsuperfície). Essas feições são elementos marcantes em uma praia (Figura 12A, B e C) e apresentam morfologias que refletem o seu modo de formação e, devido à possibilidade de preservação (Figura 12D), podendo ser utilizadas em estudos visando à reconstituição paleoambiental, ou seja, de recorrência desse tipo de evento preservado em subsuperfície e superfície (SILVA; SILVA; SILVESTRE, 2017).

Essas feições costeiras se formam quando ondas de maior energia impactam diretamente a praia, expondo as camadas de sedimentos que formam as bermas, promovendo o recuo das mesmas. Como resultado, tem-se a formação de uma escarpa, com altura variando bastante em função da energia (altura) das ondas; o truncamento de camadas plano-paralelas horizontais a sub-horizontais das bermas e a criação de uma superfície planar ou côncava inclinada para o mar na frente da escarpa (SILVA; SILVA; SILVESTRE, 2017).

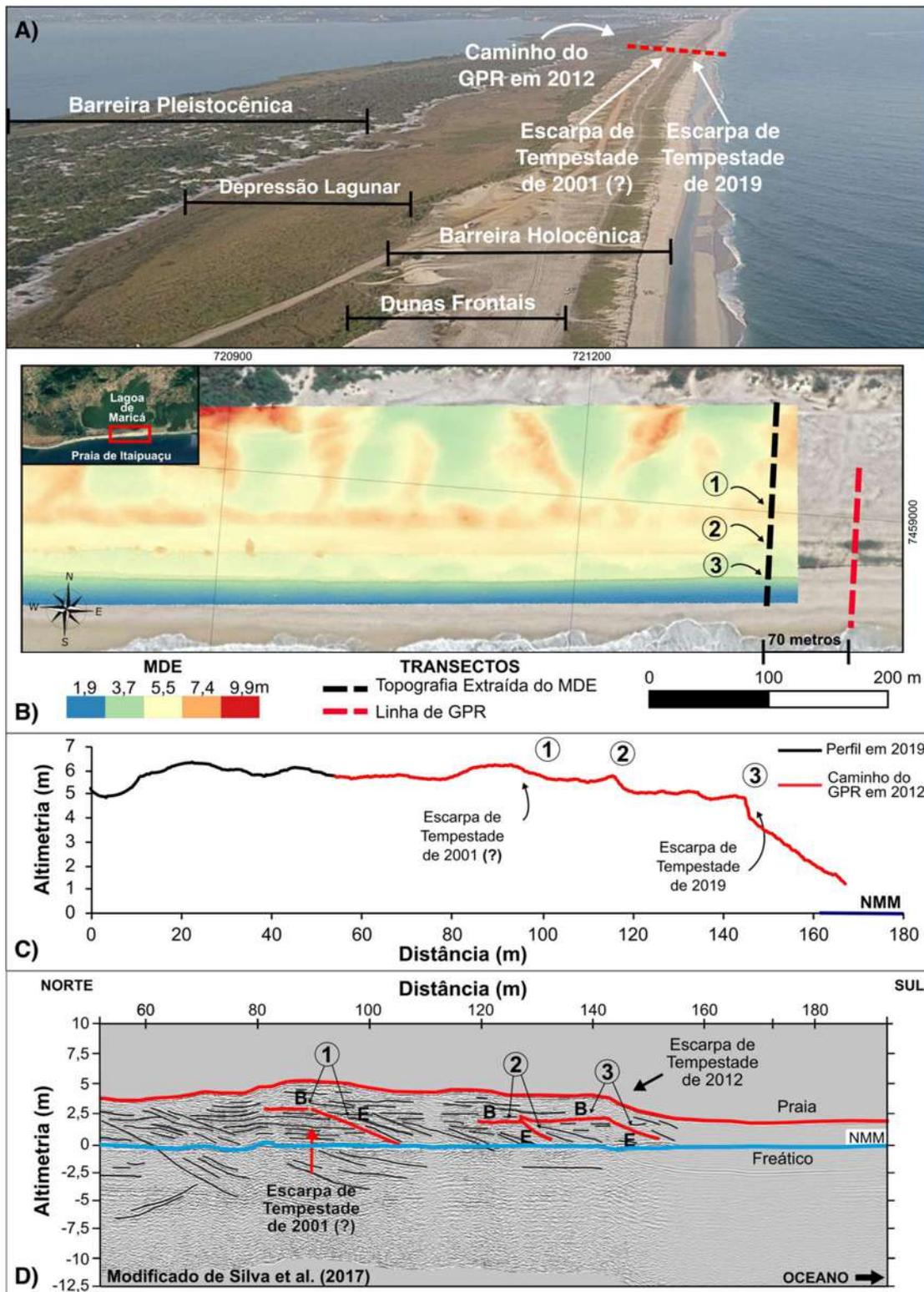


Figura 12. (A) Visão oblíqua da planície costeira de Maricá, em que é possível se verificar a ocorrência de duas barreiras costeiras quaternárias, datadas do Pleistoceno e do Holoceno, separadas por uma depressão lagunar e a formação de uma lagoa entre a barreira pleistocênica e a geologia antecedente. (B) Modelo Digital de Elevação, obtidos por aerofotogrametria com drone, em que é possível identificar três escarpas erosivas (1, 2 e 3). (C) Perfil topográfico extraído do MDE com as escarpas bem marcadas, sendo a escarpa 3 a atual. (D) Radargrama com as escarpas de tempestade identificadas por GPR, comprovando que durante a evolução da barreira houve a provável recorrência de tempestades, que ficaram preservadas em subsuperfície.

Registros obtidos com GPR (Figura 12D) na planície costeira de Maricá (SILVA *et al.*, 2014; SILVESTRE *et al.*, 2015; SILVA, SILVA, SILVESTRE, 2017) apresentam, em determinados locais, uma estratigrafia com estruturas similares àquelas observadas nas escarpas de tempestade das praias da região (Figura 12A e B). No registro de GPR (Figura 12D) foram mapeados refletores inclinados planares ou côncavos, além de estratos plano paralelos truncados. As dimensões dessas feições são semelhantes às das escarpas de tempestade e bermas atuais dessa região (SILVESTRE *et al.*, 2015; SILVA, SILVA, SILVESTRE, 2017). A paleoescarpa mais interna, que aparece como uma feição discreta em superfície (Figura 12B e C), preservada no registro sedimentar a cerca de 50 m da escarpa atual e a partir de 2 metros de profundidade (Figura 12D), como já ressaltado, pode ter sido formada durante a tempestade ocorrida em 2001. Assim, com essa correlação é possível reconhecer antigas praias submetidas a eventos de alta energia no registro geofísico e a localização por topografia das mesmas, apontando para a recuperação da barreira, em função da recuperação do material removido durante as tempestades, ao longo do tempo histórico, em uma feição desenvolvida ao longo do Holoceno (SILVA *et al.*, 2014; SILVESTRE *et al.*, 2015). Neste sentido, a utilização e registro de paleoescarpas e a ainda preservação da morfologia, sustentam a documentação morfodinâmica, e se mostra relevante para o reconhecimento de eventos recorrentes no tempo histórico em uma feição de idade geológica, facilitando assim a compreensão do papel de determinados eventos na evolução da barreira costeira.

4.2.2. Processo de transposição de ondas preservados na barreira transgressiva holocênica: exemplo morfoestratigráfico de processos hidrodinâmicos preservados no trecho meridional do Delta do rio Paraíba do Sul.

No litoral entre Macaé e Barra do Furado - RJ, no setor meridional do Complexo Deltaico do rio Paraíba da Sul (CDRPS), o registro morfoestratigráfico holocênico é caracterizado por uma estreita barreira costeira transgressiva, com aproximadamente 100 metros de largura e altitude variando entre 4,5 e 6,0 metros em relação ao nível médio do mar. Essa barreira é datada em torno de 6000 anos A.P (DIAS, KJERFVE, 2009; SILVA, 1987; ROCHA, FERNANDEZ, RODRIGUES, 2017) e mostra claros indicativos de retrogradação em direção ao continente, como a forma truncada da morfologia das lagoas posicionadas no seu reverso e, não raro, o afloramento de um substrato pleistocênico na face praial, caracterizado como um espodossolo com idade superior à 43.500 anos A.P., que se formou sob as cristas de praia pleistocênicas com idade em torno de 80.000 anos A.P. (ROCHA; FERNANDEZ; PEIXOTO, 2013).

O entendimento em relação a retrogradação morfodinâmica da barreira, ocorre a partir de mecanismos de transposição de ondas que, sob condições de ondas de tempestade, ultrapassam o topo da barreira transportando sedimentos para o seu reverso, muitas vezes depositando-os nas feições lagunares sob a forma de leques ou lençóis de transposição. Esses registros podem ser observados no monitoramento morfodinâmico da praia (Figura 13C) e também no perfil de GPR, representado pela radarfície f7 (Figura 13B). Esse é considerado o principal mecanismo de retrogradação de uma barreira

transgressiva. À medida que a barreira transgressiva retrograda, o corpo lagunar tende a se tornar cada vez mais estreito, assumindo uma geometria propícia ao desenvolvimento de esporões - *spits* - (ZENKOVITCH, 1959), que se desenvolvem a partir do retrabalhamento dos leques de transposição (radarfície f7a) e a partir do retrabalhamento da planície pleistocênica (radarfície f8), conforme pode ser observado na figura 13A e B. Como resultado, há a consequente segmentação dos corpos lagunares.

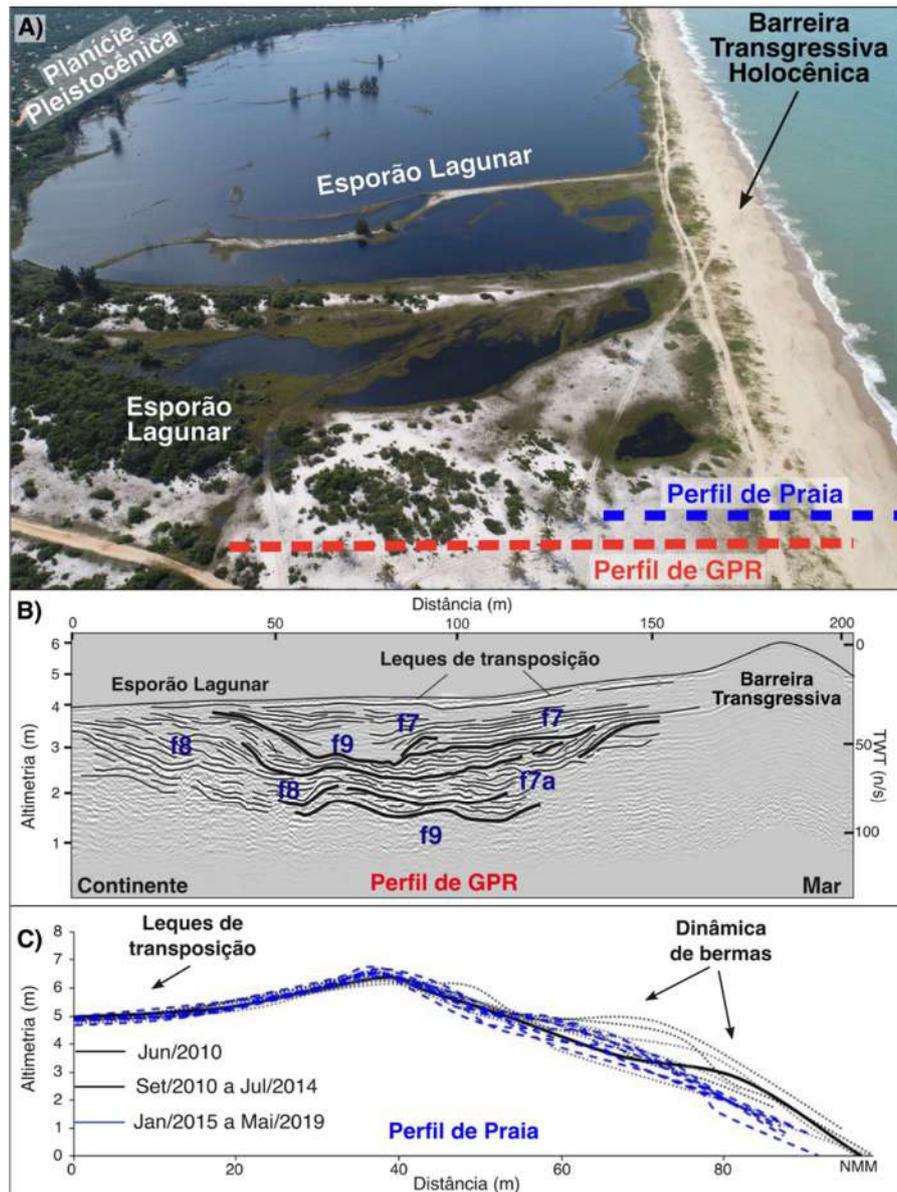


Figura 13. (A) Visão oblíqua da planície costeira de Quissamã (RJ) em que as barreiras pleistocênicas e a holocênica estão separadas por um sistema lagunar. Nos sistemas lagunares podem ser observados a presença de esporões (*spits*) desenvolvidos por ondas, a partir da remobilização de sedimentos de ambas as barreiras, formando sistemas lagunares individualizados. O aspecto truncado da lagoa, ou seja, com a borda proximal a costa retilínea, indica morfologicamente processos transgressivos por sobre os esporões. (B) Perfil de GPR em que diferentes radarfácies sugerem que processos de transposição de ondas ocorrem sobre os esporões. (C) Perfis topográficos mostrando a morfologia no reverso da barreira indicativo dos processos de transposição.

Esse registro sedimentar composto por uma barreira costeira que retrograda em direção ao continente, está associado ao Máximo Transgressivo do Holoceno que, em grande parte da costa brasileira, ocorreu à $\cong 5.500$ anos A.P., com o nível do mar alcançando até 4,0 metros acima do atual (ANGULO; LESSA; SOUZA, 2006). Mesmo a posterior compensação hidro-isostática que gerou o abaixamento do nível do mar até o nível atual, não foi suficiente para alterar a característica transgressiva dessa barreira costeira. Nesse sentido, esse litoral ainda parece estar vivenciando ainda o seu Máximo Transgressivo, como resultado da relação entre a taxa de criação de espaço de acomodação e o aporte sedimentar, que parece ser insuficiente para alterar o padrão de empilhamento em direção ao continente.

4.2.3 Morfoestratigrafia de barreiras regressivas pleistocênicas e holocênicas no Complexo Deltaico do Rio Paraíba do Sul

As barreiras regressivas são caracterizadas por uma morfoestratigrafia composta por uma sucessão de fácies ou radarfácies que mostram o avanço da praia sob a antepraia, em função do próprio movimento de progradação do sistema deposicional, a partir do avanço da linha de costa em direção ao mar. Esse movimento pode ocorrer de forma forçada a partir do abaixamento eustático do nível médio do mar, gerando assim uma redução do espaço de acomodação marinho; ou quando a taxa de aporte de sedimentar é maior que a taxa de criação de espaço de acomodação decorrente de elevação do nível relativo do mar.

O delta moderno do rio Paraíba do Sul (RJ) é formado por uma sequência de cristas de praia que marcam essa morfoestratigrafia regressiva, cuja construção está associada ao abaixamento do nível médio do mar no Holoceno (a partir dos últimos 5.500 anos A.P.), datado na área em 4.250 por LOE coletadas em 2018, e também pelo aporte sedimentar fluvial do rio Paraíba do Sul (ROCHA *et al.*, 2019). Essa morfoestratigrafia pode ser observada no perfil de GPR A (figura 14C), onde é possível observar, do topo para a base da sequência, os refletores dos ambientes deposicionais referentes ao capeamento eólico; ao pós-praia; zona de estirâncio e, antepraia superior e inferior. Na figura 14E, é possível correlacionar os mesmos ambientes ao análogo moderno referente ao sistema praial, a partir da topobatimetria realizada na praia de Grussaí, também localizada nas imediações do delta do rio Paraíba do Sul.

Comparando a sequência da barreira regressiva holocênica com o análogo moderno, pode-se notar a semelhança em relação à: espessura do pacote sedimentar (em torno de 8 metros); à altimetria da ocorrência dos ambientes deposicionais com relação ao nível médio do mar; e à geometria das radarfácies desses ambientes. Neste último caso, as radarfácies de capeamento eólico apresentam uma característica plano-paralela; as radarfácies de pós-praia e face de praia possuem uma geometria inclinada com mergulho em direção ao mar, que marca o processo de progradação e acreção da linha de costa; as radarfácies de antepraia possuem uma geometria côncavo-convexa, característica da migração de bancos e calhas na zona de surfe; e finalmente as radarfácies de antepraia inferior são marcadas por uma configuração sub-horizontal com suave mergulho em

direção ao mar, que marca a deposição de sedimentos finos em um ambiente de menor energia em relação à atuação das ondas.

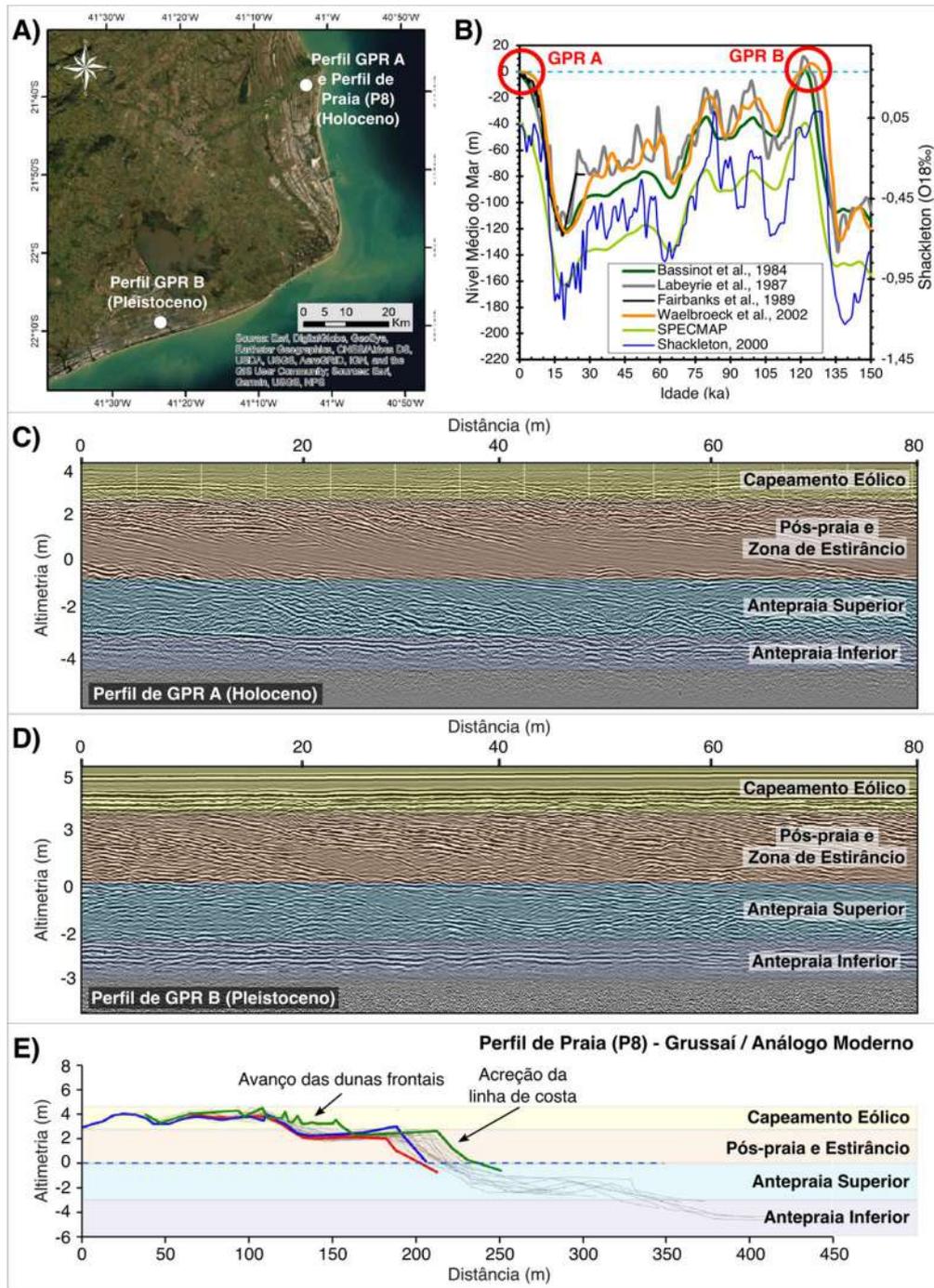


Figura 14. (A) Localização dos dois pontos em que foram obtidos perfis topográficos e de GPR no Delta do rio Paraíba do Sul. (B) Registro das variações no nível do mar, durante os MIS 1 (Holoceno) e MIS 5a (Pleistoceno), mostrando que as barreiras costeiras (terraços) estão ajustadas a condições de mar alto. (C e D) Perfis de GPR com seqüências regressivas, mostrando os mesmos padrões, em diferentes Épocas geológicas, como exemplo bem definido de uniformitarismo dos processos, formas e registros estratigráficos definidos por refletos de radar. (E) Perfil atual de praia, como análogo moderno dos padrões morfoestratigráficos observados.

A planície costeira pleistocênica do CDRPS, foi datada em torno de 80.000 anos, correlacionada ao *MIS* 5a (ROCHA; FERNANDEZ; PEIXOTO, 2013), e a morfoestratigrafia representada pela linha de GPR B (Figura 14D) também pode ser correlacionável ao análogo moderno do delta do rio Paraíba do Sul, visto que a espessura do pacote sedimentar e a geometria dos refletores também marcam uma característica regressiva da barreira costeira, embora em um contexto geocronológico referente ao Pleistoceno, e apresenta altitudes um pouco mais altas que o registro morfoestratigráfico do Holoceno e do análogo moderno.

Desta forma, no delta do Rio Paraíba do Sul, a utilização dos análogos modernos foi de fundamental importância para se desvendar relações entre o passado geológico, baseado na identificação morfoestratigráfica atual, com dados geocronológicos distintos. De fato, a progradação pleistocênica foi associada a uma regressão forçada pós máximo do estágio isotópico 5a, que derivou para a progradação da linha de costa, pelo abaixamento eustático no nível do mar. Por outro lado, a arquitetura correlata com os dados holocênicos, indicam que os processos observados no presente, foram definidores nas análises observadas no passado, fortalecendo o uniformitarismo.

5. CONSIDERAÇÕES FINAIS E TEMÁTICAS FUTURAS

Este capítulo buscou apresentar brevemente como que a evolução quaternária das planícies costeiras podem ser geomorfologicamente interpretadas a partir dos conceitos de morfodinâmica costeira, de maneira a se integrar processos e mudanças nas formas de relevo, a partir do transporte de sedimentos, detectando e prevendo alterações morfológicas contínuas ao longo de diferentes escalas de tempo e espaço. A morfodinâmica se apresenta como um paradigma científico, no sentido que uma ampla gama de pesquisadores a utilizam em suas análises. Em termos de paradigmas, Anthony (2009), em uma ampla revisão sobre processos e análises paleoambientais de diferentes ambientes costeiros, sugere que os estudos dos processos atuais são de fundamental importância para o entendimento da evolução paleogeográfica. O que parece que ambos os paradigmas envolvem entendimento de processos e formas, analisando o presente para se determinar a evolução passada, em uma conexão de escalas, que podem estar dentro do que se preconiza o *uniformitarismo*.

Nos estudos empíricos de sustentação aqui apresentados, para melhor se determinar analiticamente a evolução morfodinâmica, é proposto, sempre que necessário, uma metodologia sustentada pelos conhecimentos de geofísica rasa, descrita pelo método obtido por georadar (GPR), da geocronologia por Luminescência (LOE) ou qualquer método apropriado de datação para a escala Quaternária, e da geomorfologia (topografia de detalhe e *SfM* em imagens aéreas obtidas por drone), que derivou o acrônimo **GLuD**, trabalhando de forma integrada ou não. Desta maneira, se tem, com os devidos cuidados analíticos, possibilidades interessantes de se determinar a evolução morfodinâmica em diferentes escalas de tempo e espaço.

A relação existente entre os processos atuais e a preservação destes processos em subsuperfície, passíveis de serem determinados por geofísica e imagens aéreas ou orbitais, de fato, é muito interessante para os estudos da geomorfologia costeira. Caso se confirme uma nova Época geológica relacionada ao Antropoceno, trará uma importante reorganização da escala temporal para os estudos em geociências (ELLIS, 2017; WATERS *et al.*, 2016; HEAD, GIBBARD, 2015; JAMES, 2013). Assim, os estudos de caráter eventual e histórico terão uma nova e interessante roupagem temporal. Neste sentido, processos erosivos e de sedimentação na zona costeira (MENTASCHI *et al.*, 2018), processos costeiros detectados por satélite (GORELICK *et al.*, 2017) e principalmente aqueles relacionados a linha de costa (LUIJENDIJK *et al.*, 2018) se mostram como temas dos mais atuais, e podem se beneficiar em termos analíticos desse novo tempo geológico.

Não restam dúvidas de que, cada vez mais, a integração de diferentes conhecimentos vai ser de grande valia para os desafios que a geomorfologia costeira terá nas próximas décadas, em função de incertezas sobre a recorrência de eventos extremos, crescente ocupação do litoral, mudanças climáticas e flutuações no nível do mar, que invariavelmente irão trazer temáticas fundamentais para a geomorfologia costeira. Pode-se assim dizer que a geomorfologia costeira continua vibrante e atual, e, considerando os mais de 8.000 km de linha de costa brasileira, a geomorfologia costeira será fundamental.

Como última consideração, a geomorfologia e, especificamente a geomorfologia costeira, por ter sua dinâmica rapidamente detectável, será o elemento fundamental daquilo que há 10 anos atrás já era considerado como elemento dos mais importantes na determinação do futuro dos processos observados na superfície terrestre, preconizado no que seria o *Earthcast* (MURRAY *et al.*, 2009). Assim, as previsões relacionando dados de campo com a utilização cada vez mais recorrente de imagens aéreas e orbitais, de melhores resoluções espaciais, temporais, radiométricas e espectrais, melhoria na previsão de aspectos relacionados às ondas e ventos, e, entendimento do passado ambiental, trará para a geomorfologia costeira importantes e desafiantes temas.

Referências bibliográficas

- AAGARD, T.; VINTHER, N. Cross-Shore Currents in the Surf Zone: Rips or Undertow? **Journal of Coastal Research** 24(3):561-570. 2008.
- ANGULO, R. J.; LESSA, G. C.; SOUZA, M. C. A critical review of mid- to late-Holocene sea-level fluctuations on the eastern Brazilian coastline. **Quaternary Science Reviews**, v. 25, n. 5–6, p. 486–506, 2006.
- ANNAN, A. P. Electromagnetic principles of ground-penetrating radar. *In: Ground penetrating radar theory and applications*. Oxford, United Kingdom: Elsevier Science, 2009. p. 4–40.
- ANTHONY, E. Shore Process and their paleoenvironmental applications. **Developments in Marine Geology (Volume 4)**. Elsevier. 519 p. 2009.
- ARENS, S. M. Patterns of sand transport on vegetated foredunes. **Geomorphology**, v.

17, n. 4, p. 339–350, 1996.

BAAS, A. C. W.; SHERMAN, D. J. Spatiotemporal variability of aeolian sand transport in a coastal dune environment. **Journal of Coastal Research**, v. 22, n. 5, p. 1198–1205, 2006.

BENNETT, M. R.; CASSIDY, N. J.; PILE, J. Internal structure of a barrier beach as revealed by ground penetrating radar (GPR): Chesil beach, UK. **Geomorphology**, v. 104, n. 3–4, p. 218–229, 2009.

BILLY, J.; ROBIN, N.; HEIN, C. J.; CERTAIN, R. FITZGERALD, D. M. Internal architecture of mixed sand-and-gravel beach ridges: Miquelon-Langlade Barrier, NW Atlantic. **Marine Geology**, v. 357, p. 53–71, 2014.

BITENCOURT, V. J. B.; DILLENBURG, S. R.; MANZOLLI, R. P.; BARBOZA, E. G. Control factors in the evolution of Holocene coastal barriers in Southern Brazil. **Geomorphology**, v. 360, 2020.

BROOKS, S. M.; SPENCER, T.; CHRISTIE, E. K. Storm impacts and shoreline recovery: Mechanisms and controls in the southern North Sea. **Geomorphology**, v. 283, p. 48–60, 2017.

BULHÕES, E. M. R.; FERNANDEZ, G. B.; OLIVEIRA FILHO, S. R.; PEREIRA, T. G.; ROCHA, T. B. Impactos costeiros induzidos por ondas de tempestade entre o Cabo Frio e o Cabo Búzios, Rio de Janeiro, Brasil. **Quaternary and Environmental Geosciences**, v. 5(2), p. 155-165, 2014.

BURVINGT, O.; MASSELINK, G.; RUSSELL, P.; SCOTT, T. Classification of beach response to extreme storms. **Geomorphology**, v. 295, n. 722–737, 2017.

BUTLER, D. R.; HUPP, C. R. The Role of Biota in Geomorphology: Ecogeomorphology. En John F. Shroder (Editor-in chief), Butler, D. R., and Hupp, C. R. (Volume Editors). **Treatise on Geomorphology**, San Diego, Academic Press, Vol. 12, 1-5, 2013.

CARRASCO, A. R.; FERREIRA, O.; ROELVINK, D. Coastal lagoons and rising sea level: A review. **Earth-Science Reviews**, v. 154, p. 356–368, 2016.

CARTER, R. W. G.; WOODROFFE, C. D. **Coastal Evolution: Late Quaternary shoreline morphodynamics**. Cambridge: Cambridge University Press, 1994.

CASSIANI, G. BOAGA, J.; BARONE, I.; PERRI, M. T.; DEIDDA, G. P.; VIGNOLI, G.; STROBBIA, C.; BUSATO, L.; ROLLI, M. CAPUTO, M.C.; De CARLO, L. Ground-based remote sensing of the shallow subsurface: Geophysical methods for environmental applications. *In: Developments in Earth Surface Processes*. Elsevier. p. 55-89, 2020.

CASTELLE, B.; HARLEY, M. Extreme events: impact and recovery. **Sandy Beach Morphodynamics**, p. 533–556, 2020.

COCO, G., SENECHAL, N.; REJAS, A.; BRYAN, K. R.; CAPO, S.; PARISOT, J. P.; BROWN, J. A., MACMAHAN, J. H. M. Beach response to a sequence of extreme storms. **Geomorphology** v 204, p. 493-501, 2014.

COCO, G.; MURRAY, B.; D. ASHTON, A. Rhythmic patterns in the surfzone. **Sandy Beach Morphodynamics**, p. 297–316, 2020.

COHEN, K. M.; GIBBARD, P. L. Global chronostratigraphical correlation table for the last 2.7 million years, version 2019 QI-500. **Quaternary International**, v. 500, n. October 2018, p. 20–31, 2019.

- COOK, K. L. An evaluation of the effectiveness of low-cost UAVs and structure from motion for geomorphic change detection. **Geomorphology**, v. 278, p. 195–208, 2017.
- COWEL, P. J.; THOM, B. G. Morphodynamics of coastal evolution. In: CARTER, R. W. G.; WOODROFFE, C. G. (Org.) **Coastal Evolution**. Cambridge University Press, United Kingdom. Cap. 2, p. 33 – 86. 1994.
- CROSBY, C. J.; ARROWSMITH, J. R.; NANDIGAM, V. Zero to a trillion: Advancing Earth surface process studies with open access to high-resolution topography. **Developments in Earth Surface Processes**, v. 23, p. 317–338, 2020.
- DAVIDSON, S. G.; HESP, P. A.; MIOT DA SILVA, G. Controls on dune scarping. **Progress in Physical Geography**, v. 44, n. 6, p. 923–947, 2020.
- DE VRIES, S.; WENGROVE, M.; BOSBOOM, J. Marine sediment transport. **Sandy Beach Morphodynamics**, p. 187–212, 2020.
- DIAS, G. T. M.; KJERFVE, B. Barrier and Beach Ridge Systems of Rio de Janeiro Coast. In: S. Dillenburg & P. Hesp (eds.). **Geology and Geomorphology of Holocene Coastal Barriers of Brazil**. Berlin Heidelberg: Springer Verlag, v.107, p. 225-248, 2009.
- DILLENBURG, S. R.; HESP, P. A. (eds.) **Geology and geomorphology of holocene coastal barriers of Brazil**. Springer, Berlin, pp 17–51, 2009.
- DILLENBURG, S. R.; TOMAZELLI, L. J.; BARBOZA, E. G. Barrier evolution and placer formation at Bujuru southern Brazil. **Marine Geology**, v. 203, n. 1–2, p. 43–56, 2004.
- DOUGHERTY, A. J.; CHOI, J.; TURNEY, C. S. M.; DOSSETO, A. Technical note: Optimizing the utility of combined GPR, OSL, and LiDAR(GOaL) to extract paleoenvironmental records and decipher shoreline evolution. **Climate of the Past Discussions**, 15(1), 389–404, 2019.
- DUBARBIER, B.; CASTELLE, B.; RUESSINK, G.; MARIEU, V. Mechanisms controlling the complete accretionary beach state sequence. **Geophysical Research Letters**, v. 44, n. 11, p. 5645–5654, 2017.
- ELLIS, E. C. Physical geography in the Anthropocene. **Progress in Physical Geography**, v. 41, n. 5, p. 525–532, 2017.
- ELTNER, A.; SOFIA, G. Structure from motion photogrammetric technique. **Developments in Earth Surface Processes**, v. 23, p. 1–24, 2020.
- FERNANDEZ, G. B.; BULHÕES, E. M. R.; ROCHA, T. B. Impacts of Severe Storm Occurred in April 2010 along Rio de Janeiro. **Journal of Coastal Research**. SI 64 (Proceedings of the 11th International Coastal Symposium), p. 1850–1854, 2011.
- FERNANDEZ, G. B.; FIGUEIREDO, M. S.; ROCHA, T. B.; MALUF, V. B. V.; MARTINS, C.; MOULTON, M. A. B.; Foredune morphological changes by offshore winds revealed by ground-penetrating radar: Massambaba Beach - Rio de Janeiro, Brazil. **Journal of Coastal Research**, v. 1, n. 75, p. 278-282, 2016.
- FERNANDEZ, G. B.; MALUF, V.; BULHÕES, E. M. R.; ROCHA, T. B.; PEREIRA, T. G.; OLIVEIRA FILHO, S. R. Impactos morfológicos e resiliência das praias do litoral do Rio de Janeiro: referência especial à morfodinâmica praias. In: PAULA, D. P.; DIAS, J. A. (Orgs.). **Ressacas do mar/temporais e gestão costeira**. Fortaleza, Premium, p. 277-329, 2015.

- FERNANDEZ, G. B.; OLIVEIRA FILHO, S. R.; ROCHA, T. B.; PEREIRA, T. G.; VASCONCELOS, S. C.; MALUF, V. B. V.; QUADROS, M. A. R.; MOULTON, M. A. B. Morfodinâmica costeira do litoral fluminense: 15 anos de observação contínua. In: MUEHE, D.; LINS-DE-BARROS, F. M.; PINHEIRO, L. (orgs.) *Geografia Marinha: Oceanos e Costas na Perspectiva de Geógrafos*. – Rio de Janeiro: PGGM, 2020.
- FERNANDEZ, G. B.; ROCHA, T. B. Barreiras Costeiras Holocênicas : Geomorfologia E Arquitetura Depositional No Litoral Do Rio De Janeiro. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 16, n. 2, p. 301–319, 2015.
- FERNANDEZ, G. B.; ROCHA, T. B.; BARBOZA, E. G.; DILLENBURG, S. R.; DA CAMARA ROSA, M. L. C.; ANGULO, R. J.; DE SOUZA, M. C.; DE OLIVEIRA, L. H. S.; DOMINGUEZ, J. M. L. **Natural Landscapes Along Brazilian Coastline**. 1ed.: Springer Singapore, p. 199-218, 2019.
- FLEMMING, B. Beach sand and its origins. **Sandy Beach Morphodynamics**, p. 15–37, 2020.
- FRENCH, J. R.; BURNINGHAM, H. Coastal geomorphology: Trends and challenges. **Progress in Physical Geography**, v. 33, n. 1, p. 117–129, 2009.
- FRYE, J. C.; GLASS, H. D.; WILLMAN H. B. **Stratigraphy and mineralogy of the Wisconsinan loesses of Illinois: Illinois State Geological Survey Circular**. 334, 55 p. 1962.
- GALLOP, S. L.; BRYAN, K. R.; WINTER, G. The surf zone. **Sandy Beach Morphodynamics**, n. 1962, p. 131–153, 2020.
- GALLOWAY, W.; HOBDAK, D. K. Terrigenous Clastic Depositional Systems. Applications to Petroleum, Coal, and Uranium Exploration. **Geological Magazine** , Volume 121 , Issue 5, pp. 527 – 528, 1983.
- GORELICK, N.; HANCHER, M.; DIXON, M.; ILYUSHCHENKO, S.; THAU, D.; MOORE, R. Google Earth Engine: Planetary-scale geospatial analysis for everyone. **Remote Sensing of Environment**, v. 202, n. 2016, p. 18–27, 2017.
- GOSLIN, J.; CLEMMENSEN, L. B. Proxy records of Holocene storm events in coastal barrier systems: Storm-wave induced markers. **Quaternary Science Reviews**, v. 174, p. 80–119, 2017.
- HEAD, M. J.; GIBBARD, P. L. Formal subdivision of the Quaternary System/Period: Past, present, and future. **Quaternary International**, v. 383, p. 4–35, 2015.
- HESP, P. A. Foredunes and Blowouts. **Geomorphology**. v. 48, n. 1-3, pp. 245-268, 2002.
- HESP, P. A. Foredunes and blowouts: initiation, geomorphology and dynamics. **Geomorphology**, v. 48, n. 1–3, p. 245–268, 2002.
- HESP, P. A.; DILLENBURG, S. R.; BARBOZA, E. G.; TOMAZELLI, L. J.; AYAPZOUAIN, R. N.; ESTEVES, L. S.; GRUBER, N. L. S.; TOLDO JR, E. E.; TABAJARA, L. L. C. A.; CLEROT, L. C. P. Beach ridges, foredunes or transgressive dunefields? Definitions and an examination of the Torres to Tramandaí barrier system, Southern Brazil. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, v. 77, n. 3, p. 493–508, 2005.
- HOLZ, M. **Estratigrafia de Sequências. Histórico, Princípios e Aplicações**. Interciência; 1ª edição. 2012.
- IBGE. **Atlas geográfico das zonas costeiras e oceânicas do Brasil / IBGE**, Diretoria de Geociências. - Rio de Janeiro : IBGE, 176p, 2011.

- JACKSON, D. W. T.; SHORT, A. D. Introduction to beach morphodynamics. **Sandy Beach Morphodynamics**, p. 1–14, 2020.
- JAMES, L. A. Legacy sediment: Definitions and processes of episodically produced anthropogenic sediment. **Anthropocene**, v. 2, p. 16–26, 2013.
- JAMES, L. A.; HARDEN, C. P.; CLAGUE, J. J. Geomorphology of Human Disturbances, Climate Change, and Hazards. *In*: Shroder, J.; James, L.A.; Harden, C.P.; Clague, J.J. (Eds.) **Treatise on Geomorphology**. Academic Press, San Diego, CA, vol. 13, pp. 1–13. 2013.
- JOHNSTON, J. W.; THOMPSON, T. A.; BAEDKE, S. J. Systematic pattern of beach-ridge development and preservation: Conceptual model and evidence from ground penetrating radar. **Special Paper of the Geological Society of America**, v. 432, n. 04, p. 47–58, 2007.
- JOL, H. M.; LAWTON, D. C.; SMITH, D. G. Ground penetrating radar: 2-D and 3-D subsurface imaging of a coastal barrier spit, Long Beach, WA, USA. **Geomorphology**, v. 53, n. 1–2, p. 165–181, 2003.
- KOMAR, P. D. **Beach Processes and Sedimentation**, Englewood Cliffs, N.Y. Prentice-Hall, 429 p. 1976.
- KRAFT, J. C.; JOHN, C. J. Lateral and vertical facies relations of transgressive barrier. *Amer. Assoc. Petrol Geol Bull.*, 63, 2145 – 2163. 1979.
- KUHN, T. S. **The Structure of Scientific Revolutions** (1^a ed.). University of Chicago Press. pp. 172. 1962.
- LISIECKI, L. E.; RAYMO, M. E. A Pliocene-Pleistocene stack of 57 globally distributed benthic ^{18}O records. **Paleoceanography and Paleoclimatology**. vol. 20, issue 1, PA 1003, 2005.
- LUIJENDIJK, A.; HAGENAARS, G.; RANASINGHE, R.; BAART, F.; DONCHYTS, G.; AARNINKHOF, S. The State of the World's Beaches. **Scientific Reports**, v. 8, n. 1, p. 1–11, 2018.
- MASSELINK, G.; GEHRELS, R. **Coastal Environments and Global Change**. Wiley. 438 p., 2015.
- MASSELINK, G.; VAN HETEREN, S. Response of wave-dominated and mixed-energy barriers to storms. **Marine Geology**, v. 352, p. 321–347, 2014.
- MATIAS, A. FERREIRA, O.; VILA-CONCEJO, A.; DIAS, J. A.; GARCIA, T. Classification of washover dynamics in barrier islands. **Geomorphology**, v. 97, n. 3–4, p. 655–674, 2008.
- MATIAS, A.; FERREIRA, O.; VILA-CONCEJO, A.; MORRIS, B.; DIAS, J. A. Short-term morphodynamics of non-storm overwash. **Marine Geology**, v. 274, n. 1–4, p. 69–84, 2010.
- MENTASCHI, L.; VOUSDOKAS, I. L.; PEKEL, J. F.; VOUKOUVALAS, E.; FEYEN, L. Global long-term observations of coastal erosion and accretion. **Scientific Reports**, 8(1), 2018.
- MILANKOVITCH, M. Canon of Insolation and the Ice Age Problem. *Tradução do original de 1941*. Israel Program for Scientific Translation. Publicado por US Department of Commerce and the National Science Foundation (NSF). Washinton DC., 1969.
- MOORE, L. J.; MURRAY, A. B. **Barrier dynamics and response to changing climate**.

Springer International Publishing. 2018.

MUEHE, D. Erosão Costeira - Tendência ou Eventos Extremos? O Litoral entre Rio de Janeiro e Cabo Frio, Brasil. **Revista de Gestão Costeira Integrada**, n. May, p. 315–325, 2011.

MUEHE, D.; LINS-DE-BARROS, F.; OLIVEIRA, J. F.; KLUMB-OLIVERIRA, L. Pulsos Erosivos E Resposta Morfodinâmica Associada a Eventos Extremos Na Costa Leste Do Estado Do Rio De Janeiro. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 16, n. 3, 2015.

MURRAY, A. B.; ASHTON, A. D.; COCO, G. From cusps to capes: self-organised shoreline shapes. **Sandy Beach Morphodynamics**, p. 277–295, 2020.

MURRAY, A. B.; LAZARUS, E.; ASHTON, A.; BAAS, A.; COCO, G.; COULTHARD, T.; FONSTAD, M.; HAFF, P.; MCNAMARA, D.; PAOLA, C.; PELLETIER, J.; REINHARDT, LIAM. Geomorphology, complexity, and the emerging science of the Earth's surface. **Geomorphology**, v. 103, n. 3, p. 496–505, 2009.

MURRAY-WALLACE, C. V.; WOODROFFE, C. D. **Quaternary Sea-Level Changes: A Global Perspective**. Cambridge, United Kingdom: Cambridge University Press. 2014.

NEAL, A. Ground-penetrating radar and its use in sedimentology: Principles, problems and progress. **Earth-Science Reviews**, v. 66, n. 3–4, p. 261–330, 2004.

NICULIȚĂ, M.; MĂRGĂRINT, M. C.; TAROLLI, P. Using UAV and LiDAR data for gully geomorphic changes monitoring. *Developments in Earth Surface Processes* 23:271-315 DOI: 10.1016/B978-0-444-64177-9.00010-2 *In: Remote Sensing of Geomorphology*, pp.271-315. 2020.

OLIVEIRA FILHO, S. R.; SANTOS, R. A.; FERNANDEZ, G. B. Erosão e recuperação de praias refletivas de alta energia impactadas por ondas de tempestade geradas por ciclone tropical. **Revista Brasileira de Geomorfologia**. v. 21, n. 2, p. 289-312, 2020.

OTVOS, E. G. Coastal barriers - fresh look at origins, nomenclature and classification issues. **Geomorphology**, v. 355, 2020.

PRIESTAS, A. M.; FAGHERAZZI, S. Morphological barrier island changes and recovery of dunes after Hurricane Dennis, St. George Island, Florida. **Geomorphology**, v. 114, n. 4, p. 614–626, 2010.

RABINEAU, M.; BERNÉ, S.; OLIVET, J. L.; ASLANIAN, D.; GUILLOCHEAU, F.; JOSEPH, P. Paleo sea levels reconsidered from direct observation of paleoshoreline position during Glacial Maxima (for the last 500,000 yr). **Earth and Planetary Letters**, v. 252, n. 1-2, November, p 119-137, 2006.

RIEDELSEL, S.; BRILL, D.; ROBERTS, H. M.; DULLER, G. A. T.; GARRET, E.; ZANDER, A. M.; KING, G. E.; TAMURA, T.; BUROW, C.; CUNNINGHAM, A.; SEELIGER, M; DE BATIST, M.; HEYVAERT, V. M. A.; FUJIWARA, O.; BRÜCKNER, H. Single-grain feldspar luminescence chronology of historical extreme wave event deposits recorded in a coastal lowland, Pacific coast of central Japan. **Quaternary Geochronology**, v. 45, n. August 2017, p. 37–49, 2018.

ROBERTS, T. M.; WANG, P.; PULEO, J. A. Storm-driven cyclic beach morphodynamics of a mixed sand and gravel beach along the Mid-Atlantic Coast, USA. **Marine Geology**, v. 346, p. 403–421, 2013.

- ROCHA, T. B.; FERNANDEZ, G. B.; PEIXOTO, M. N. O. Applications of ground penetrating radar to investigate the quaternary evolution of the south part of the Paraíba do Sul river delta (Rio de Janeiro, Brazil). **Journal of Coastal Research**, v. 1, p. 570-575, 2013.
- ROCHA, T. B.; FERNANDEZ, G. B.; RODRIGUES, A. Erosion and progradational records revealed by ground penetrating radar in the regressive pleistocene barrier in Paraíba do Sul deltaic complex (RJ). **Quaternary and Environmental Geosciences**, v. 8, n. 1, 2017.
- ROCHA, T. B.; VASCONCELOS, S. C.; DA COSTA, A.P.F.; MACHADO, B.A.; FIGUEIREDO, M.S.; NOVAK, L.; PEREIRA, T. G.; FERNANDEZ, G. B. Deltas dominados por ondas: trajetória conceitual e evolução a partir de exemplos do complexo deltaico do rio Paraíba do Sul. In: Revisões de Literatura da Geomorfologia Brasileira. 2021.
- ROCHA, T. B.; VASCONCELOS, S. C.; PEREIRA, T. G.; FERNANDEZ, G. B. Datação por Luminescência Opticamente Estimulado (LOE) nas cristas de praia do Delta do rio Paraíba do Sul: considerações sobre a evolução geomorfológica entre o Pleistoceno Superior e o Holoceno. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 20, n. 3p. 563-589, 2019.
- SACK, D.; ORME, A. R. Introduction to the Foundations of Geomorphology. In: Shroder, J.; Orme, A. R.; Sack, D. (Eds.), **Treatise on Geomorphology**. Academic Press, San Diego, CA, vol. 1, The Foundations of Geomorphology, pp. 1–10. 2013.
- SALLENGER, A. H. Storm impact scale for barrier islands. **Journal of Coastal Research**. v. 16, n. 3, p. 890–895, 2000.
- SAWAKUCHI, A. O.; MENDES, V. R.; PUPIM, F. N.; MINELI, T. D.; RIBEIRO, L. M. A. L.; ZULAR, A.; GUEDES, C. C. F. G.; GIANINNI, P. C. F.; NOGUEIRA, L. SALLUN FILHO, W.; ASSINE, M. L. Optically stimulated luminescence and isothermal thermoluminescence dating of high sensitivity and well bleached quartz from Brazilian sediments: From Late Holocene to beyond the Quaternary? **Brazilian Journal of Geology**, v. 46, n. June, p. 209–226, 2016.
- SAWAKUCHI, A. O.; RODRIGUES, F. C. G.; MINELI, T. D.; MENDES, V. R.; MELO, D. B.; CHIESSI, C. M.; GIANNINI, P. C. F. Optically stimulated luminescence sensitivity of quartz for provenance analysis. **Methods and Protocols**, v. 3, n. 1, p. 1–13, 2020.
- SCARELLI, F. M.; BARBOZA, E. G.; CANTELLI, L.; GABBIANELLI, G. Surface and subsurface data integration and geological modelling from the Little Ice Age to the present, in the Ravenna coastal plain, northwest Adriatic Sea (Emilia-Romagna, Italy). **Catena**, v. 151, p. 1–15, 2017.
- SCHUMM, S. A.; LICHTY, R. W. Channel widening and flood-plain construction along Cimarron River, southwestern Kansas. **Geol. Soc. Am. Bull.**, v. 70, p. 16-75, 1965.
- SHERMAN, D. J. Perspectives on Coastal Geomorphology: Introduction. In SHRODER, J.; SHERMAN, D.J. **Treatise on Geomorphology**. Academic Press, San Diego, CA, 2013.
- SHORT, A. D. **Handbook of Beach and Shoreface Morphodynamics**. Sydney, Australia: John Wiley & Sons, 1999. 379 p.

SHRODER, J.; SHERMAN, D. J. **Treatise on Geomorphology**. Academic Press, San Diego, CA, 2013.

SILVA, A. L. C.; SILVA, M. A. M.; GRALATO, J. C. A.; SILVESTRE, C. P. Caracterização Geomorfológica E Sedimentar Da Planície Costeira De Maricá (Rio De Janeiro). **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 15, n. 2, 2014.

SILVA, A. L.C. SILVA, M. A. M.; SANTOS, C. L.; RIBEIRO, G. P.; SANTOS, R. A.; VASCONCELOS, S. C. Retrogradação da Barreira Arenosa e Formação de leques de arrombamento na praia de Itaipuaçu (oeste de Maricá, RJ). **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 9, n. 2, 2008.

SILVA, C. G. 1987. **Estudo da evolução geológica e geomorfológica da região da Lagoa Feia, RJ**. Dissertação de mestrado, Departamento de Geologia, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 116 p.

SILVA, M. A. M.; SILVA, A. L. C.; SILVESTRE, C. P. Formação de escarpas de tempestade e seu reconhecimento no registro geológico: Planície costeira de maricá (Rio de Janeiro, Brasil). **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 18, n. 4, p. 841–852, 2017.

SILVESTRE, C. P.; SILVA, A. L. C.; SILVA, M. A. M.; RODRIGUES, A. R. Investigação da estrutura interna e evolução da barreira holocênica de Maricá (Rio de Janeiro). **Revista Brasileira de Geofísica**, Vol. 33 (3), 2015.

SWITZER, A. D.; BRISTOW, C. S.; JONES, B. G. Investigation of large-scale washover of a small barrier system on the southeast Australian coast using ground penetrating radar. **Sedimentary Geology**, v. 183, n. 1–2, p. 145–156, 2006.

TAROLLI, P.; MUDD, S. M. Introduction to remote sensing of geomorphology. **Developments in Earth Surface Processes**, v. 23, p. xiii–xv, 2020.

TOMAZELLI, L. J.; DILLENBURG, S. R. Sedimentary facies and stratigraphy of a last interglacial coastal barrier in south Brazil. **Marine Geology**, v. 244, n. 1–4, p. 33–45, 2007.

TOOTH, S.; VILES, H. V. **10 reasons why Geomorphology is important**. British Soc. for Geomorph. (www.geomorphology.org.uk registered charity 1054260). p. 1-17, 2014. Disponível em https://www.geomorphology.org.uk/sites/default/files/10_reasons_full.pdf

TURCQ, B.; MARTIN, L.; FLEXOR, J. M.; SUGUIO, K.; TASAYACO-ORTEGA, L. Origin and evolution of Quaternary coastal palin between Guaratiba and cape Frio, State of Rio de Janeiro, Brazil. In: KNOPPERS, B. A., BIDIONE, E.D.; ABRÃO, J. J. (Eds.). **Environmental Geochemistry of Coastal Lagoon System of Rio de Janeiro, Brazil**. Série Geoquímica Ambiental, 6:25-46, 1999.

VILES, H. A. Coastal geomorphology into the 1990s. **Progress in Physical Geography**, 14(2), 238–250, 1990.

WALKER, I. J.; DAVIDSON-ARNOTT, R. G. D.; BAUER, B. O.; HESP, P. A.; DELGADO-FERNANDEZ, I.; OLLERHEAD, J.; SMYTH, T. A. G. (2017). Scale-dependent perspectives on the geomorphology and evolution of beach-dune systems. **Earth-Science Reviews**, v. 171, n. 220–253, 2017.

WALKER, M. J. C. **Quaternary dating methods**. Wiley, 2005.

WATERS, C. N. ZALASIEWICZ, J.; SUMMERHAYES, C.; BARNOSKY, A. D.; POIRIER, C.; GALUSZKA, A.; CEARRETA, A.; EDGEWORTH, M. ELLIS, E. C.; ELLIS, M.; JEANDEL, C. LEINFELDER, R. McNEILL, J.R. RITCHER, D.; STEFFEN,

- W. SYVITSKI, J.; VIDAS, D.; WAGREICH, M. WILLIAMS, M. ZHISHENG, A.; GRINEVALD, J.; ODADA, E.; ORESKES, N.; WOLFE, A. P. The Anthropocene is functionally and stratigraphically distinct from the Holocene. **Science**, v. 351, n. 6269, 2016.
- WESTOBY, M. J.; BRASINGTON, J.; HAMBREY, M.J.; REYNOLDS, J.M. “Structure-from-Motion” photogrammetry: A low-cost, effective tool for geoscience applications. **Geomorphology**, v. 179, p. 300–314, 2012.
- WHEWELL, W. Review of volume 2 of Lyell's Principles of geology The Quarterly Review v.47 (March & July). 1932. Disponível em: <http://books.google.com/books?id=vnVZAAAIAAJ&pg=PP7#v>
- WOODROFFE, C. D.; MURRAY-WALLACE, C. V. Sea-level rise and coastal change: The past as a guide to the future. **Quaternary Science Reviews**, v. 54, p. 4–11, 2012.
- WRIGHT, L. D.; NICHOLS, C. R. **Tomorrow's Coasts: Complex and Impermanent**. Springer. 2019.
- WRIGHT, L. D.; SHORT, A. D. Morphodynamic variability of surfzones and beaches: A synthesis. **Marine Geology**, v. 56, p. 93-118, 1984.
- WRIGHT, L. D.; THOM, B. G. Coastal depositional landforms: a morphodynamic approach. **Progress in Physical Geography**, v. 1, pp. 412–459, 1977.
- ZENKOVITCH, V. P. On the Genesis of Cuspate Spits along Lagoon Shores. **The Journal of Geology**, v. 67, n. 3, pp. 269–277. <https://doi.org/10.1086/626583>
- ZULAR, A.; SAWAKUCHI, A. O.; GUEDES, C. C. F.; MENDES, V. R.; NASCIMENTO JR., D. R.; GIANNINI, P. C. F.; AGUIAR, V. A. P.; DEWITT, R. Late Holocene intensification of colds fronts in southern Brazil as indicated by dune development and provenance changes in the São Francisco do Sul coastal barrier. **Marine Geology**, v. 335, p. 64–77, 2013.

13. MORFOLOGIA COSTEIRA EM LITORAIS URBANOS

Otávio Augusto de Oliveira Lima Barra¹, Fábio Perdigão Vasconcelos¹, Cristiano da Silva Rocha¹, Maria Bonfim Casemiro¹, Danilo Vieira dos Santos¹, Francisco Edmar de Sousa Silva² & Delano Nogueira Amaral¹

¹ Universidade Estadual do Ceará – UECE; Av. Dr. Silas Munguba, 1700 – Campus do Itaperi, Fortaleza/CE, CEP: 60.714.903; otavioaolbarra@gmail.com; fabioperdigao@gmail.com; crisbandeiras@hotmail.com; mariabonfimc@gmail.com; danilovieira841@gmail.com; delanonamaral@gmail.com

² Universidade Regional do Cariri – URCA; edmaruece@hotmail.com

Resumo: Os estudos em morfologia praial surgem a partir da década de 1930, mas é a partir dos anos 1970 que as variáveis responsáveis pelo equilíbrio dinâmico e balanço sedimentar das praias passam a ser vistos de forma integrada. As praias são erodidas, engordam ou permanecem estáveis em virtude do balanço sedimentar. Deste modo, quando ocorrem intervenções nas fontes arenosas, o resultado será o déficit no balanço sedimentar, provocando a retrogradação das linhas de costa. O crescimento das grandes cidades e a inserção de obras de engenharia ocasionam a impermeabilização das fontes de suprimento dos sistemas praias, acelerando a ação erosiva. A construção de obras costeiras rígidas, como molhes, barreiras e muros de contenção (*bag walls* e *seawalls*), contribuem, do mesmo modo, para aumentar tais processos. Os litorais no mundo estão submetidos aos processos erosivos. No Brasil, cerca de 40% enfrenta graves problemas de erosão e a principal causa desse fenômeno é a intervenção antrópica; na Região Nordeste, esse número sobe para 60%, com destaque para os estados de Pernambuco e do Ceará. Este último é propício à incidência de processos erosivos devido, dentre outros fatores, à sua configuração de litoral aberto, com uma situação ainda mais crítica no litoral metropolitano da capital Fortaleza. Deste modo, faz-se necessária a realização de uma revisão de literatura que contemple os estudos de morfologia praial nos litorais urbanos, uma vez que é nesses ambientes que a dinâmica costeira tende a sofrer maiores alterações, trazendo danos ambientais e socioeconômicos, o que remete ao cumprimento e à revisão da legislação que absorvam o conhecimento técnico-científico acerca dos processos morfodinâmicos costeiros.

Palavras-Chave: Morfodinâmica praial, Obras de engenharia costeira, Erosão, Gestão Costeira.

Abstract: Studies in beach morphology started in the 1930's, but it is from the 1970's that the variables responsible for the dynamic balance and sedimentary balance of the beaches are seen in an integrated way. The beaches are eroded, fattened or remain stable due to the sedimentary balance. Thus, when interventions in sandy sources occur, the result will be a deficit in the

sediment balance causing retrogradation in the shorelines. The growth of large cities and the insertion of engineering works tend to the impermeabilization of the supply sources of beach systems, accelerating erosive action. Moreover, the construction of rigid coastal works such as breakwaters, barriers and retaining walls (bag walls and seawalls) also contribute to increase such processes. The coasts of the world are submitted to erosive processes. In Brazil about 40% of them face serious erosion problems and the main cause of this phenomenon is anthropic intervention; in the Northeast region this number rises to 60%, especially in the states of Pernambuco and Ceará. The latter is propitious to the incidence of erosive processes due, among other factors, to its coast configuration, with an even more critical situation on the metropolitan coast of the capital Fortaleza. Thus, it is important to carry out a literature review that contemplates the studies of beach morphology in urban coasts, since they are in such environments where the coastal dynamics are likely to suffer greater changes, bringing environmental and socioeconomic damage, which refers to the execution and revision of legislation that absorbs the technical-scientific knowledge about the coastal morphodynamic processes.

Keywords: Beach Morphodynamics, Coastal Engineering Works, Beach Erosion, Environmental Planning.

Tema: Geomorfologia Costeira

1. INTRODUÇÃO

Os estudos em morfologia praial surgem a partir da década de 1930. Nos anos 1970, as variáveis responsáveis pelo equilíbrio dinâmico e balanço sedimentar das praias passam a ser vistos de forma integrada (CALLIARI et al., 2003), com relevante contribuição da Escola Australiana de Geomorfologia Costeira, com forte influência nos estudos da morfodinâmica costeira no Brasil.

Nos anos de 1980 e 1990, tem início um grande número de publicações sobre o tema (WRIGHT & SHORT, 1984; WRIGHT et al 1985; SHORT, 1985/1999). Souza (2009) destaca que, no Brasil, os estudos sobre erosão costeira ganharam força a partir da década de 1990, assim como os principais trabalhos relacionados aos cálculos de variações do nível do mar (NM) (MESQUITA, 2003).

Nos anos 2000, Calliari et al. (2003) trouxeram uma relevante revisão dos conceitos pertinentes ao assunto sobre morfologia praial no âmbito internacional. Tessler e Goya (2005) apresentaram uma caracterização do litoral brasileiro, inserindo os elementos antrópicos atuantes na modificação das paisagens costeiras.

Souza et al. (2005) elaboraram uma compilação de vários trabalhos acerca do tema da erosão, atentando para a ausência dessa análise em escala estadual no Brasil. Em contraponto, Muehe (2006), por iniciativa do Ministério do Meio Ambiente, retrata a erosão na quase totalidade dos estados costeiros em “Erosão e Progradação do Litoral Brasileiro”, cujo objetivo foi retratar o estado da arte desse tema no país (SOUZA, 2009).

Em 2018, esse importante obra passou por uma atualização: “Panorama da Erosão Costeira no Brasil” (BRASIL, 2018a).

O avanço das metrópoles sobre os sistemas litorâneos originais foi uma marca do processo de urbanização da zona costeira brasileira. A variedade de ecossistemas, em mais de 8 mil quilômetros de linha de costa, deu lugar à fixos voltados para habitação, turismo, indústria, exploração de bacias petrolíferas e atividades portuárias, que se configuraram como estressores ambientais atuantes na modificação das paisagens naturais litorâneas. O crescimento das grandes cidades sobre áreas dunares e de faixa litorânea, além da inserção de estruturas de proteção, ocasionou a impermeabilização e o barramento das fontes de suprimento dos sistemas praias, acelerando os processos erosivos.

Esses processos levaram à opção pela construção de obras rígidas de engenharia costeira, como molhes, barreiras e muros de contenção (*bag walls e seawalls*). Tais inserções, embora amplamente utilizadas nos sistemas praias brasileiros, têm efeito paliativo, muitas vezes resolvendo o problema erosivo apenas localmente.

Para Muehe (2013), na ausência de estruturas interventoras, ainda que ocorram eventos extremos, a praia tende a retornar à sua configuração normal à medida que se retoma o bom tempo. Deste modo, as intervenções artificiais não seriam as melhores opções em termos de recuperação da linha de costa. Entre esses períodos, a vegetação retém a areia em períodos de acresção da praia e disponibiliza esse suprimento arenoso em períodos erosivos, criando um sistema em equilíbrio (NORDSTROM, 2010; BRASIL, 2018b).

Ainda segundo Souza (op. cit.), o processo de erosão costeira pode trazer várias conseqüências à praia, aos ambientes naturais circundantes, além dos próprios usos e atividades antrópicas na zona costeira, como: i) redução na largura da praia e recuo da linha de costa; ii) desaparecimento da zona de pós-praia; iii) perda e desequilíbrio de habitats naturais; iv) aumento na frequência e magnitude de inundações; v) aumento da intrusão salina em aquífero e drenagens superficiais; vi) perda de propriedades e bens públicos e privados; vii) destruição de estruturas artificiais; viii) perda do valor imobiliário e do valor paisagístico da zona costeira; ix) comprometimento do potencial turístico; x) prejuízos nas atividades sócio-econômicas; xi) artificialização da linha de costa; xii) grandes gastos com a recuperação da orla.

O monitoramento do estado morfodinâmico da orla mostra-se ainda mais urgente ao se considerar a ocorrência de eventos extremos e projeções de aumento do nível do mar. Os litorais do mundo estão submetidos a ações erosivas (BIRD, 1981, 2008). No Brasil, cerca de 40% enfrenta graves problemas de erosão e a principal causa desse fenômeno é a intervenção antrópica; na Região Nordeste, esses números sobem para 60%, com destaque para os estados de Pernambuco e do Ceará (BRASIL, 2018a).

No caso específico de Fortaleza, capital cearense e uma grande metrópole litorânea, aproximadamente 30% da extensão de sua linha de costa encontra-se estabilizada por obras de proteção costeira, principalmente os molhes e enrocamentos (MORAIS et al.,

2018). Paula et al. (2016 apud Moraes et al., 2018) contabilizaram, até o início de janeiro de 2016, o número de 100 obras de proteção costeira no litoral do Ceará, das quais 75% foram construídas no litoral da Região Metropolitana de Fortaleza.

Deste modo, faz-se necessária a realização de uma revisão de literatura que contemple os estudos de morfodinâmica praial nos litorais urbanos, uma vez que é nesses ambientes antropizados que a dinâmica costeira tende a sofrer fortes alterações induzidas e, conseqüentemente, trazer danos ambientais e socioeconômicos.

Diante disto, são imprescindíveis o cumprimento e a revisão da legislação que incorpore o conhecimento técnico-científico acerca dos processos morfodinâmicos, produzido pelas importantes instituições acadêmicas do país.

Como estudo de caso da problemática aqui apresentada, foram analisados os municípios costeiros da Região Metropolitana de Fortaleza, no Ceará (Figura 1).

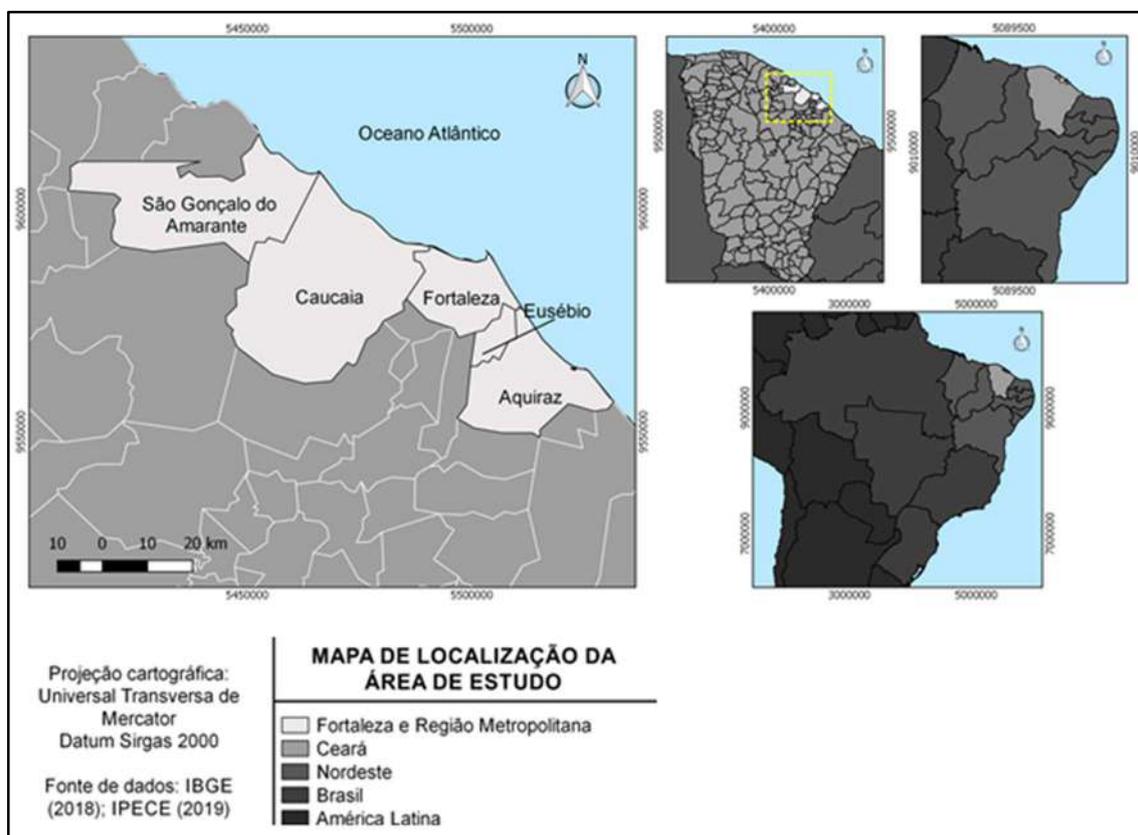


Figura 1. Mapa da área de estudo: Região Costeira Metropolitana de Fortaleza.

2. EVOLUÇÃO URBANA COSTEIRA: BRASIL, CEARÁ, FORTALEZA

O litoral brasileiro, historicamente, passou por intensas transformações em seu território. Inicialmente, com a chegada dos portugueses no período colonial, dadas as rotas de navegação dos europeus pelo mundo com intuito comercial e colonizador. É iniciado então o processo de ocupação da costa, que carrega consigo intensas modificações antrópicas, abrigando os maiores adensamentos urbanos, como as grandes

capitais brasileiras: Rio de Janeiro, São Paulo, Salvador, Recife, Fortaleza, totalizando mais de 270 municípios em 17 estados (BRASIL, 2018c).

A princípio, é fundamental entender que toda sociedade tende a se organizar por meio de um sistema espacial que evolui ao longo do tempo, apresentando progresso ou recuo (PANIZZA, et al., 2009). Isso posto, a chave para compreender o processo de "litoralização" da população no Brasil parte da compreensão da dinâmica espacial que a mesma população toma diante da faixa litorânea do país.

Para compreender tal dinâmica, devem ser levados em consideração alguns fatores que contribuíram para o surgimento de grandes centros urbanos no litoral brasileiro. Inicialmente, os primeiros aglomerados urbanos na zona costeira surgiram no século XVI, em razão da produção de açúcar, em especial na zona da mata nordestina, passando posteriormente para o interior do Brasil com a descoberta do ouro.

Com o passar das décadas, o quantitativo populacional no litoral aumentou, passando a ser lugar de intensas atividades comerciais, portuárias, turísticas, de geração de energia, de lazer e também de moradia. Devido ao desenvolvimento dessas atividades, os ecossistemas costeiros ficaram ameaçados; sem o devido cuidado ou planejamento urbano, tal situação se agravou em razão das crescentes ocupação e especulação imobiliária (MUNARI et al., 2018).

De acordo com os dados do Sistema de Recuperação Automática (SIDRA), fornecidos pelo Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística (IBGE), a população brasileira no litoral cresceu aproximadamente 11 milhões e meio entre 1991 e 2010, como mostra a figura 2.

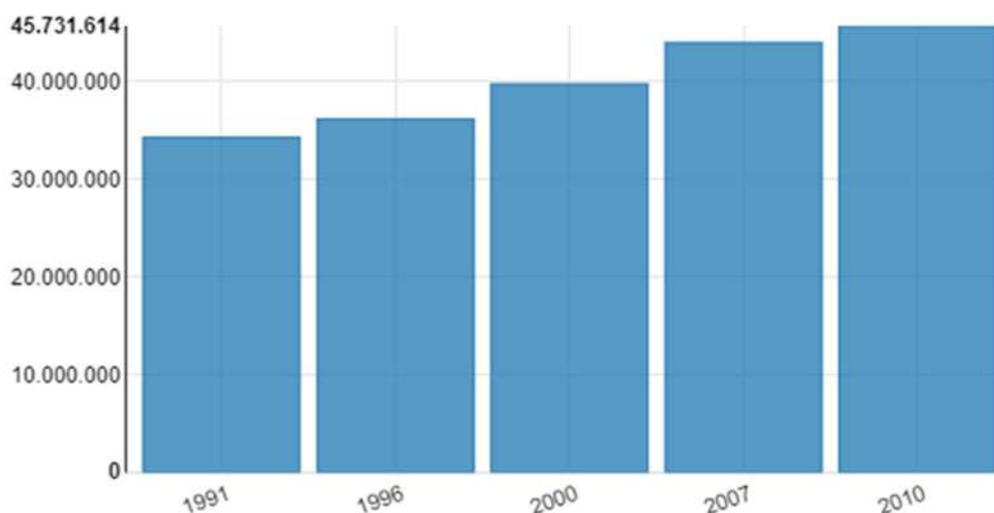


Figura 2. Evolução da população brasileira no litoral. Fonte: IBGE (2011).

Nesse contexto, a região Nordeste do Brasil, famosa por suas praias e paisagens litorâneas, possui populosas e importantes metrópoles em área de costa, como exemplo de Fortaleza, Salvador e Recife. Esses grandes centros urbanos são catalisadores das

atividades econômicas da região, concentrando atividades portuárias e turísticas, principalmente (Figura 3).



Figura 3. Fortaleza, uma metrópole à beira-mar. Fonte: Os autores.

Essas três cidades, de acordo com dados do IBGE (2019), possuem população equivalente a mais de sete milhões de habitantes, sem considerar sua região metropolitana, reforçando o grande adensamento populacional na zona de costa. Com ênfase na cidade de Fortaleza, alguns impactos do grande crescimento demográfico e urbano são sentidos no meio ambiente da cidade.

Ainda segundo dados obtidos pelo IBGE (2019), a capital do Ceará possuía em torno de 2.669.342 habitantes no ano de 2019. Uma densa população que traz consigo problemáticas de uso e ocupação do território costeiro. De acordo com Vasconcelos (2005), o crescimento populacional desordenado é o responsável por gerar várias problemáticas ambientais que comprometem a área urbana.

Além do crescimento populacional desordenado, outros fatores como o débil saneamento básico, o tratamento irregular de lixo e a ocupação da linha de costa influenciam nas problemáticas ambientais. O avanço sobre a zona de berma e os campos de dunas com fins imobiliários e de moradia alteraram a dinâmica local. Dentre várias obras realizadas na costa, uma das que mais teve impacto na dinâmica litorânea na cidade de Fortaleza foi a construção do Porto do Mucuripe (VASCONCELOS, 2005).

Além dos embates político-administrativos no histórico da obra do porto do Mucuripe, Maia et al. (1998) destacam que para sua construção não foram levados em consideração alguns fatores, como a dinâmica costeira, o que gerou problemas de erosão

nas praias a jusante do porto, a exemplo da praia de Iracema. Essa retenção de sedimentos, provindos principalmente do sentido Sudeste/Noroeste, se dá pela corrente de deriva litorânea (MORAIS, 1980).

A obra de construção do porto assegurou que houvesse um barramento da passagem de sedimentos causando erosão, além da praia de Iracema, nas praias a oeste na região metropolitana de Fortaleza, com destaque para o município de Caucaia, cuja erosão em suas praias reconfigurou drasticamente seu litoral nas últimas duas décadas.

Para Pitombeira (1976), além de causar erosão nas praias a oeste da obra, a construção do molhe de proteção do porto (Figura 4) ocasionou uma deformação na incidência de ondas na região, ocorrendo sua difração e um processo de engorda na área interna do porto, levando sedimentos para dentro da bacia portuária, originando a Praia Mansa.

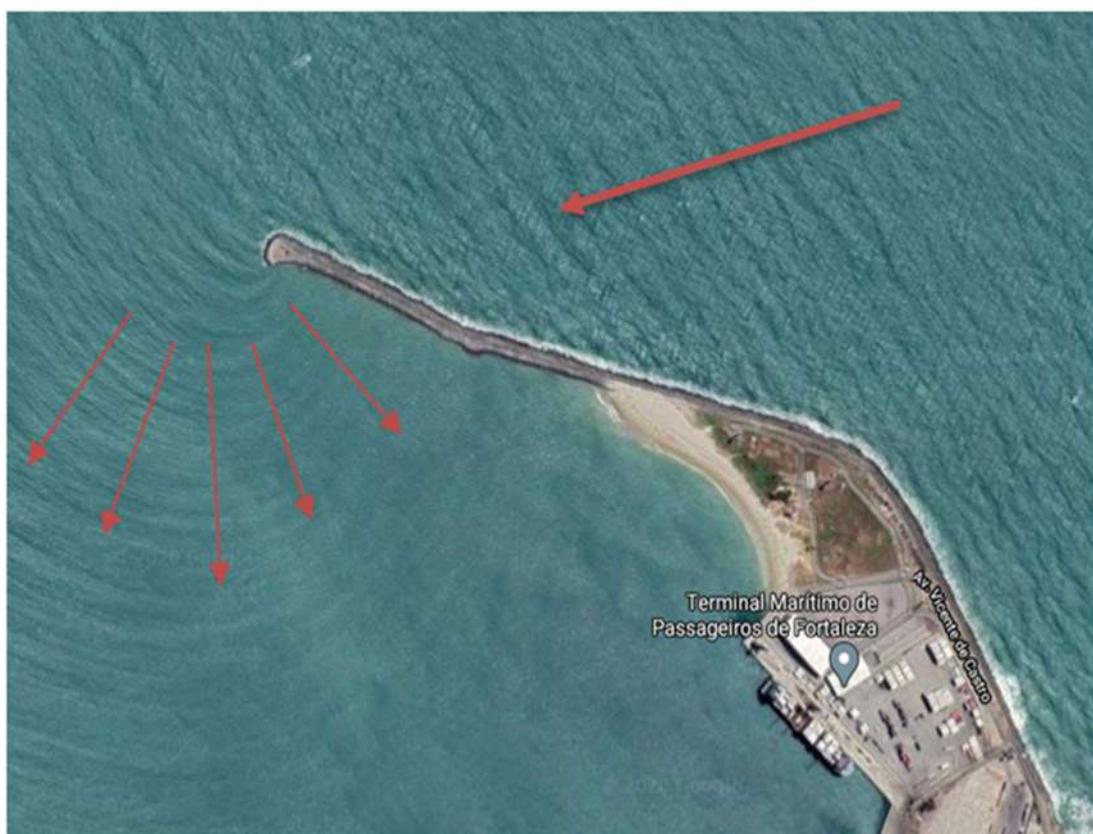


Figura 4. Molhe do Porto do Mucuripe em Fortaleza, com nítida influência na difração de ondas para dentro da bacia portuária com o carreamento de sedimentos. Fonte: Google Earth (2020).

Como outra consequência da instalação do porto, a praia do Serviluz começou a sofrer intenso processo de progradação devido ao acúmulo sedimentar que foi sendo estocado nas praias a montante da região do porto. Essa nova dinâmica afetou a população que viria a se reorganizar no sítio urbano, ocupando novos territórios - como a região vizinha do porto, habitada pela população da comunidade do Serviluz (REBOUÇAS, 2010).

Ainda de acordo com Rebouças (2010), a população na comunidade gira em torno de 20 mil habitantes, que sofrem pela dinâmica sedimentar que invade suas casas, sendo necessária a limpeza frequente dos imóveis; também há queixas de problemas respiratórios associados a isso.

Os olhares atenciosos do poder público na capital cearense são seletivos e excludentes, o que acaba por influenciar obras de qualificação e cuidado ambiental em pontos apreciados pela estética e valorização imobiliária, por serem atrativos turísticos. Nesse contexto, encontra-se a Praia do Futuro, vizinha da comunidade do Serviluz, e famosa nacionalmente, atraindo diversos turistas.

A valorização do litoral urbanizado de Fortaleza acaba por atrair muitos olhares de investidores para a região. Uma disputa recente, que causou o desconforto de ambientalistas e da população em geral, esteve relacionada à remoção de uma área de aproximadamente 500 mil m² de área florestal no campo de dunas da Sabiaguaba (Figura 5) para construção de um loteamento (AMBIENTALISTAS, 2020). Esse projeto foi votado e aprovado durante a reunião do Conselho Gestor da Sabiaguaba, sob coordenação da Secretaria Municipal de Urbanismo e Meio Ambiente (SEUMA).



Figura 5. Rodovia CE – 010 em área de dunas, Sabiaguaba, Fortaleza/Ceará. Fonte: Os autores.

De acordo com a agência Eco Nordeste, a área equivaleria a 50 campos de futebol, o que traria prejuízos ambientais como o soterramento de rios, além da remoção de parte do campo dunar, desabrigando vários animais silvestres. Claudino Sales et al. (2017), afirmaram que para que ocorra a instalação de equipamentos urbanos e turísticos próximos a dunas móveis, deve-se levar em consideração fatores como a instabilidade, a vulnerabilidade, o deslocamento de sedimentos e o caminho natural percorrido pelas dunas.

Os campos de dunas possuem potencial ambiental que atende à demanda de funcionamento de diversos ecossistemas costeiros, seja alimentando sistemas praias, protegendo a costa de problemas erosivos ou servindo como potencial ferramenta de filtragem e reserva de água, evitando enchentes e, conseqüentemente, prejuízos econômicos e à população de modo geral. Interferir nesses ambientes requer diversos estudos de compensação para manter o bem-estar do funcionamento ecossistêmico.

Em suma, a cidade de Fortaleza continua a crescer e a se expandir entre especulações, segregação espacial e conflitos. Algumas iniciativas atropelam o meio ambiente, o que demanda do Poder Público atenção, planejamento e principalmente diálogo participativo com todos os agentes interessados.

3. MORFODINÂMICA PRAIAL: REVISÕES CONCEITUAIS

Calliari et. al. (2003) no clássico da morfologia praial brasileira: “Morfodinâmica praial: uma breve revisão”, apontam que os processos responsáveis pelo comportamento das praias começam a atuar na base da antepraia (*shoreface*), a qual representa o limite externo da "camada limite costeira".

Dependendo do clima de ondas, esta camada se estende a profundidades de uma a duas dezenas de metros e tem a praia como limite mais interno. As modificações na praia são, em parte, causadas pela troca bidirecional de sedimentos entre estes dois limites, através da zona de arrebentação [...] (CALLIARI et al., 2003, p.64).

Diante disto, a morfodinâmica praial consiste em um método de estudo o qual integra observações morfológicas e dinâmicas numa descrição mais completa e coerente da praia e zona de arrebentação (CALLIARI, et. al., op. cit.). Nesse sentido, as mudanças morfológicas são produzidas mediante um ciclo fechado retroalimentado entre topografia e dinâmica do fluido. Deste modo, o perfil transversal de uma praia varia de acordo com o acúmulo ou com a perda de sedimentos.

Para Alfredini e Arasaki (2009), a contínua ação dos movimentos do mar sobre a costa, que determina o clima de ondas e a intensidade e direção das correntes, varia em muitas escalas de tempo, de segundos e até milênios. Também o suprimento de sedimentos é irregular no tempo e no espaço.

[...] a qualquer instante, a formação e a composição granulométrica da costa e do fundo do mar apresentam um padrão complexo que tende para um equilíbrio dinâmico, o qual se insere num período mais amplo correspondente à era geológica. Assim, o equilíbrio das praias é, em geral, um equilíbrio dinâmico, isto é, grandes quantidades de areia encontram-se normalmente em movimento, mas de tal forma que a quantidade de material que entra numa área em um intervalo de tempo dado é igual, em média, à quantidade que dela sai no mesmo intervalo de tempo. A posição da linha média da costa é relativamente estável por um período de meses ou anos, enquanto a posição instantânea sofre oscilações de curto período (ALFREDINI e ARASAKI, 2009, p. 131).

As oscilações do nível do mar, bem como as demais forçantes climáticas e oceanográficas, como o clima de ondas e o transporte litorâneo, o regime de chuvas e a descarga fluvial, desempenham papel fundamental no controle da mobilidade horizontal da linha de costa (MUEHE, 2013). Ainda segundo o autor, "esse conjunto de fatores se reflete na quantidade de sedimentos que entram e saem num determinado segmento costeiro, denominado de balanço sedimentar, em analogia ao balanço contábil." (MUEHE, op. cit., p.163). O resultado desse balanço (Quadro 1) – que pode ser positivo, negativo ou nulo – determinará déficit (erosão), avanço (progradação) e estabilidade da linha costeira (Figura 6).

Quadro 1. Balanço sedimentar de uma praia. Fonte: Adaptado de Souza (1997).

Suprimento de sedimentos para a praia	Perda de sedimentos da praia	Balanço
Provenientes dos rios e canais de maré	Transportados rumo ao continente, para rios e canais de maré	Processos deposicionais e erosivos no sistema praial, em equilíbrio
Provenientes de costões rochosos, praias e depósitos marinhos frontais	Transportados ao longo da praia (correntes de deriva litorânea)	
Provenientes da plataforma continental (correntes geradas por ondas e marés)	Transportados para a plataforma (correntes de retorno e de costa-afora)	
Provenientes das dunas (transportadas pelo vento e ondas de tempestades)	Removidos para as dunas (ventos e ondas de tempestades)	
Alimentação artificial da praia (contribuição antrópica)	Extração/mineração de areia da praia e de desembocaduras	
Aumento de volume de sedimentos produzidos no continente na plataforma continental (causas naturais e antrópicas)	Redução do volume de sedimentos produzidos no continente e na plataforma continental (causas naturais e antrópicas)	

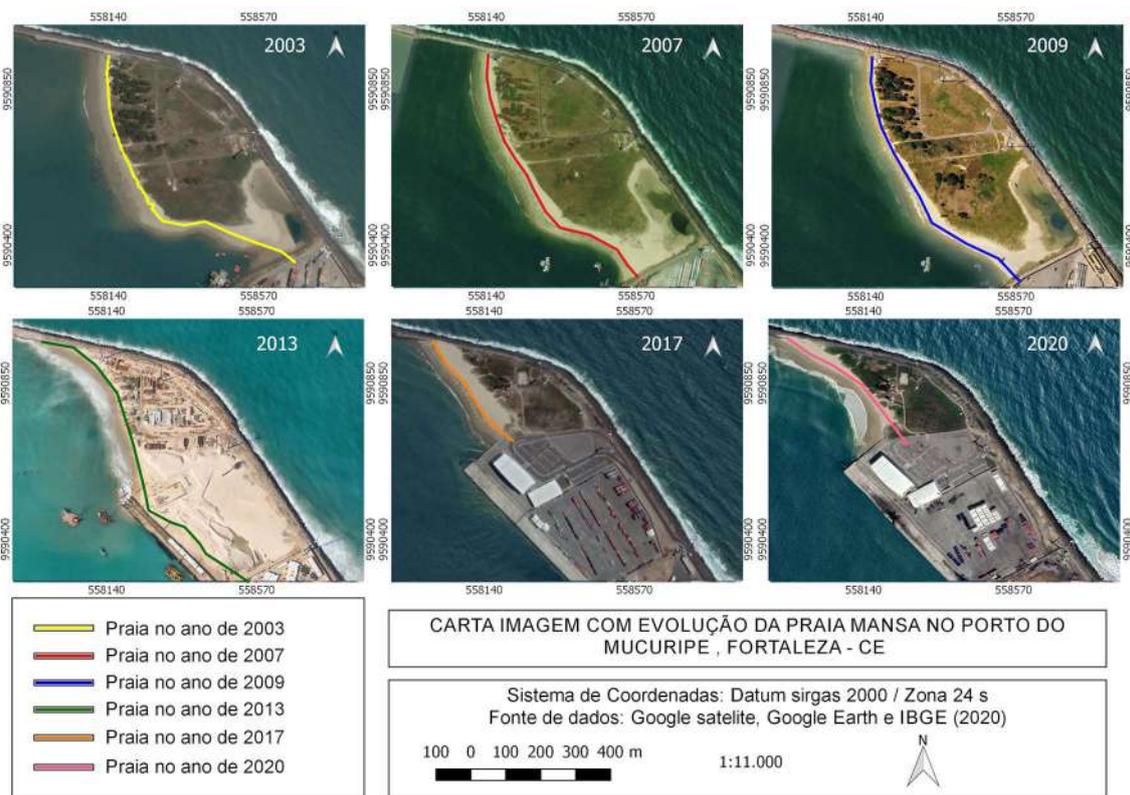


Figura 6. A Praia Mansa, um sistema natural induzido na enseada do Mucuripe no Porto de Fortaleza, Ceará. Em diferentes momentos de sua evolução morfológica, esse ambiente passou por momentos de acreção e/ou déficit sedimentar. Sua complexa formação também colaborou para a erosão costeira no litoral fortalezense. No ano de 2013, tem início a construção do Terminal Marítimo de Passageiros, visto já concluído nas imagens de 2017 e 2020.

O abastecimento sedimentar está relacionado, basicamente, às fontes (os processos que conduzem material para a costa); os sumidouros (processos que subtraem material); processos convectivos ou de transporte (que redistribuem o material) e os processos que produzem aumentos ou subtrações de material (Figura 7).

De acordo com o regime hidrodinâmico, são considerados três estados morfológicos de praia, a saber: Estado refletivo; Estado dissipativo e, Estado intermediário (WRIGHT & SHORT, 1984; WRIGHT et. al., 1985; SHORT, 1999; CALLIARI et al., 2003; MUEHE, 2013). As características de cada estado praiial são descritas no Quadro 2 e Figura 8.

Quadro 2. Características dos estados de praia. Fonte: Muehe (2013).

Estados de Praia	Características
Estado refletivo	Areia grossa a muito grossa. Elevada declividade da antepraia. Ausência ou redução de zona de surfe e berma de altura elevada.
Estado dissipativo	Areia média a fina. Antepraia com baixa declividade. Larga zona de surfe.
Estado intermediário	Baixa declividade da antepraia. Formação de bancos e calhas.

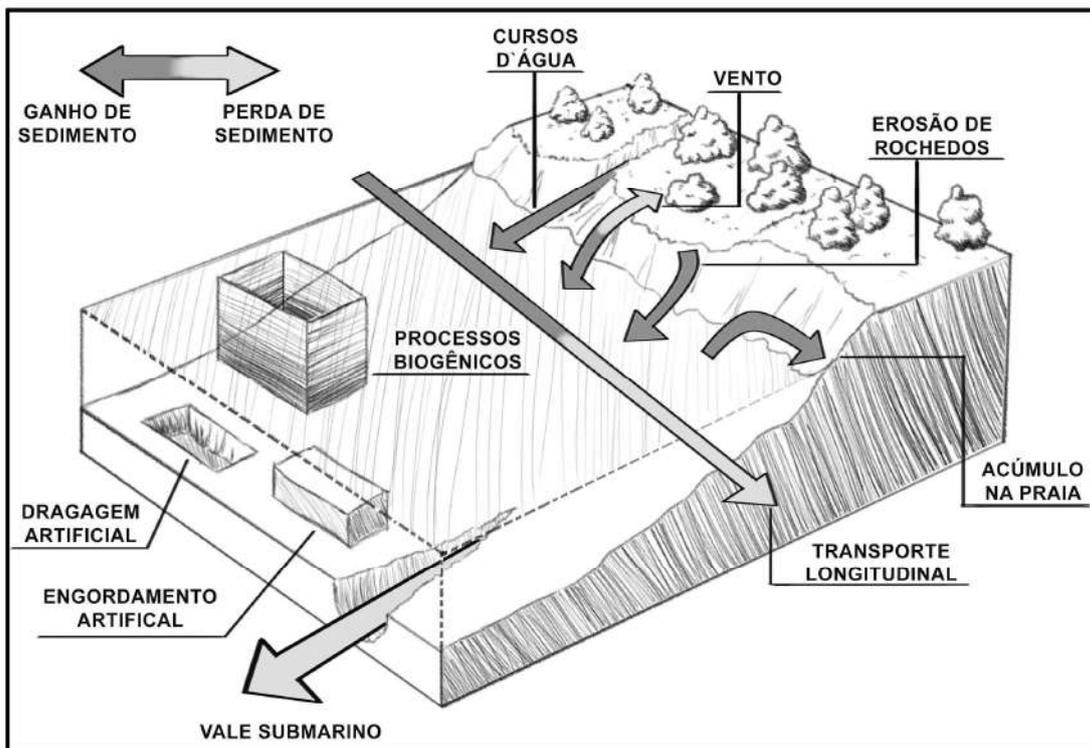


Figura 7. Fontes de suprimento para as praias determinam o balanço sedimentar. Fonte: Os autores. Adaptado de Alfredini e Arasaki (2009).

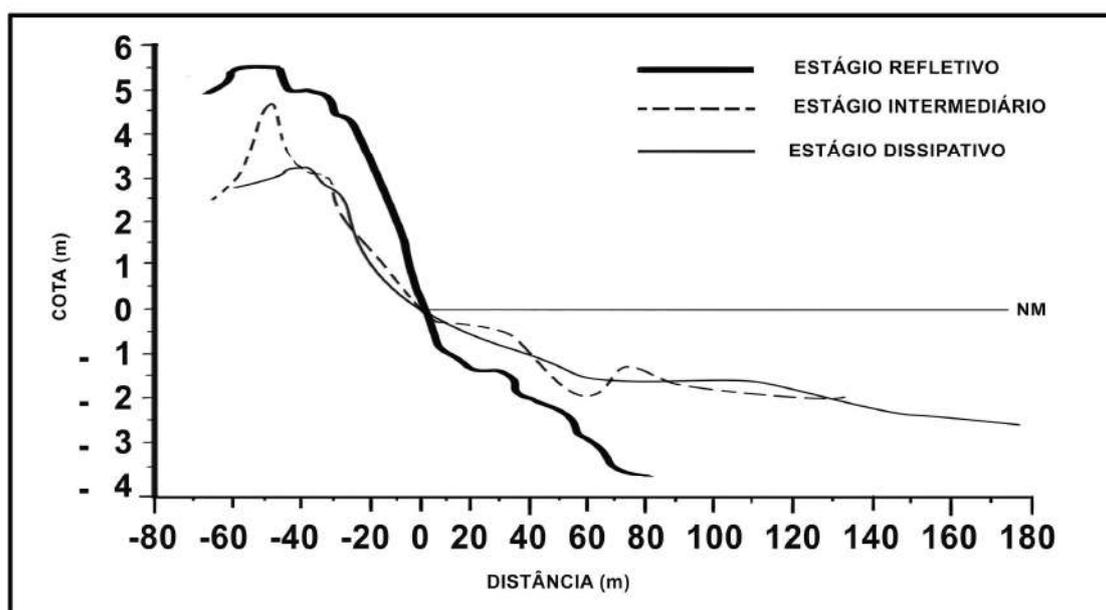


Figura 8. Morfologia básica dos três principais estados morfodinâmicos de praia. Fonte: Elaborado pelos autores a partir de Muehe (2013).

4. VULNERABILIDADE À EROSÃO

Como mencionado, o problema da erosão costeira é observado em diferentes locais do mundo (BIRD, 1981, 2008). Para Lins-de-Barros (2005), com a intensa urbanização das orlas, principalmente a partir da década de 1970, esse problema passou a ser tratado

não apenas pelos estudos voltados para a compreensão dos processos físicos, mas também sob um enfoque socioeconômico, tendo em vista os impactos causados nas construções urbanas.

A vida, sobretudo humana, é complexa e está imbuída de problemas e, por isso, de riscos (VEYRET, 2019). Em centros urbanos, os problemas são mais concentrados devido à constante reorganização do espaço urbano de suas formas e funcionalidades sob condições geográficas, históricas, econômicas e sociais (ANDRADE, 1971).

À medida que a ocupação ganha dimensões, ela produz no espaço a necessidade de que o ambiente se adapte a ela, e isso é perfeitamente contraditório, pois a imposição social não controla todos os elementos e fatores naturais, causando assim a necessidade de um controle de danos, geralmente com interferência estatal e associado a uma requisição de um grupo social mais abastado.

4.1. Principais problemas costeiros

Os problemas costeiros, principalmente nas grandes cidades, envolvem o planejamento mal executado e ações que interferem na organização social e ambiental. A migração excessiva para as cidades localizadas no litoral provocou o aumento de centros urbanos na zona costeira, que atualmente soma mais de 50 milhões de pessoas e possui 18 regiões metropolitanas do total de 42, com previsão de progressivo crescimento (CEARÁ, 2016). Diante dessa exposição, é necessário mencionar outros problemas que atingem essa zona, a depender também dos tipos de usos e atividades desenvolvidas no seu território, dentre os quais destacam-se (CEPAL; PNUMA, 2002, p. 151):

Crescimento e concentração populacional, urbanização acelerada em assentamentos humanos não planejados, numerosas comunidades em áreas de alto risco (áreas desmatadas, leitos e terraços primários de rios e arroios, ladeiras e barrancos).

Condições de pobreza; mobilização de crescentes quantidades de energia, carência de infraestruturas; insuficiência de recursos e de marcos regulatórios. A degradação dos ecossistemas; desflorestação; perda da cobertura vegetal e da diversidade biológica; erosão dos solos; acumulação de dejetos e material combustível e os diversos tipos de contaminação.

Aos problemas mencionados somam-se os processos erosivos costeiros, destacados por Muehe (2013) como os mais danosos e mais presentes nessas regiões. Cada problema conduz uma população a um risco determinado (BECK, 2011). O risco a que uma população está submetida incorpora uma dimensão espacial e temporal (ALMEIDA, 2010), ou seja, acontece em um dado momento e em um local específico, podendo haver dinâmica nos cenários de riscos. Para o problema dos processos erosivos no litoral, os principais riscos associados são a inundação das residências próximas e a perda da faixa de praia para a prática de qualquer atividade de esporte, turismo ou comércio.

Em Aneas de Castro (2000), vulnerabilidade é um estudo da estimativa dos riscos anterior à ameaça. Quando há ameaça e vulnerabilidade, então o estudo do risco é necessário, pois existem adversidades e danos que podem afetar a vida humana.

O fato de existirem pessoas e lugares submetidos aos riscos é uma realidade em muitas metrópoles do Brasil, com destaque para a Região Metropolitana de Fortaleza, que enfrenta sérios problemas associados aos processos erosivos e retração da linha de costa, sobretudo ligados à construção do Porto do Mucuripe, localizado na cidade de Fortaleza (Figura 9).



Figura 9. Os molhes (indicados pelas setas vermelhas) construídos na orla de Fortaleza foram instalados para contenção da erosão originada a partir da construção do Porto do Mucuripe. Promovem o acúmulo sedimentar à montante, além de garantir a estabilidade morfológica do aterro hidráulico da Praia de Iracema. Fonte: Os autores.

Ressalte-se que as cidades mais afetadas em relação à mudança morfológica citada foram o próprio município de Fortaleza e o município de Caucaia; este segundo apresentou severos prejuízos sem reparação e obras de contenção de danos (Figura 10).

É necessário mencionar que a taxa de ocupação do solo cresce em média mais que o dobro da população nas áreas urbanas (ANGEL et al., 2011). A RMF possui 23 cidades, e destas destacam-se cinco que estão inseridas na Região Metropolitana Costeira, a saber: Fortaleza, Caucaia, Aquiraz, Eusébio (não possui praia) e São Gonçalo do Amarante; juntas, somam 3,23 milhões de pessoas, o que equivale a mais de 1/3 da população do estado do Ceará, com destaque para Fortaleza, que apresentou uma taxa de crescimento entre 2010 e 2019 de 8,3% (IBGE, 2020).

A ocupação crescente contribui para que problemas relacionados à ocupação de áreas de risco não tenham uma solução simples, pois há a dificuldade de realocação e requalificação de áreas que tiveram severas modificações, sobretudo comunidades que apresentam severos problemas sociais e estão inseridas mais próximas da praia ou às margens de rios. Em ambos os casos, a dinâmica morfológica é intensa, contribuindo para pequenas alterações no fluxo sedimentar que, quando somados, podem contribuir para grandes prejuízos.



Figura 10. Destruição de imóveis ocasionada pela erosão na praia do Icaraí, uma das mais afetadas da orla do município de Caucaia. Uma área de risco à população local. Fonte: Os autores.

A evolução urbana também colabora para que os processos erosivos sejam mais percebidos, aumentando assim o risco associado à sensação de ameaça. A produção de outras ameaças pode, em um futuro próximo, comprometer os pressupostos do desenvolvimento sustentável e a garantia de equilíbrio para a atual e as futuras gerações.

Outra observação é que o avanço de políticas que corroboram para a destruição ambiental poderá permitir a ocupação de dunas e manguezais, que são ambientes sensíveis em que a ocupação urbana pode alterar a forma de interação sistêmica e trocas de fluxos de matéria e energia que alimentam as praias.

A Região Costeira Metropolitana de Fortaleza engloba ambientes como praias, dunas, manguezais e trechos de florestas em que estão presentes elementos da caatinga, do complexo vegetacional da zona costeira e da floresta mista Dicotilo-Palmácea (IPECE, 2017), com fauna diversificada de aves e mamíferos. À medida que se afasta de Fortaleza, as áreas de densa ocupação ficam rarefeitas, mas ainda se concentram no litoral, com maior densidade e expansão em Caucaia e São Gonçalo do Amarante, este último com dinâmica recente, principalmente devido à instalação do Porto do Pecém.

Programas e projetos de âmbito nacional que englobam parcerias com os estados para a conservação da linha de costa e manutenção da faixa praial (BRASIL, 2018) mostram-se de extrema importância. Esse é um dos desafios, frente às mudanças globais, em que se estima que uma subida de um metro no nível do mar poderá afetar 146 milhões de pessoas em escala mundial (ANTHOFF et al., 2006). Em cidades costeiras suscetíveis ao risco de inundação, esse número poderá ser ainda maior, principalmente se forem considerados os prejuízos econômicos aos setores portuário, industrial e turístico.

Conforme a Figura 11, é possível perceber zonas de alta densidade urbana defronte ao mar, com densidade diminuindo à proporção que nos afastamos de Fortaleza em direção aos setores rurais. Trechos de grande pressão imobiliária resistem na paisagem, a exemplo do Parque do Cocó, situado em Fortaleza e considerado o maior parque urbano

do Norte/Nordeste e o quarto na América Latina, e do Parque Botânico, situado em Caucaia, que abrange áreas de transição entre tabuleiro, caatinga e manguezal.

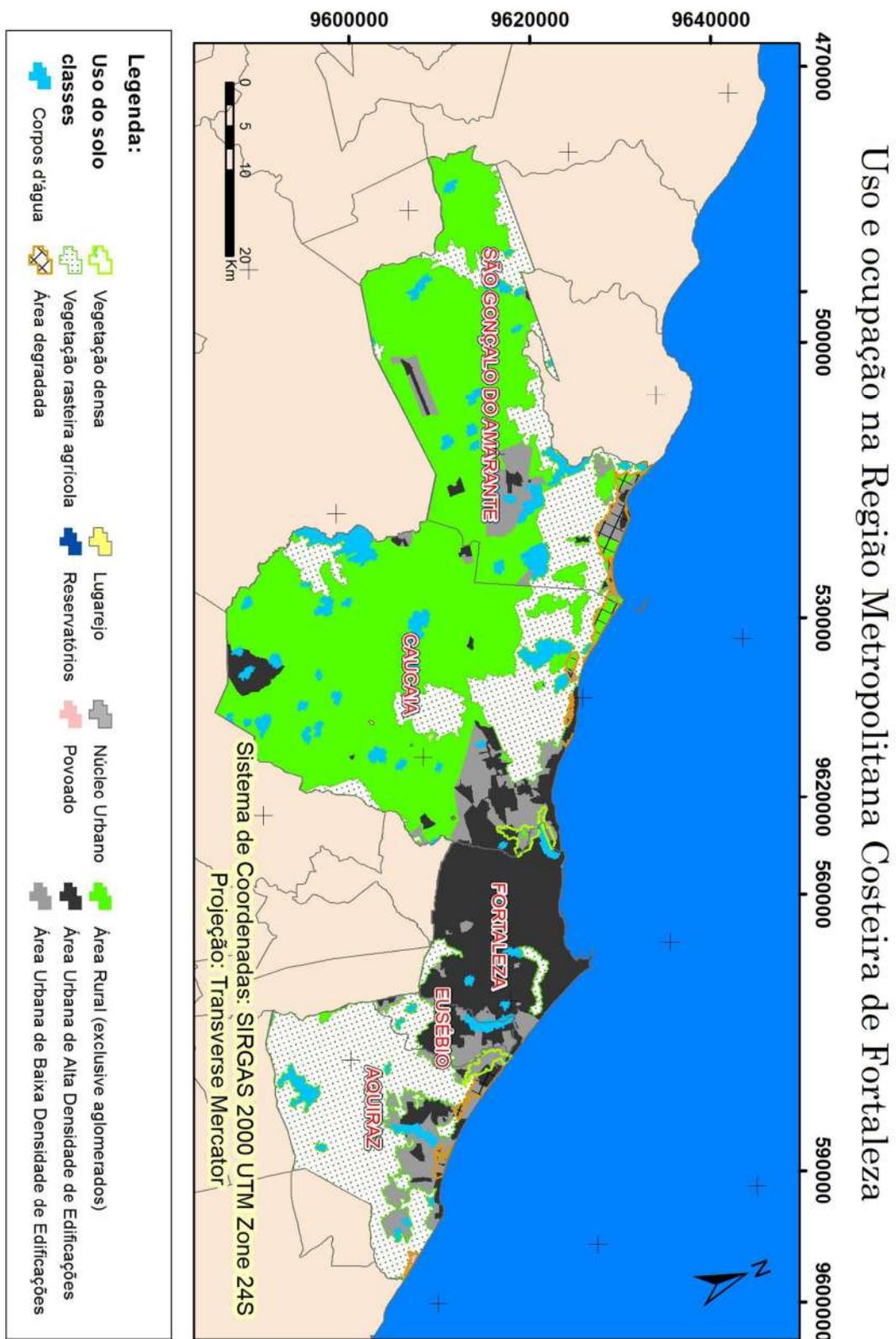


Figura 11. Mapa de uso da região Metropolitana Costeira de Fortaleza. Fonte: Autores.

A partir da análise das cartas, é possível inferir que a ocupação concentrada nas proximidades das praias e em trechos de dunas pode ser o principal motivo para alteração da dinâmica e incrementação de processos erosivos, com perda significativa de área (Figura 12). As alterações, a exemplo de Caucaia, trazem prejuízos e necessidade de utilização de outros trechos para banho e moradia, e com isso também o abandono vai aos poucos tornando algumas praias mais desvalorizadas; esse ciclo, porém, pode se repetir em outras praias (Figura 13), se houver uma intervenção que extrapole a capacidade de suporte do ambiente.

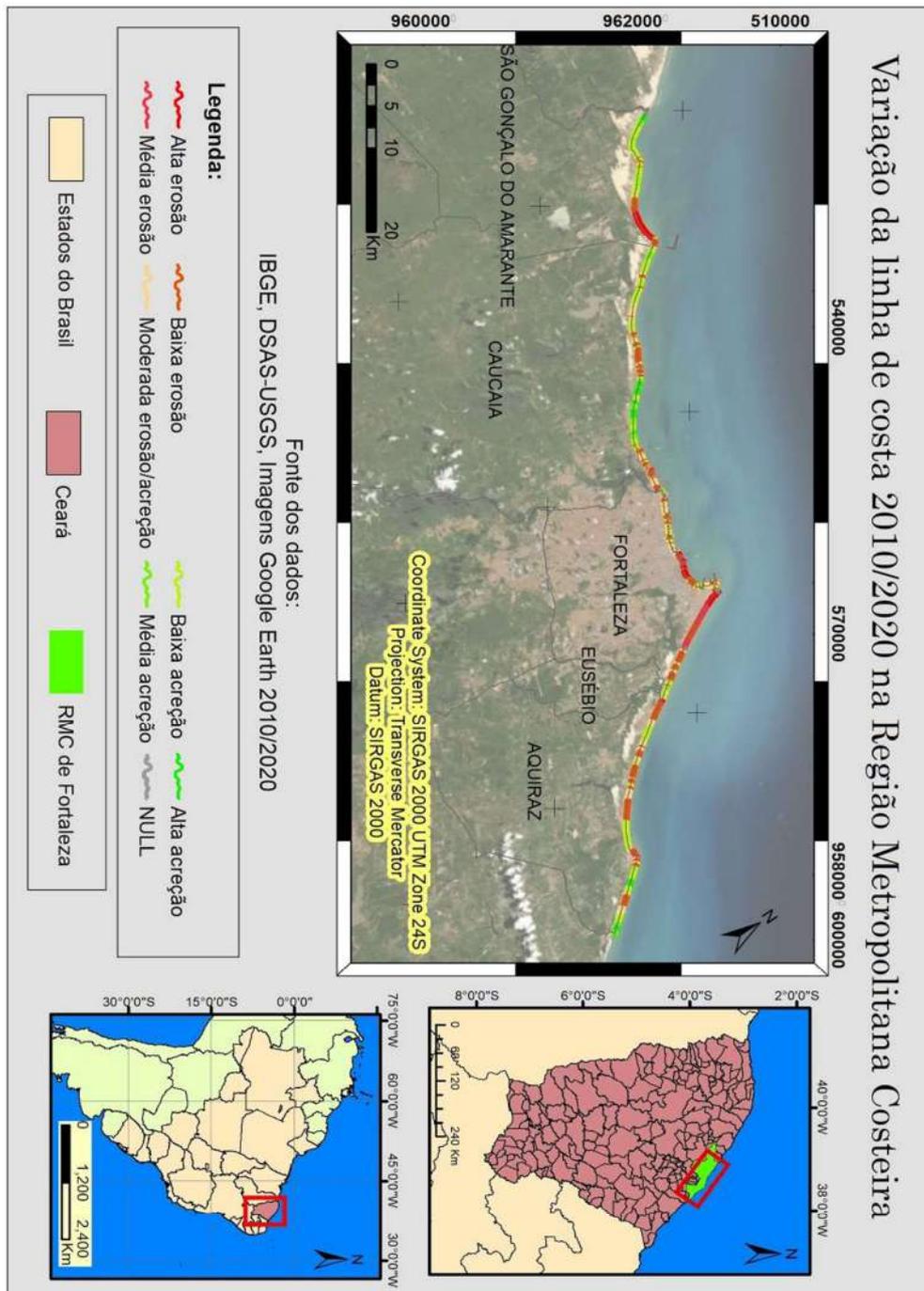


Figura 12. Mapa de evolução da linha de costa da Região Metropolitana de Fortaleza.



Figura 13. Rochas dispostas para proteção de residências. Destruição causada pela ação do mar em barraca de praia, ambas as situações no município de Aquiraz. Fonte: Os autores.

O risco de inundação só é percebido em trechos que estão em processo de perda de sedimentos e possuem áreas urbanas que são afetadas diretamente por eventos extremos, como ressacas que atingem a beira-mar em Fortaleza (Figura 14), ainda que existam obras em curso para expansão da avenida e da faixa de praia por meio de aterro (Figura 15).



Figura 14. Efeitos de grande ressaca sobre a orla de Fortaleza em março de 2018. Fonte: Os autores.



Figura 15. Aterro hidráulico da Praia de Iracema e obras para a construção de novo aterro da Avenida Beira-Mar em Fortaleza. Fonte: Os autores.

Destoando da paisagem no município de Fortaleza, obras para contenção de danos (espigões) e obras costeiras de grande porte ganham destaque pelo fato de que a gestão agrava os danos, em razão de uma agenda de prioridades que ignora uma cultura de riscos. Exemplos dessas obras são o Aquário de Fortaleza e o Terminal Marítimo de Passageiros do Porto de Fortaleza, voltados para o turismo. O Aquário, de orçamento extravagante, foi praticamente abandonado e passa por busca de parceiros da iniciativa privada, já que o Estado gastou 130 milhões e precisaria de mais 300 milhões para conclusão da obra [...] (OBRA, 2019). Por outro lado, ainda que finalizada, a instalação do Terminal Marítimo corroborou com o incremento dos processos erosivos no local de sua construção, a Praia Mansa, enseada do Porto do Mucuripe (vide Figura 5). Tal Terminal deve ser concedido à iniciativa privada.

O município vizinho, Caucaia, anunciou que planeja realizar uma obra orçada em 22 milhões, que engloba uma avenida à beira-mar e uma obra de contenção de ondas no Icaraí, a principal praia afetada pelas mudanças morfológicas e alterações costeiras em Fortaleza (PREFEITURA, 2017). Aos poucos, novos projetos vão surgindo e não há um debate para solucionar os riscos iminentes e futuros. O interesse político em obras é notável, assim como a existência de projetos que impõem a necessidade de manutenção, exigindo gastos e criando novas áreas em risco.

4.2 Metodologia do mapeamento morfológico

Para uma análise de comparação de dados dos perfis morfológicos do limite de maré alta, que está relacionada à variação da linha de costa utilizada, foi utilizado o método estatístico de perda em metros através do *software* Arcmap versão 10.5 e o *Soft* Digital Shoreline Analysis System (DSAS), versão 5.0, com dados do NSM (Net Shoreline Movement – linha de mudança).

A classificação foi fundamentada em Leal (2020), utilizando imagens do Google Earth de 30/12/2010 e 21/10/2020, dividida em 7 classes, utilizando o Natural Breaks, que ilustram a alta (-248 – (-102) m), a média (-101 – (-52)) e a baixa (-51 – (-13)) erosão. A variação moderada em acreção e erosão (-12 - 10), e a baixa (11 – 36), a média (37 - 118) e a alta acreção (119 – 240) (Figuras 16 e 17).

5. MORFODINÂMICA PRAIAL E GERENCIAMENTO COSTEIRO

O meio ambiente foi consagrado pela Constituição Federal de 1988 como um bem de uso comum do povo; ela também declarou a Zona Costeira como o patrimônio nacional, firmando um princípio jurídico de sustentação de toda a aplicação da legislação federal e estadual referente à zona costeira, constituindo-se, assim, um sistema coerente e eficaz.

Nessa conjuntura, foi instituído pela Lei n. 7.661, em 1988, o Plano Nacional de Gerenciamento Costeiro (PNGC), somente regulamentado por meio do Decreto n. 5.300 de 2004. Coordenado pelo Ministério do Meio Ambiente (MMA), o PNGC tem dentre seus principais objetivos a promoção do ordenamento do uso dos recursos naturais e a

ocupação do litoral com vistas à conservação e à proteção dos recursos costeiros, subsidiando a aplicação dos instrumentos de gestão da Zona Costeira (BRASIL, 1988).

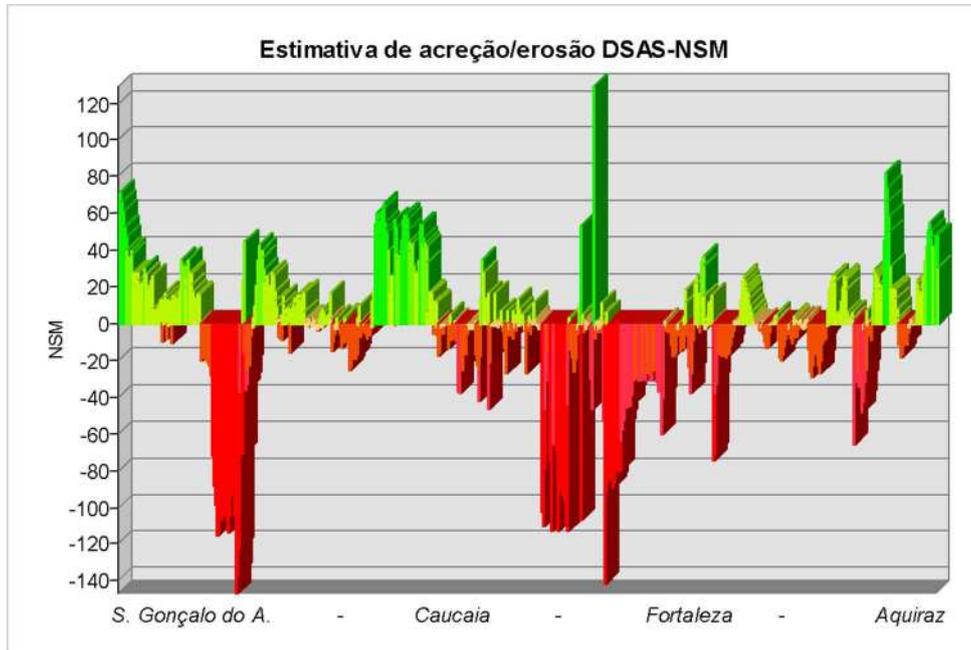


Figura 16. Estimativa de acreção/erosão. Fonte: DSAS – USGS NSM.

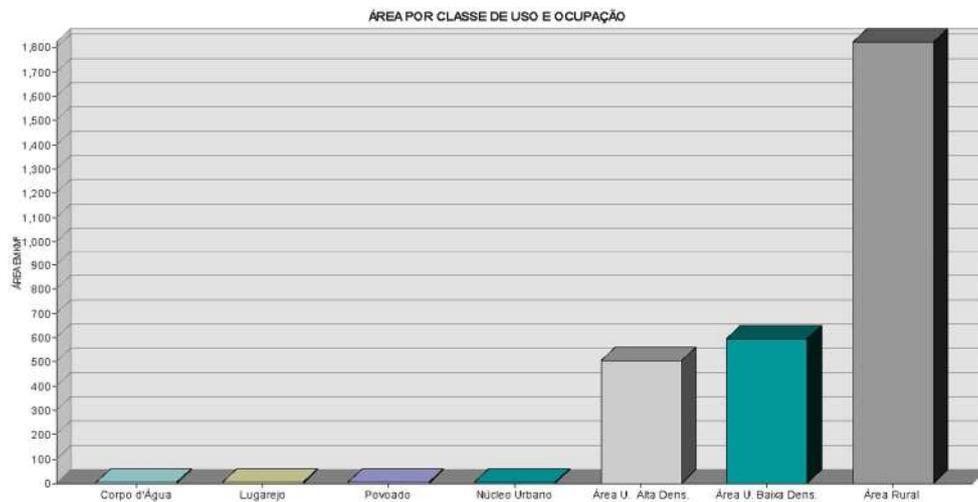


Figura 17. Área por classe de uso e ocupação. Fonte: IBGE.

O processo de gestão da zona costeira é desenvolvido de forma integrada e participativa, com as responsabilidades de formulação e de implementação dos planos regionais e locais atribuídas aos estados e municípios costeiros.

No que se refere à questão de delimitação da zona costeira, no Brasil ela se baseia em critérios políticos-administrativos, sendo a porção terrestre demarcada pelos limites políticos dos municípios litorâneos conforme os Planos Estaduais de Gerenciamento

Costeiro (PEGC's); a porção marinha é delimitada pela extensão do Mar Territorial, ou seja, as 12 milhas náuticas a partir da linha de base (OLIVEIRA, NICOLODI, 2012).

A partir de 2004, surge um novo espaço de gestão territorial: o Projeto Orla – também denominado de Projeto de Gestão Integrada da Orla Marítima (PGI) – que consiste em uma articulação institucional entre as três esferas governamentais – federal, estadual e municipal – na busca de estabelecimento de constantes diálogos com os diversos atores sociais. Diálogos esses que se dão a partir de fóruns sempre intermediados pelo poder público municipal.

O Projeto Orla consiste em uma ação, integrada ao Ministério do Meio Ambiente e à Secretaria do Patrimônio da União (SPU), que trabalha com um espaço restrito e específico da zona costeira – a orla. Tal Projeto tem por objetivo a otimização e o ordenamento dos espaços litorâneos sob domínio da União, visando a aproximação das políticas ambientais, urbanas e patrimoniais (OLIVEIRA, NICOLODI, 2012).

A delimitação de orla foi estabelecida pelo Decreto Federal de n. 5.300/2004, publicado no Diário Oficial da União (DOU). Esse Decreto também regulamentou a Lei nº. 7.661/88, que institui o Plano Nacional de Gerenciamento Costeiro (PNGC) e, dentre outras providências, dispõe sobre as regras de uso e ocupação da zona costeira.

De acordo com o Decreto n. 5.300/2004, Art. 22, a orla marítima é definida como uma “faixa contida na zona costeira, de largura variável, compreendendo uma porção marítima e outra terrestre, caracterizada pela interface entre a terra e o mar” (BRASIL, 2004, n.p.).

A figura 18 apresenta de forma didática a delimitação de orla urbanizada e não urbanizada. Estabelecida no Decreto Federal nº. 5.300/2004, em seu Art. 23, a orla é delimitada entre uma porção marítima com isóbata de dez metros em uma “profundidade na qual a ação das ondas passa a sofrer influência da variabilidade topográfica do fundo marinho, promovendo o transporte de sedimentos”; e uma porção terrestre que pode variar de “cinquenta metros em áreas urbanizadas ou duzentos metros em áreas não urbanizadas, demarcados na direção do continente a partir da linha de preamar (Figura 19) ou do limite final de ecossistemas”, sendo eles: dunas, falésias, manguezais, estuários, escarpas, restingas, dentre outros que estejam situados em terrenos e acrescidos de marinha (BRASIL, 2004 n.p.)

Ainda no que se refere à delimitação, é interessante mencionar o Art. 23, parágrafo 1º, pois ele destaca que na faixa terrestre deve-se observar, complementarmente, a ocorrência de aspectos geomorfológicos, já que isso implica um detalhamento dos critérios de delimitação. De acordo com o Decreto 5300/2004, a delimitação no limite de 50 metros deverá ser considerada para as áreas de urbanização já consolidada; e também em áreas de falésias sedimentares, lagoas e lagoas costeiras de estuários, falésias ou costões rochosos e áreas inundáveis.

Em áreas de falésias sedimentares, a medida de 50 metros é delimitada a partir da sua borda, em direção ao continente (inciso I); já em áreas de lagoas e lagoas, deverão ser considerados o limite da praia, da linha de preamar ou o limite superior da margem,

em direção ao continente (inciso II). Para os estuários, essa metragem deverá ser contada “na direção do continente, a partir do limite de uma praia ou a borda superior da duna frontal (...) até onde a penetração da água do mar seja identificada pela presença de salinidade, no valor mínimo de 0,5 partes por mil;” (inciso III) (BRASIL, 2004, n.p.).

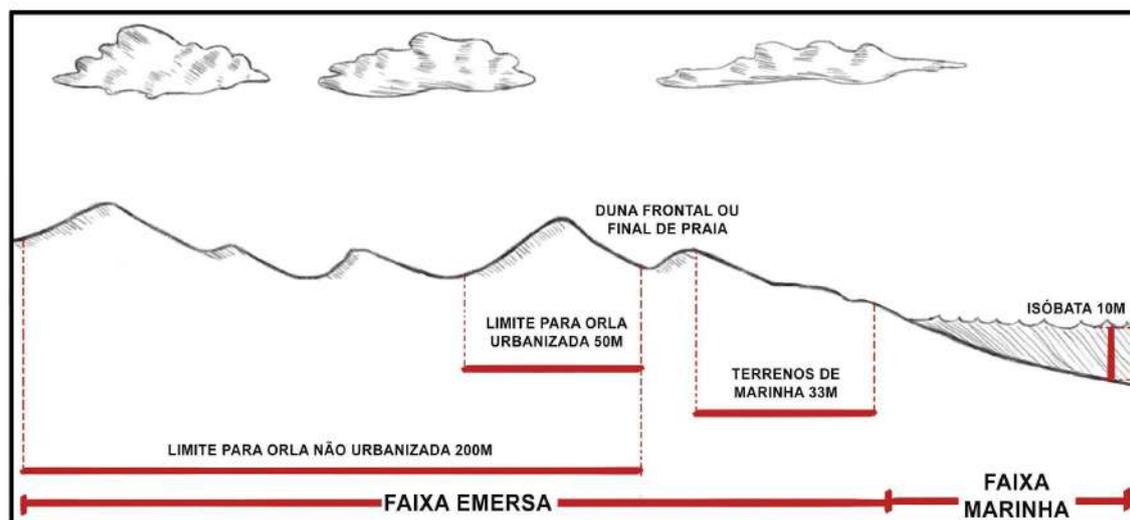


Figura 18. Desenho esquemático com a delimitação de orla marítima, segundo metodologia proposta no Projeto Orla. Fonte: Os autores, a partir de Brasil (2004).

Em áreas de falésias ou costões rochosos, o limite é definido pelo plano diretor dos municípios, considerando uma faixa de segurança “de pelo menos um metro de altura acima do limite máximo da ação de ondas de tempestade” (inciso IV). Nas áreas inundáveis, a cota mínima exigida no Decreto é de um metro de altura acima do limite da área alcançada pela preamar (inciso V) (BRASIL, 2004).

Em seus estudos dessa temática, Oliveira e Nicolodi (2012) citam que essas definições não surgiram de um impulso do legislador, mas sim de vários anos de experiência do Ministério do Meio Ambiente na execução do Projeto Orla, implementado em 2001 e ainda em execução no ano de 2020, quando completou 19 anos de atividade (grifo nosso).

Ainda analisando os critérios de delimitação estabelecidos pelo Decreto 5.300/2004, é importante destacar que o inciso VI aponta que as áreas sujeitas à erosão, a exemplo dos substratos sedimentares (falésias, cordões litorâneos, pontais de larguras inferiores a cento e cinquenta metros, e/ou em áreas próximas a desembocaduras fluviais, correspondentes a estruturas de alta instabilidade), poderão requerer estudos específicos para uma definição da extensão da faixa terrestre da orla marítima.

É necessário atentar para o fato de que a delimitação de 50 metros em áreas de urbanização já consolidada está ligada a uma área de grande produção de riquezas do país, de um lado, e, de outro lado, a impactos socioambientais provocados pela contaminação e/ou degradação dos recursos naturais, a exemplo das alterações nos aportes e retiradas de sedimentos que poderão provocar erosão em ecossistemas praias,

dunas e mangues, e também sociais associados aos usos, costumes e modos de vida tradicionais de comunidades ribeirinhas, pescadores artesanais, indígenas, dentre outros grupos (BRASIL, 2006).

Nesse sentido, Muehe (2001, p. 36) reforça a necessidade de se considerar o critério morfodinâmico, tendo-se em vista que a capacidade de mobilização dos sedimentos do fundo marinho por ação das ondas e seu deslocamento ao longo de um perfil perpendicular à costa responderá morfologicamente na “porção emersa do litoral aos efeitos de erosão, transporte e acumulação resultante desse processo de mobilização sedimentar.”

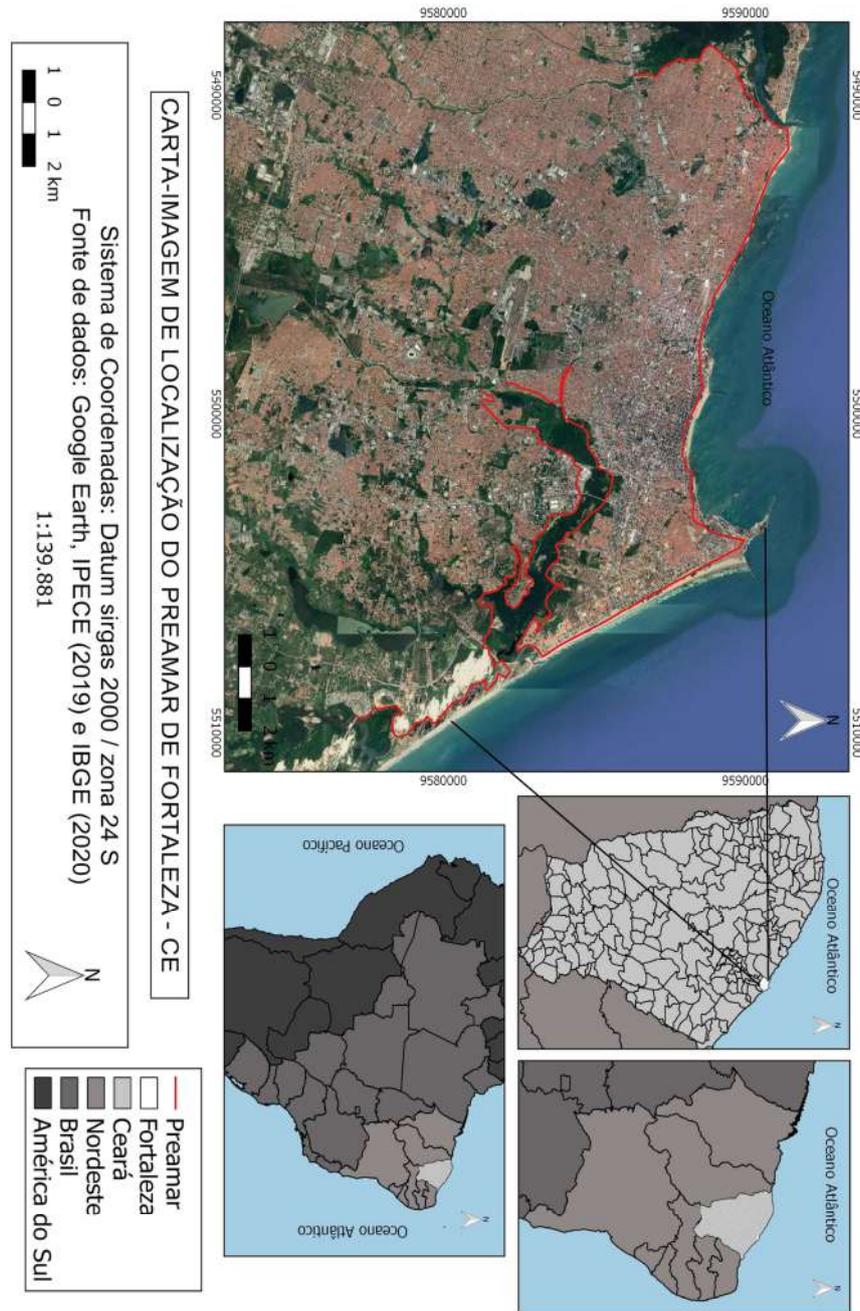


Figura 19. Linha de Preamar (LPM) no Litoral de Fortaleza.

Para as áreas não urbanizadas, o Decreto 5.300/2004 estabelece que se considere um limite mínimo de 200 metros a partir de uma duna frontal ou final de praia. Contudo, o que se percebe na atualidade é que esse limite em algumas áreas não vem sendo considerado, em grande medida em razão da força do desenvolvimento econômico, seja por meio de grandes empreendimentos imobiliários, seja pela instalação das usinas de energias eólicas e das atividades de carcinicultura em áreas costeiras que desrespeitam essa legislação, ao destruírem áreas de manguezais, principalmente no nordeste brasileiro (MEIRELES, 2011).

Nesse sentido, Muehe (2004, p. 27) destaca que na discussão de limites a serem demarcados na orla marítima há que se considerar ainda as questões relacionadas à segurança na costa em função da elevação dos oceanos e os desdobramentos de seus efeitos, a saber: aceleração do processo de erosão e/ou inundação. O autor reforça ainda que essas questões exigem uma discussão sobre o “estabelecimento de uma faixa mínima de proteção da costa brasileira a exemplo do que ocorre em outros países, especialmente pela ocupação inadequada que acontece na maior parte da Zona Costeira do Brasil”. Isso só poderá se concretizar quando o planejamento costeiro for verdadeiramente posto em prática pelos gestores públicos.

Em suma, os processos erosivos pelos quais passam algumas praias só poderão ser minimizados quando houver o cumprimento e a revisão da legislação, que deve estar embasada em critérios técnico-científicos acerca dos processos morfodinâmicos costeiros. No Ceará, três municípios possuem seus PGI's finalizados: Fortaleza, Beberibe e Icapuí. No ano de 2018, o PGI de Fortaleza passou por uma revisão. Embora importantes, há discrepâncias entre os PGI's e a absorção de suas recomendações por demais políticas de planejamento territorial.

6. CONCLUSÃO

A partir da década de 1970, os estudos em morfodinâmica costeira começam a ser vistos de forma integrada, considerando os elementos da topografia e da dinâmica dos fluidos; com merecido pioneirismo da Escola Australiana de Geomorfologia Costeira, que acabou por incentivar os estudos em outros locais no mundo, como o Brasil.

Com destaque a partir da década de 1990, os estudos em morfodinâmica no país passaram a considerar trechos específicos dos litorais dos estados. Com a culminância desses estudos setorializados, em 2006, a escala estadual, como um todo, foi analisada em praticamente todo o Brasil, fornecendo um importante panorama no monitoramento da morfologia costeira brasileira.

Com a intensa urbanização brasileira sobre os sistemas litorâneos, as grandes metrópoles experimentaram a presença recorrente de processos erosivos em suas linhas de costa, sobretudo com a ocorrência de eventos extremos.

A presença de estruturas rígidas é uma marca na tentativa de conter a erosão nos litorais das grandes cidades. Um exemplo claro dessa problemática está na costa metropolitana de Fortaleza, sobretudo considerando-se a inserção do Porto do Mucuripe

que, assim como as ocupações sobre campos de dunas e faixas de berma, contribuiu para um balanço sedimentar negativo para as praias à jusante do porto e de regiões vizinhas. Essa conjuntura aponta para uma prioridade de ordenamento do território que vislumbra a matriz econômica acima de questões ambientais.

A lógica apontada pelos diversos fixos costeiros em Fortaleza, seja o Porto do Mucuripe, o Terminal de Passageiros, ou os diversos prédios que assistem ao turismo local, proporcionaram danos ambientais que, em determinado momento, retornam a sociedade de alguma forma, e, obviamente, resultando em graves perdas econômicas e geração de conflitos - sejam conflitos locais, ou de forma mais macro, entre municípios.

Além disso, mostra-se questionável, não apenas as perdas ambientais, mas os retornos socioeconômicos de altos investimentos em certos equipamentos costeiros. Por outro lado, a desigualdade dos investimentos do setor público, que apresenta priorização em determinados bairros da cidade, potencializa riscos sociais, principalmente quando se coloca em questão a ocupação de áreas por parte de populações mais vulneráveis economicamente. A dinâmica de crescimento urbano nas metrópoles brasileiras apresenta tais contradições no espaço.

As obras de engenharia costeira prevalecem sobre as formas naturais de proteção do litoral. Isto se deve também ao fato de o conhecimento científico ser pouco endossado pelos poderes públicos locais. O risco de erosão coexiste na Região Costeira Metropolitana, sendo percebido nos trechos de perda sedimentar e áreas diretamente afetadas por eventos extremos, como ressacas.

A partir da utilização e análise de carta-imagens, foi possível observar que a ocupação concentrada nas proximidades das praias e em trechos de dunas demonstrou ser o motivo principal para alteração da dinâmica e incremento dos processos erosivos. As alterações nos municípios de Caucaia, por exemplo, ocasionaram prejuízos e abandono de regiões dantes utilizadas ao lazer, ao turismo e, até mesmo, à primeira moradia.

Os processos morfodinâmicos foram inseridos em instrumentos de ordenamento público territorial como o Projeto Orla. Contudo, comparando-se com o quantitativo de municípios costeiros no Brasil, ainda falta uma melhor adequação entre as proposituras desses planos e demais políticas públicas, como o Plano Diretor. No Ceará, apenas cinco, dos vinte municípios costeiros, possuem seus PGI's finalizados: Beberibe (Setor I - Costa Leste), Caucaia (Setor II - Fortaleza e Região Metropolitana), Cascavel (Setor I - Costa Leste), Fortaleza (Setor II - Fortaleza e Região Metropolitana) e Icapuí (Setor I - Costa Leste). No ano de 2018 - 12 anos após o lançamento do primeiro PGI - Fortaleza teve seu Plano de Gestão da Orla Marítima passado por revisão. De acordo com Ceará (2021), a revisão do PGI de Fortaleza, além dos Planos de Caucaia e Cascavel estão em análise pela Coordenação Nacional do Projeto Orla.

Nesse sentido, uma relação entre danos ambientais costeiros e impactos sociais/econômicos só pode ser guiada através de uma gestão costeira efetiva. Através do exposto, o olhar sobre Fortaleza e parte de sua região metropolitana se torna exemplo catedrático do efeito em cadeia de uma gestão costeira com diversas fragilidades,

existentes em diversos municípios litorâneos brasileiros - que utilizam formas de organização do litoral e da malha urbana de maneira semelhante.

Esse quadro aponta para uma conjuntura que evidencia como os processos naturais estão diretamente relacionados com os elementos sociais e econômicos, de forma que as questões ambientais e a falta de coordenação em ordenamento do território costeiro resulta em outras problemáticas evidenciadas, dentre elas: aumento da ocupação e desigualdade concentradas em áreas de risco; perda do potencial paisagístico costeiro após grandes eventos oceanográficos; destruição de equipamentos urbanos; comprometimento estrutural de fixos devido aos processos erosivos costeiros; possibilidade à ocorrência de acidentes diversos que possam comprometer a integridade física de agentes que vivenciam os espaço costeiros.

Finalmente, considera-se que a literatura voltada à morfologia praias nos litorais urbanos avançou muito nos últimos 20 anos no Brasil, fato manifestado em um arcabouço científico-metodológico de qualidade entre as publicações aferidas. Contudo, ao se pensar em um futuro para os trabalhos sobre o tema, considera-se que o monitoramento da costa dos estados deve ser uma prática permanente, o que dependerá de investimentos maiores em ciência e tecnologia no país, bastante comprometidos nos últimos tempos.

Ademais, torna-se necessário que a produção de trabalhos acadêmicos seja, no momento atual, mais relacionada à recuperação natural dos litorais urbanos, uma vez que as formas recorrentes de recuperação e integridade das costas estão, em sua maioria, limitadas à artificialização das praias. Prática essa que rendeu - e rende - prejuízos aos meios físico e social da zona costeira brasileira.

Agradecimentos

Os autores agradecem à Fundação Cearense de Apoio ao Desenvolvimento Científico e Tecnológico (FUNCAP), ao Grupo de Pesquisa Gestão Integrada da Zona Costeira (CNPq) e à Universidade Estadual do Ceará (UECE).

Referências Bibliográficas

ALFREDINI, P.; ARASAKI, E. **Obras e Gestão de Portos e Costas**. 2 ed. São Paulo: Blucher, 2009.

ALMEIDA, L. Vulnerabilidade social aos perigos ambientais. **Revista da ANPEGE**. São Paulo, v. 6, p. 151-176, 2010.

AMBIENTALISTAS e pesquisadores denunciam projeto que pode destruir Dunas da Sabiaguaba. **Eco Nordeste**. Fortaleza, 10 de Julho de 2020. Disponível em: <https://agenciaeconordeste.com.br/ambientalistas-e-pesquisadores-denunciam-projeto-que-pode-destruir-dunas-da-sabiaguaba/>. Acesso em: 5 de nov. 2020.

ANDRADE, M.C. de. **Geografia, região e desenvolvimento**. São Paulo: Brasiliense, 1971.

ANEAS DE CASTRO, S.D. Riesgos y peligros: una visión desde la geografía. **Revista Electrónica de Geografía y Ciencias Sociales**. Barcelona, n. 60, 2000.

- ANGEL, S; PARENT, J; CIVCO, D. L.; BLEI, A; POTERE, D. The Dimensions of Global Urban Expansion: Estimates and Projections for all Countries, 2000–2050. **Progress in Planning**, v. 75, p. 53-107, 2011.
- ANTHOFF, D.; NICHOLLS, R. J.; TOL, R. S. J.; VAFEIDIS, A. T. Global and regional exposure to large rises in sea-level: a sensitivity analysis. **Working Paper**, n. 96, 2006. Disponível em: http://www.tyndall.ac.uk/sites/default/files/wp96_0.pdf. Acesso em: 24 de set. 2020.
- BECK, U. **Sociedade de risco: rumo a outra modernidade**. 2. ed. São Paulo: Editora 34, 2011.
- BIRD, E.C.F. **Coastal Geomorphology: An introduction**. 2 ed. Chinchester: Wiley and Sons, 2008.
- BIRD, E.C.F. Recent changes on the world's Sandy shorelines. In: BIRD, E.C.F; KOIKE, K. (eds). **Coastal dynamics and scientific sites**. Department of Geography, Kowazawa University, Japan, 1981.
- BRASIL. Ministério do Meio Ambiente. **Panorama das cidades**. Disponível em: <https://www.ibge.gov.br/cidades-e-estados/ce/fortaleza.html>. Acesso em 08 nov. 2020.
- BRASIL. **Decreto Federal n. 5300**. Regulamenta a Lei no 7.661, de 16 de maio de 1988, que institui o Plano Nacional de Gerenciamento Costeiro, dispõe sobre regras de uso e ocupação da zona costeira e estabelece critérios de gestão da orla marítima, e dá outras providências. 2004. Disponível em: <http://www2.mma.gov.br/port/conama/legiabre.cfm?codlegi=531>. Acesso em: 04 nov. 2020.
- BRASIL. Grupo de Integração do Gerenciamento Costeiro – GI-GERCO/CIRM. **Guia de Diretrizes de Prevenção e Proteção à Erosão Costeira** – Brasília/DF, 2018. 111 p (2018b).
- BRASIL. **Lei n. 7.661, de 16 de Maio de 1988**. Dispõe sobre o Plano Nacional de Gerenciamento Costeiro. Disponível em: https://www.mma.gov.br/images/arquivo/80033/0.PNGC-II97%20Resolucao05_97.CIRM.pdf. Acesso em: 04 nov. 2020.
- BRASIL. Ministério do Meio Ambiente. **Implementação em territórios com urbanização consolidada**. Brasília: MMA/MPO, 2006.
- BRASIL. Ministério do Meio Ambiente. **Panorama da Erosão Costeira no Brasil** [recurso eletrônico] / Ministério do Meio Ambiente, Secretaria de Recursos Hídricos e Qualidade Ambiental, Departamento de Gestão Ambiental Territorial; Organização Dieter Muehe. Brasília: MMA (2018a).
- BRASIL. Ministério do Meio Ambiente. **Programa Nacional para Conservação da Linha de Costa – PROCOSTA** [recurso eletrônico]. Brasília: MMA/ SRHQA/DGAT. 2018. Disponível em: <http://www.mma.gov.br/publicacoes/gestaoterritorial/category/198-gestao-costeira-procosta>. Acesso em set. 2020. (2018d)
- BRASIL. Ministério do Meio Ambiente. **Projeto Orla: Fundamentos para gestão integrada**. Brasília: MMA/MPO, 2006.
- BRASIL. Portaria N° 461, de 13 de dezembro de 2018. **Aprova a relação dos municípios abrangidos pela faixa terrestre da Zona Costeira brasileira**. Brasília, 13/12/2018 (2018c).

- BRASIL. **Subsídios para um projeto de gestão**. Brasília: MMA/MPO, 2004.
- CALLIARI, L.J.; MUEHE, D.; HOEFEL, F. G.; TOLDO JUNIOR, E. Morfodinâmica praial: uma breve revisão. **Revista Brasileira de Oceanografia**. São Paulo, v. 51, p. 63-78, 2003.
- CEARÁ. Superintendência Estadual do Meio Ambiente (SEMACE). **Planos de Gestão Integrada da Orla Marítima – PGI**. Disponível em: <https://www.sema.ce.gov.br/gerenciamento-costeiro/planos-de-gestao-integrada-da-orla-maritima-pgi/>. Acesso em 05/2021.
- CLAUDINO-SALES, V.; WANG, P.; CARVALHO, A.M. Interactions between Various Headlands, Beaches, and Dunes along the Coast of Ceara' State, Northeast Brazil. **Journal of Coastal Research**, v. 34, n. 2, p. 413 – 428, 2017.
- COMISSÃO ECONÔMICA PARA A AMÉRICA LATINA. **Vulnerabilidad Sociodemográfica: viejos y nuevos riesgos para comunidades, hogares e personas**. Brasília: CEPAL/ECLAC, 2002.
- COWELL, P.J.; THOM, B.G. **Morphodynamics of Coastal Evolution**. In: CARTER, HOEFEL, F.G. **Morfodinâmica de Praias Arenosas: uma revisão bibliográfica**.
- IBGE divulga estimativa da população dos municípios para 2020. **Agência IBGE Notícias**. 27/08/2020. Disponível em: <https://agenciadenoticias.ibge.gov.br/agencia-sala-de-imprensa/2013-agencia-de-noticias/releases/28668-ibge-divulga-estimativa-da-populacao-dos-municipios-para-2020>. Acesso em 10/2020.
- Instituto Brasileiro de Geografia e Estatísticas (IBGE). **Censo 2011: Resultados preliminares**. Disponível em: <https://www.ibge.gov.br/cidades-e-estados/ce/fortaleza.html>. Acesso em: 12 nov. 2020.
- Instituto Brasileiro de Geografia e Estatísticas (IBGE). **Perfil Básico Municipal 2017**. Disponível em: https://www.ipece.ce.gov.br/wp-content/uploads/sites/45/2018/09/Paracuru_2017.pdf. Acesso em: out. 2020.
- Instituto Brasileiro de Geografia e Estatísticas (IBGE). **Resultados do Censo 2010**. Rio de Janeiro, 2011. Disponível em: <https://sidra.ibge.gov.br/tabela/1121>. Acesso em: 13 nov. 2020.
- Itajaí: Editora da Univali, 1998.
- John Wiley & Sons, 1999.
- LEAL, K.B.; BONETTI, J.; PEREIRA, P.S. Influência da orientação de praia na retração da linha de costa induzida por marés de tempestade: Armação e Canasvieiras, Ilha de Santa Catarina – SC. **Revista Brasileira de Geografia Física**, v.13, n.04, p. 1730-1753, 2020.
- LINS-DE-BARROS, Flavia Moraes. Risco, vulnerabilidade física à erosão costeira e impactos sócio-econômicos na orla urbanizada do município de Maricá, Rio de Janeiro. **Revista Brasileira de Geomorfologia** - Ano 6, nº 2 (2005).
- MAIA, L.P.; JIMENEZ, J.; RAVENTOS, J.S.; MORAIS, J.O. The Fortaleza (NR Brazil) Waterfront: Port Versus Coastal Management. **Journal of Coastal Research**, v. 14, n. 4, p. 1284-1292, 1998.
- MEIRELES, A.J.A. Danos socioambientais originados pelas usinas eólicas nos campos de dunas do Nordeste brasileiro e critérios para definição de alternativas locais.

- Revista Franco-Brasileira de Geografia**, v. 11, p. 15-28, 2011. Disponível em: <https://journals.openedition.org/confins/6970>. Acesso em: 05 nov. 2020.
- MESQUITA, A.R. Sea-level variations along the Brazilian coast: a short review. **Journal of Coastal Research**, SI35:21-31, 2003.
- MORAIS, J. O. Aspectos do transporte de sedimentos no litoral do município de Fortaleza, Estado do Ceará, Brasil. **Arquivo de Ciências do Mar**, Fortaleza, v. 20, n. 1, p. 71-100, 1980.
- MOURA, N.S.V.; MORAN, E.F.; STROHAECKER, T. M.; KUNST, A.V. A Urbanização na zona costeira: processos locais e regionais e as transformações ambientais - o caso do litoral Norte do estado do Rio Grande do Sul, **Brasil Ciência e Natura**, Rio Grande do Sul, v. 37, n. 3, p. 594-612, 2015.
- MUEHE, D. Critérios Morfodinâmicos para o Estabelecimento de Limites da Orla Costeira para fins de Gerenciamento. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 2, n. 1, p. 35-44, 2001.
- MUEHE, D. Definição de limites e tipologias da orla sob os aspectos morfodinâmico e evolutivo. In: BRASIL. Ministério do Meio Ambiente. **Subsídios para um projeto de gestão**. Brasília: MMA e MPO, 2004.
- MUEHE, D. Erosão costeira, mudança do clima e vulnerabilidade. In: GUERRA, A.J.T.; JORGE, M.C.O. (orgs.) **Processos erosivos e recuperação de áreas degradadas**. São Paulo: Oficina de Textos, 2013.
- MUNARI, A.B. et al. Problemas socioambientais decorrentes da urbanização e turismo: estudo de caso da Lagoa das Capivaras, Garopaba (SC) Brasil. **Desenvolvimento e Meio Ambiente**, v. 44, p. 242-266, 2018.
- OBRA de aquário encalha em praia famosa de Fortaleza. **Folha de São Paulo**. Fortaleza, online, 2019. Disponível em: <https://www1.folha.uol.com.br/cotidiano/2019/04/obra-de-aquario-encalha-em-praias-famosa-de-fortaleza.shtml>. Acesso em: nov. 2020.
- OLIVEIRA, M.R.L.; NICOLODI, J.L. A Gestão Costeira no Brasil e os dez anos do Projeto Orla. Uma análise sob a ótica do poder público. **Revista de Gestão Costeira Integrada**. Florianópolis, v. 12, n. 1, p. 89-98, 2012.
- PANIZZA, A. C. *et al.* O litoral brasileiro: exploração, ocupação e preservação. **RA E GA**, Curitiba, v. 17, p. 7-16, 2009.
- PITOMBEIRA, E.S. Deformação das ondas por difração no molhe do porto do Mucuripe (Fortaleza – Ceará – Brasil). **Arquivo de Ciências do Mar**, Fortaleza, v. 16, n. 1, p. 55-58, 1976.
- PREFEITURA de Caucaia anuncia revitalização da orla do Icaraí. Fortaleza, **Diário do Nordeste**. 24 de fevereiro de 2017. Disponível em: <https://diariodonordeste.verdesmares.com.br/metro/prefeitura-de-caucaia-anuncia-revitalizacao-da-orla-do-icarai-1.1710953>. Acesso em: nov. 2020.
- Proceedings. Sydney, ASCE. Sydney, 1981.
- R.W.G.; WOODROFFE, C.D. Coastal Evolution: Late Quaternary Shoreline Morphodynamics. Cambridge: 1994.

REBOUÇAS, R.B.M. **A influência portuária no modelado e reconfiguração da orla: o caso do Porto do Mucuripe e da Praia do Serviluz (Fortaleza, Ceará, Brasil).** Dissertação (Mestrado em Geografia) - Universidade Estadual do Ceará, 2010.

SHORT, A.D. **Handbook of Beach and Shoreface Morphodynamics.** New York:

SHORT, A.D. Rip-Current Type, Spacing And Persistence, Narrabeen Beach, Australia. **Marine Geology**, v. 65, p. 47-71, 1985.

SILVEIRA, L. F.; KLEIN, A. H. F.; TESSLER, M. G. Classificação Morfodinâmica das praias do estado de Santa Catarina e do Litoral Norte do estado de São Paulo utilizando Sensoriamento Remoto. **Brazilian Journal Aquatic Science Technology**, v. 15, n. 2, p. 13-18, 2011.

SOUZA, C.R de G. **As Células de deriva litorânea e a erosão nas praias do estado de São Paulo.** Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 1997.

SOUZA, C.R de G., SOUZA FILHO, P.W.M., Esteves, S.L., VITAL, H., DILLENBURG, S.R., PATCHINEELAM, S.M. & ADDAD, J.E. (2005) - Praias Arenosas e Erosão Costeira. In: C.R. de G. Souza, K. Suguio, A.M.Santos & P.E. Oliveira (eds.). **Quaternário do Brasil.** p.130-152, Holos Editora, Ribeirão Preto, SP, Brasil.

SOUZA, C.R. de G. **A Erosão Costeira e os Desafios da Gestão Costeira no Brasil.** Revista da Gestão Costeira Integrada, v.9, n.1, p.17-37, 2009. Disponível em: . Acesso 08/2020.

TESSLER, Moysés Gonsalez.; GOYA, Samara Cazzoli y. Processos Costeiros Condicionantes do Litoral Brasileiro. **Revista do Departamento de Geografia**, 17 (2005) 11-23.

VASCONCELOS, F. P. **Gestão Integrada da Zona Costeira:** Ocupação antrópica desordenada, erosão, assoreamento e poluição ambiental do litoral. Fortaleza: Premium, 2005.

VEYRET, YVETTE. **Os riscos:** o homem como agressor e vítima do meio ambiente. São Paulo: Contexto, 2019.

Wright, L. D. 1981. Beach cut in relation to surf zone morphodynamics. In: **International Conference On Coastal Engineering**, 17. p.978-996.

WRIGHT, L.D.; SHORT, A.D. Morphodynamic variability of surf zones and beaches: a synthesis. **Marine Geology**, v. 56, p. 93-118, 1984.

WRIGHT, L.D.; SHORT, A.D.; GREEN, M.O. Short-Term Changes In The Morphodynamic States Of Beaches And Surf Zones: An Empirical Predictive Model. **Marine Geology**, v. 62, p. 339-364, 1985.



14. DELTAS DOMINADOS POR ONDAS: TRAJETÓRIA CONCEITUAL, DINÂMICA E EVOLUÇÃO A PARTIR DE EXEMPLOS DO COMPLEXO DELTAICO DO RIO PARAÍBA DO SUL

Thaís Baptista da Rocha¹, Sérgio Cadena de Vasconcelos², André Paulo Ferreira da Costa¹, Beatriz Abreu Machado¹, Mariana Silva Figueiredo¹, Lígia Padilha Novak¹, Thiago Pereira Gonçalves³ & Guilherme Borges Fernandez¹

¹Universidade Federal Fluminense (UFF); Laboratório de Geografia Física (LAGEF)
thaisbaptista@id.uff.br; dacostaandre01@gmail.com; abreu_beatriz@id.uff.br;
marianasf@id.uff.br; ligianovak@id.uff.br; guilhermefernandez@id.uff.br

²Pontifícia Universidade Católica do Rio de Janeiro (PUC-Rio); sergio-cadena@puc-rio.br

³Universidade do Estado do Rio de Janeiro (UERJ); thiagopereira.uerj@gmail.com

Resumo: Os deltas são acumulações sedimentares depositadas na zona costeira, resultantes da contribuição fluvial e do retrabalhamento destes sedimentos pela ação das ondas, marés e correntes. Além da questão do aporte sedimentar, sua ocorrência também está condicionada ao comportamento do nível relativo do mar. Na segunda metade do século XX, acompanhando o desenvolvimento dos estudos da geologia do petróleo, surgem as principais referências sobre a caracterização e a evolução geológica/geomorfológica dessas feições. Tais estudos passaram a influenciar a investigação dos deltas brasileiros que, inicialmente, foram descritos como deltas dominados por ondas, de acordo com a clássica classificação tripartite de Galloway, que considerava diferentes níveis de influência das ondas, das marés e da contribuição fluvial. Portanto, os objetivos deste capítulo são: (a) apresentar a trajetória conceitual que historicamente tem sido utilizada para compreensão da dinâmica e evolução dos deltas dominados por ondas, passando por referências recentes que têm considerado o papel das ondas como um elemento que pode induzir a morfologia assimétrica ou não desses deltas; (b) apresentar a relação das planícies deltaicas com as curvas de variação do nível médio do mar no período quaternário, destacando o período das vastas datações por Radiocarbono que foram obtidas nas planícies deltaicas brasileiras nos anos de 1980, até as novas potencialidades surgidas a partir dos anos 2000 com o aperfeiçoamento da geocronologia por Luminescência Opticamente Estimulada (LOE); (c) e discutir a influência antropogênica nos deltas e nas suas respectivas bacias de drenagem, frente ao fenômeno da erosão costeira e aos cenários futuros das mudanças climáticas. Parte dessas discussões serão demonstradas a partir do histórico de pesquisas e trabalhos publicados, e em andamento, no Complexo Deltaico do Rio Paraíba do Sul, localizado no litoral fluminense.

Palavras-Chave: Deltas, deltas assimétricos dominados por ondas, nível médio do mar, ondas, LOE, influência antropogênica

Abstract: Deltas are sedimentary deposits in the coastal zone, originated by the interaction between fluvial sediments and their reworking by waves, tides, and currents action. Deltas' development is conditioned not only by fluvial sediment input but also by relative sea level behavior. In the second half of the 20th century, following the development of petroleum geology studies, the main references about the characterization and geological / geomorphological evolution of deltaic environments began to appear. Such studies influenced the investigation of Brazilian deltas, interpreted as dominated by waves, according to the classic tripartite classification model by Galloway, which considered different levels of influence of waves, tides and fluvial contribution. Therefore, the objectives of this chapter are: (a) to present a conceptual trajectory that has historically been used to understand the dynamics and evolution of deltas dominated by waves, including recent references that discuss how waves can induce asymmetric delta morphology; (b) to present the relation between the development of deltaic plains and the sea level behavior during Quaternary period, highlighting Radiocarbon dating during the 1980s and the Optically Stimulated Luminescence (OSL) dating contributions since the 2000s; (c) and to discuss the anthropogenic influence on deltas and their drainage basins against coastal erosion and climate change future scenarios. This chapter is anchored on finished and ongoing researches at Paraíba do Sul River Deltaic Complex (PSRDC), at the littoral of Rio de Janeiro state.

Keywords: Deltas, wave-dominated asymmetric deltas, sea level, waves, OSL, anthropogenic influence

Tema: Geomorfologia Costeira

1. INTRODUÇÃO: ASPECTOS GERAIS E FATORES CONTROLADORES NA DINÂMICA E EVOLUÇÃO DOS DELTAS.

Os deltas são feições deposicionais de transição entre o ambiente continental e marinho, cuja construção se dá pelos sedimentos trazidos por um rio que, ao se depositarem no oceano, são retrabalhados por ondas, marés e correntes. Através dessas forçantes, os sedimentos passam a se acumular na frente da desembocadura fluvial, o que normalmente leva ao avanço da linha de costa em direção ao oceano e a consequente progradação do prisma deposicional (WRIGHT E COLLEMAN, 1973; SUTER, 1994; MASSELINK E HUGHES, 2003; ANTHONY, 2015). Contudo, nem todo rio que chega ao mar terá condições de formar um delta, uma vez que isso depende das características da bacia de drenagem e da bacia receptora (por exemplo, um oceano, um golfo, uma baía ou um lago), bem como das características hidrodinâmicas e oceanográficas das forçantes envolvidas (Figura 1).

Nesse sentido, chama a atenção a influência de fatores como a tectônica e o clima na distribuição global dos deltas (Figura 1). De acordo com Inman e Nordstrom (1971),

quase 90% dos maiores deltas estão localizados em costas de margem passiva e à sombra de arcos de ilhas. No caso do controle tectônico referente às margens passivas, essa característica favorece o desenvolvimento de extensas bacias de drenagens, o que tende a gerar uma elevada produção sedimentar para a construção dos deltas. Já no caso das costas que estão defronte aos arcos de ilhas, estes tendem a amenizar a energia das ondas que chegam ao continente, favorecendo a deposição sedimentar nas proximidades das desembocaduras fluviais (exemplo dos deltas na borda asiática do oceano Pacífico, como o delta do rio Mekong, no Vietnã).

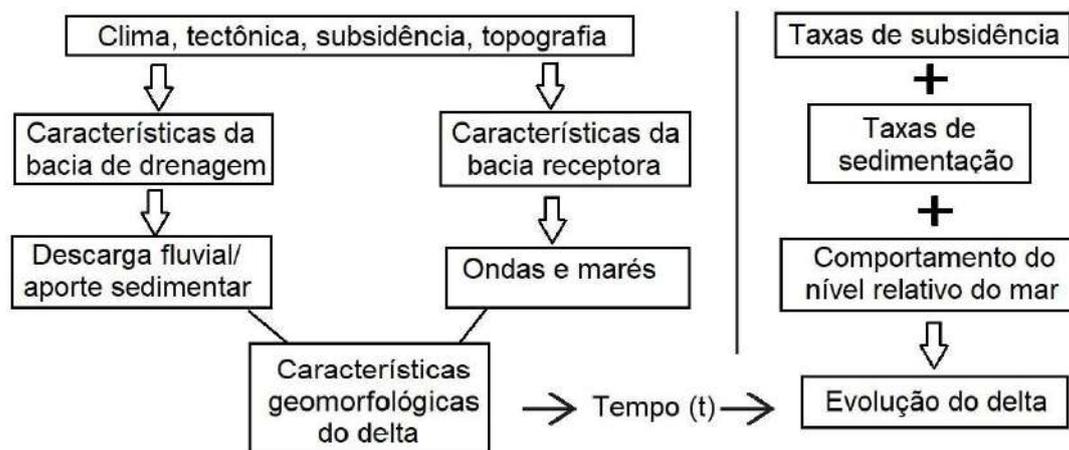


Figura 1. Fatores controladores da dinâmica e evolução dos deltas. Modificado de Eliot (1986); Masselink e Hughes (2003)

Além disso, essa distribuição global também possui ocorrência predominante entre as latitudes baixas e médias, devido aos maiores índices de precipitação e do intemperismo químico nas bacias de drenagem, o que também tende a influenciar a descarga sedimentar fluvial. Contudo, mesmo que o aporte sedimentar seja expressivo e suficiente para a formação de uma feição deltaica, essa deposição irá também depender das condições de ondas, marés e correntes que atuam na bacia receptora. Nesse sentido, é necessário que a energia dessas forçantes permita a deposição dos sedimentos trazidos pelo rio nas adjacências da desembocadura fluvial, ao invés de transportá-los ao longo da linha de costa. Essa relação configura o balanço entre “produção sedimentar” e “fluxo de energia” da respectiva área de acumulação (DAVIES JR., 1983).

Embora a variação do grau de energia entre as forçantes mencionadas (ondas, marés e rios) é o que gera as diferenças morfológicas dos deltas, existem três unidades fisiográficas comuns em praticamente todos eles, que englobam os ambientes subaéreo e subaquoso: (i) a planície deltaica; (ii) a frente deltaica; e (iii) o prodelta. Nas planícies deltaicas, ocorrem feições que são formadas pela dinâmica fluvial, como planícies de inundação, canais tributários, meandros abandonados e diques marginais; e também pela dinâmica oceanográfica, como cristas de praia, planícies de marés, lagoas, pontais arenosos e até manguezais (Figura 2).

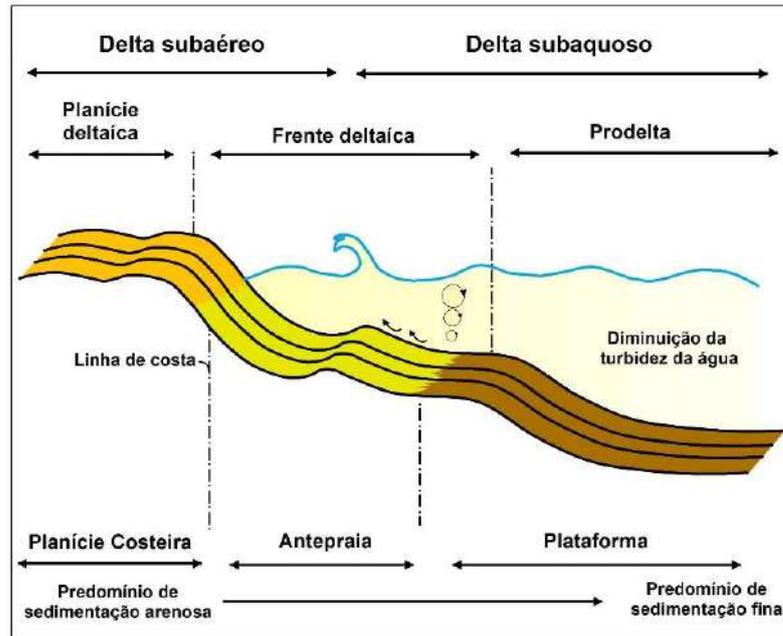


Figura 2. Os subambientes morfo-sedimentares dos deltas (Modificado de PENG *et al.* 2018).

Já a frente deltaica é considerada a unidade dinamicamente mais ativa, onde ocorrem a deposição de sedimentos mais grosseiros e a formação de feições subaquosas como as barras arenosas que, posteriormente podem ser incorporadas à planície deltaica, promovendo a progradação do sistema deposicional. Essa hidrodinâmica é controlada pela velocidade do fluxo fluvial na foz, o gradiente submarino, e a distribuição vertical da densidade da coluna d'água, relacionado ao *input* de água doce e salgada no ambiente estuarino (ver WRIGHT, 1977; MASSELINK E HUGHES, 2003). Finalmente, o prodelta é caracterizado como a unidade de deposição de sedimentos finos, como silte e argila, associada à decantação que ocorre comumente num ambiente menos energético, como em profundidades onde as ondas já não são tão capazes de remobilizar o fundo.

Ainda sobre as forças hidro-oceanográficas que atuam na dinâmica dos deltas, Galloway (1975) produziu a conhecida classificação tripartite (cujas ideias iniciais já apareciam em WRIGHT E COLEMAN, 1973) onde, de acordo com a predominância entre as forças mencionadas, os deltas poderiam ser do tipo: (i) dominados por regime fluvial; (ii) dominados por marés; e (iii) dominados por ondas (Figura 3). Os deltas dominados por regime fluvial costumam estar em locais mais protegidos da ação das ondas, como golfos e baías; comumente estão em áreas de regime de micro-maré; e normalmente, o rio que dá origem ao delta está inserido numa expressiva bacia de drenagem. Em função dessas características hidrodinâmicas, o delta tende a assumir uma configuração morfológica na forma de “pés-de-pássaro”, cujo o exemplo mais representativo dessa tipologia é o delta do rio Mississippi (EUA).

Já o delta dominado por marés possui como característica principal estar sob a influência de uma elevada amplitude de maré, de forma que esta atue de forma mais expressiva que a ação fluvial e as ondas. Em função das correntes que são geradas pelo

regime de marés, barras alongadas são depositadas à frente da desembocadura resultando na progradação do sistema deposicional, apesar de apresentar uma configuração morfológica que geralmente se assemelha a uma feição estuarina. Um dos exemplos mais representativos dessa tipologia é o delta do Ganges–Brahmaputra, em Bangladesh. No caso do litoral brasileiro, o rio Amazonas também pode ser considerado um delta do tipo dominado por marés, embora a característica de progradação do sistema deposicional seja mais evidente na porção subaquosa do que na planície deltaica (GOODBRED E SAITO, 2012).

Com relação aos deltas do tipo “dominado por ondas”, estes possuem como característica a maior exposição à ação das ondas, frente a uma baixa amplitude do regime de marés (< 2 metros). A sedimentação da planície e da frente deltaica tendem a ser predominantemente arenosa, cuja deposição pode se dar na forma de barras submarinas distribuídas à frente da desembocadura. Essas barras são posteriormente retrabalhadas por ondas e correntes de deriva litorânea, e incorporadas à planície na forma de cristas de praia, gerando a configuração morfológica do delta na forma de cúspide. Podem ainda, ocorrer a formação de pontais arenosos (*spits*) e de dunas costeiras recobrendo parte da planície deltaica. Os deltas da costa leste brasileira, como os deltas do rio Paraíba do Sul, do rio Doce, do rio Jequitinhonha e do rio São Francisco historicamente foram agrupados nessa tipologia de delta, cujas publicações pioneiras se iniciaram entre as décadas de 70 e 80 do século XX, como em Bacocoli, 1971; Dias e Gorini, 1980; Dominguez *et al.* 1981; Dias *et al.* 1984; Silva, 1987.

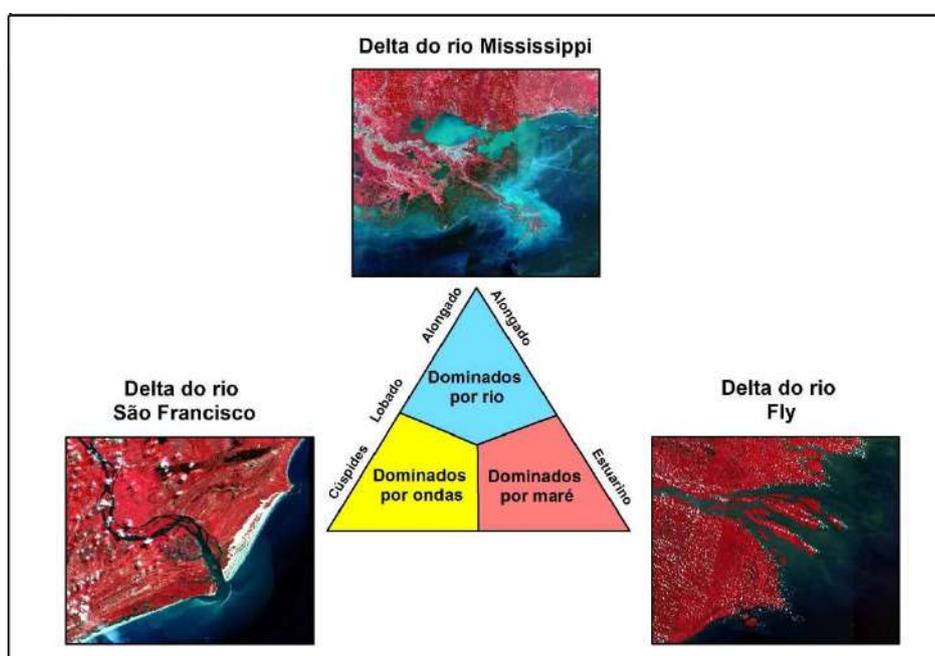


Figura 3. Modelo de classificação dos deltas de acordo com as forças predominantes e as repostas morfológicas de acordo com Galloway, 1975. (Modificado de GALLOWAY, 1975).

Entre o final dos anos 80 e 90 do século passado, alguns autores chamaram a atenção para o fato de que nem todas as planícies de cristas de praia (*beach ridges*

strandplain) formadas próximas a desembocaduras fluviais poderiam ser considerados deltas dominados por ondas (READING E COLLINSON, 1996; DOMINGUEZ *et al.* 1981), o que gerou uma série de discussões acerca da característica deltaica das planícies costeiras da costa leste do Brasil. Algumas indagações e reinterpretações passavam por questões relacionados à fonte sedimentar da construção das planícies, do papel do comportamento do nível médio do mar no Holoceno e da deriva litorânea no transporte de sedimentos, conforme apontou Dominguez (1996).

Portanto, os objetivos deste capítulo são: (a) apresentar a trajetória conceitual que historicamente tem sido utilizada para compreensão da dinâmica e evolução dos deltas dominados por ondas, passando por referências recentes que têm considerado o papel das ondas como um elemento que pode induzir a morfologia assimétrica ou não desses deltas; (b) apresentar a relação das planícies deltaicas com as curvas de variação do nível médio do mar no período quaternário, destacando o período das vastas datações por Radiocarbono (C^{14}) que foram obtidas nas planícies deltaicas brasileiras nos anos de 1980, até as novas potencialidades surgidas a partir dos anos 2000, com o aperfeiçoamento da geocronologia por Luminescência Opticamente Estimulada (LOE); (c) e discutir a influência antropogênica nos deltas e nas suas respectivas bacias de drenagem, frente ao fenômeno da erosão costeira e aos cenários futuros das mudanças climáticas. Parte dessas discussões serão demonstradas a partir do histórico de pesquisas e trabalhos publicados, e em andamento, no Complexo Deltaico do Rio Paraíba do Sul (CDRPS), localizado no litoral fluminense.

2. O COMPLEXO DELTAICO DO RIO PARAÍBA DO SUL (CDRPS)

O CRDPS é considerado como uma área que engloba uma série de feições deposicionais associadas às diferentes fases de deltação do rio Paraíba do Sul e às mudanças de comportamento do nível médio do mar, que ocorreram durante o Quaternário (DIAS, 1981). Esse complexo de feições é bordejado pelos tabuleiros costeiros referentes à Formação Barreiras, cuja origem se deu no Período Neógeno; e engloba uma área equivalente à 2.500 km², sendo considerada a porção emersa da Bacia de Campos (Figura 4B). O CDRPS pode ser subdividido em dois segmentos principais, a partir do Cabo de São Tomé: o setor meridional e o setor setentrional (DIAS, 1981; SILVA, 1987; ROCHA *et al.* 2013).

O setor meridional possui como feições principais a Lagoa Feia e a planície costeira a sudoeste, formada por um conjunto de cristas de praia de idade pleistocênica e uma estreita barreira transgressiva (Figuras 4B, 7B, 8A), formada há pelo menos 6.000 anos A.P. (ver FERNANDEZ E ROCHA, 2015). Essa planície pleistocênica seria um registro paleodeltaico associado a um período em que, possivelmente, o rio Paraíba do Sul desaguava nas imediações do Cabo de São Tomé (SILVA, 1987), ainda que tal cenário paleogeográfico seja até hoje alvo de debate. Cabe também destacar que cerca de 150 km² dessa planície costeira está inserida no Parque Nacional de Restingas de Jurubatiba

(PARNA Restinga Jurubatiba), devido à elevada biodiversidade que compõe os ecossistemas de restingas, brejos e lagoas.

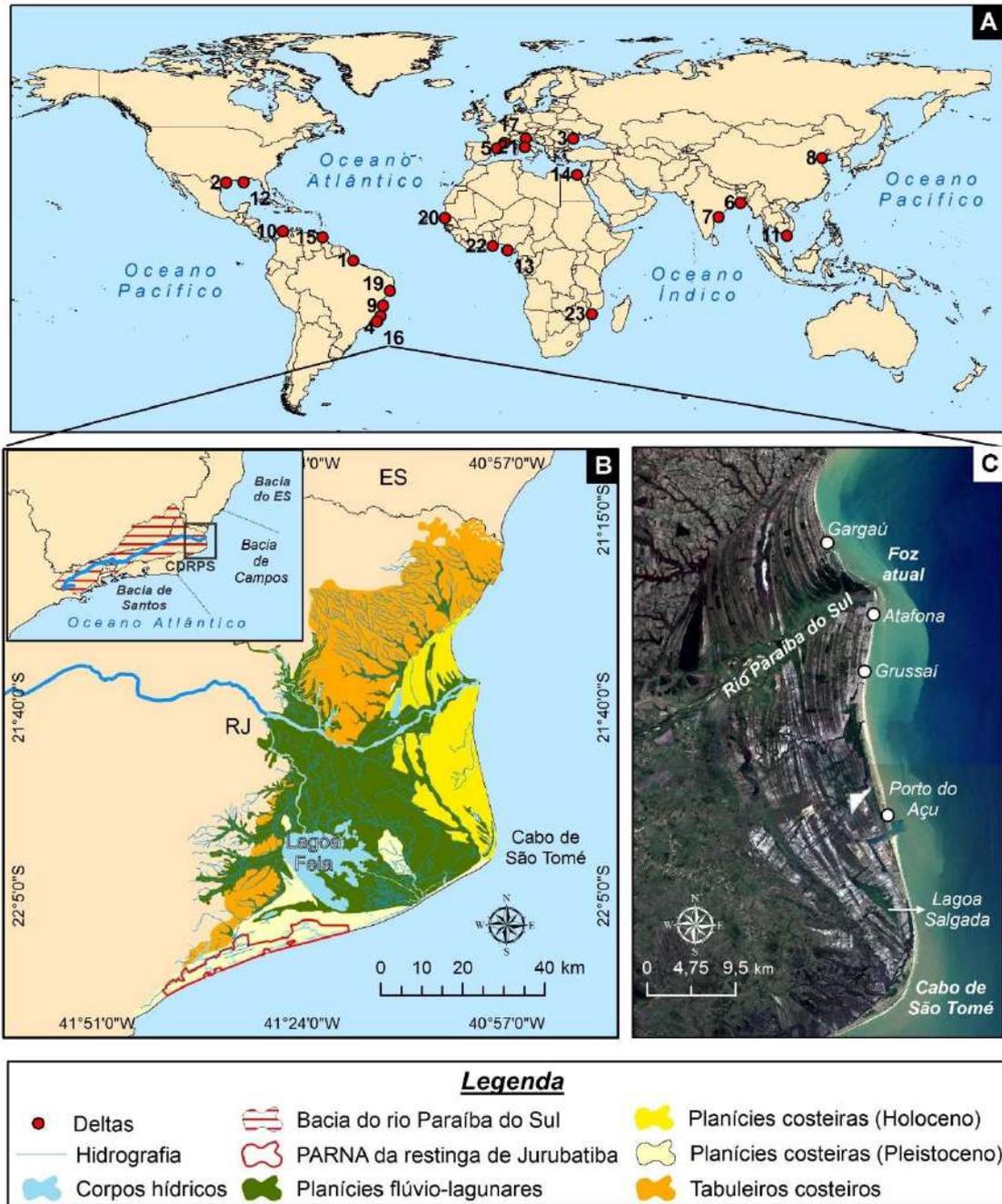


Figura 4. (A) Distribuição global de alguns dos maiores deltas do mundo, em ordem alfabética: 1. Amazonas; 2. Brazos; 3. Danúbio; 4. Doce; 5. Ebro; 6. Ganges-Brahmaputra; 7. Godavari; 8. Huanghe; 9. Jequitinhonha; 10. Magdalena; 11. Mekong; 12. Mississipi; 13. Níger; 14. Nilo; 15. Orinoco; 16. Paraíba do Sul; 17. Po; 18. Rhone; 19. São Francisco; 20. Senegal; 21. Tiber; 22. Volta. (B) A bacia do rio Paraíba do Sul, cujos limites são compartilhados com os estados de SP, MG e RJ. Destaque para a localização do Complexo Deltaico do rio Paraíba do Sul (CDRPS), que abrange cerca de 1/5 do litoral fluminense. O setor meridional do CDRPS (ao sul do Cabo de São Tomé), é caracterizado por uma planície costeira de idade pleistocênica; enquanto o setor setentrional, é caracterizado pelo delta moderno, de idade holocênica (fig. 4C).

Já o setor setentrional possui como feição principal o delta moderno do rio Paraíba do Sul, cuja bacia de drenagem se concentra entre os estados do São Paulo, Minas Gerais e Rio de Janeiro, totalizando uma área de cerca de 55.500 km². O delta moderno foi formado após o Máximo Transgressivo do Holoceno, há cerca de 5.500 anos A.P. para o caso da costa brasileira (MARTIN *et al.* 1993; ANGULO *et al.* 2006), condicionado pelo abaixamento no nível médio do mar e pelo expressivo aporte sedimentar fluvial (DIAS E GORINI, 1980; DOMINGUEZ *et al.* 1981; DIAS e KJERFVE, 2009). Esse cenário gerou uma progradação do sistema deltaico e um conseqüente avanço da linha de costa de cerca de 15km nos últimos milhares de anos, a partir da incorporação de sucessivas cristas de praia, em ambos os flancos do delta.

Com relação às condições oceanográficas, o clima de ondas possui um padrão bimodal, com ondas provenientes de E/NE, associados à atuação dos ventos locais decorrentes da influência do Anticiclone do Atlântico Sul (ASAS); e ondas provenientes de S/SE, decorrentes da passagem de Sistemas Frontais (SFs). As ondas possuem uma altura média de cerca de 1,6 m, embora possam ocorrer ondas com alturas superiores à 4 m, que são características de eventos de tempestade, associados aos SFs (SOUZA *et al.* 2015; VASCONCELOS *et al.* 2016). A amplitude de maré de sizígia é de cerca de 1,3 m, o que configura um padrão de micromaré.

3. TRAJETÓRIA CONCEITUAL: DAS “PLANÍCIES COSTEIRAS ASSOCIADAS A DESEMBOCADURAS FLUVIAIS EM AMBIENTES DOMINADOS POR ONDAS” AOS “DELTAS ASSIMÉTRICOS DOMINADOS POR ONDAS”

Os trabalhos de Fisher *et al.* (1969), Wright e Coleman (1973) e Galloway (1975), que foram pioneiros quanto à ideia de classificação dos deltas correlacionando as características morfológicas às forçantes dominantes, estão inseridos no contexto científico de expansão da geologia do petróleo nos EUA, durante a década de 70 do século XX. A busca pela compreensão da ocorrência e prospecção do petróleo fez com que a atenção dos geocientistas se direcionasse aos deltas, já que estes se caracterizam como análogos modernos de rochas reservatórios para hidrocarbonetos. Este movimento gerou muitas publicações sobre os deltas e sobre a sedimentação deltaica, principalmente no Boletim da AAPG (*American Association of Petroleum Geologists*), bem como em um simpósio específico no ano de 1970, organizado pela mesma Associação, denominado de “Sedimentação deltaica e a ocorrência de petróleo” (WEIMER, 1971).

No Brasil, esse contexto científico também foi observado durante a segunda metade do século XX, fomentado pela empresa Petrobrás e pelo DNPM (Departamento Nacional de Produção Mineral), onde um grupo de pesquisadores publicaram uma série de relatórios técnicos e de artigos em Boletins Técnicos que se tornaram referências pioneiras sobre dinâmica e evolução dos deltas brasileiros (LAMEGO, 1955; BACOCOLI, 1971; BANDEIRA *et al.* 1975; ARAUJO E BEURLIN, 1975). Lamego (1955) publicou um dos primeiro modelos de evolução do CDRPS, onde sugeria uma

série de fases de avulsão do rio Paraíba do Sul, o que teria levado à formação de novas planícies deltaicas e ao abandono de antigas, ainda que, a essa época, não houvesse total compreensão dos ciclos e efeitos das variações do nível do mar no Quaternário; tampouco se havia publicado os trabalhos sobre sedimentação deltaica e modelos de classificação dos deltas em função das forçantes hidrodinâmicas predominantes.

Já Bacocoli (1971), influenciado pela publicação de Fisher *et al.* (1969), que classificava os deltas em “altamente construtivos” e “altamente destrutivos”, sendo esse último podendo ser do tipo “dominado por ondas” ou “dominados por marés”, classificou o delta do rio Amazonas em “altamente destrutivo dominado por marés”; enquanto que os deltas do rio Paraíba do Sul, do rio São Francisco, do rio Doce, do rio Jequitinhonha e do rio Paranaíba foram classificados como “altamente destrutivos dominados por ondas”. O termo “altamente destrutivo” era designado para deltas cujas fácies de sedimentação eram predominantemente marinhas, enquanto que o “altamente construtivo” era designado para deltas com fácies de sedimentação predominantemente fluviais. Seguidamente, trabalhos nos deltas do rio Paraíba do Sul (DIAS, 1981) e do rio Doce (BANDEIRA JR. *et al.* 1979) reafirmavam a natureza deltaica das respectivas planícies costeiras, bem como a influência das ondas como forçante dominante na dinâmica dessas feições.

Já entre os anos 80 e os anos 90 do século XX, quando se passou a compreender melhor o comportamento do nível relativo do mar durante o holoceno na costa brasileira, uma série de trabalhos foi publicada por autores nacionais, questionando se as planícies costeiras associadas a desembocaduras fluviais poderiam ser consideradas como deltas, conforme inicialmente aparece em Dominguez *et al.* (1981). Os autores sugerem que a sedimentação fluvial não seria a principal fonte de construção das planícies deltaicas e, portanto, não seriam também a principal responsável pela progradação do sistema deposicional e, logo, não poderiam ser considerados como deltas. Considerando também as publicações posteriores de Dominguez *et al.* (1983), Dominguez *et al.* (1990) e Martin *et al.* (1993), esses autores defenderam que as principais fontes de sedimentação para a construção dessas planícies estariam associadas à diminuição relativa do nível do mar e também à contribuição do transporte sedimentar por deriva litorânea.

Especificamente sobre o papel do comportamento do nível do mar na construção das planícies, os autores citam o modelo de Brunn (1962) para explicar a transferência de sedimentos da antepraia em direção à praia, e a consequente progradação do sistema deposicional associadas às planícies costeiras. O modelo pressupõe um perfil de equilíbrio, que pode ser alterado em um cenário de subida do nível do mar. Como resposta, o sistema praia-antepraia buscaria novamente o equilíbrio, a partir da transferência de sedimentos da praia em direção à antepraia, provocando erosão no ambiente praiado e aumento da base do assoalho da antepraia, similar ao nível de subida do nível médio do mar.

Cabe ressaltar que esse modelo também é aplicado na situação inversa sendo, desta forma, aplicado à discussão sobre a construção dos deltas, ao se considerar um cenário de

abaixamento do nível do mar. Nesse caso, como forma de buscar o equilíbrio, haveria transferência de sedimentos da antepraia em direção à praia, provocando a progradação do prisma praial e o avanço da linha de costa, ao mesmo tempo em que haveria a diminuição da base do assoalho da antepraia, numa ordem similar ao nível de abaixamento do nível do mar (Figura 5B). Consequentemente, isso implica em assumir que os sedimentos que compõe as planícies deltaicas seriam reliquiárias, isto é, que já estariam disponíveis na plataforma continental, reforçando a ideia de que as planícies não teriam sido construídas por sedimentos modernos oriundos da contribuição fluvial.

Logo, de acordo com Dominguez (1990), a aplicação do termo ‘delta’ a ambientes dominados por ondas seria equivocada e que, portanto, as zonas de progradação associadas aos rios que desaguam no oceano deveriam ser chamadas de “planícies costeiras associadas a desembocaduras fluviais em ambientes dominados por ondas”.

Por outro lado, os trabalhos que vinham sendo desenvolvidos no Complexo Deltaico do rio Paraíba do Sul (CDRPS) durante esse período por um grupo de pesquisadores vinculados ao Laboratório de Geologia Marinha (LAGEMAR) da UFF, colocavam tais questões em debate. Murillo *et al.* (2009), a partir da aquisição de dados geofísicos, batimétricos e faciológicos da antepraia, nas imediações do delta do rio Paraíba do Sul, verificaram que as lamas de prodelta cobriam os sedimentos relíquias da plataforma e que, portanto, estes não poderiam ser a fonte de sedimentos para a construção da planície. Mas sim, uma estreita faixa da antepraia (até 500 m da linha de costa) composta por sedimentos modernos oriundos diretamente do rio, o que comprovaria a natureza deltaica da respectiva feição deposicional referente à porção subaérea do delta, que já havia sido também demonstrado por Dias *et al.* (1984). Tais questionamentos e discussões com relação à natureza deltaica das planícies costeiras brasileiras, ganharam repercussão internacional conforme aparecem em Bhattacharya e Giosan (2003) e Anthony (2015).

Mesmo com essa discussão superada já no início dos anos 2000, em paralelo também se discutia a questão da morfologia assimétrica dos deltas dominados por ondas, que poderiam apresentar como características: a assimetria morfométrica entre os flancos que compõe a planície deltaica; formas de progradação distintas entre os flancos; e a ocorrência de feições secundárias, como pontais (*spits*), sistemas barreira-laguna e lagoas em um dos flancos dos deltas (notar a assimetria do delta do rio Paraíba do Sul na Figura 4C). De acordo com Dominguez (1996) e Bhattacharya e Giosan (2003), o que explicava a forma assimétrica era o “efeito do molhe hidráulico”, mecanismo descrito previamente por Komar (1973). Esse mecanismo reforçava o papel do transporte lateral de sedimentos trazidos por correntes de deriva litorânea que poderiam ser bloqueados pelo fluxo fluvial que chega ao oceano, provocando a progradação no flanco à barlar do delta (*updrift*), a partir da incorporação de cristas de praias. Já no flanco à sotomar do delta (*downdrift*), a progradação ocorreria pela incorporação de sedimentos oriundos do rio gerando, inclusive, características granulométricas distintas entre os flancos, e o desenvolvimento de pontais e pequenos corpos lagunares (Figura 5A).

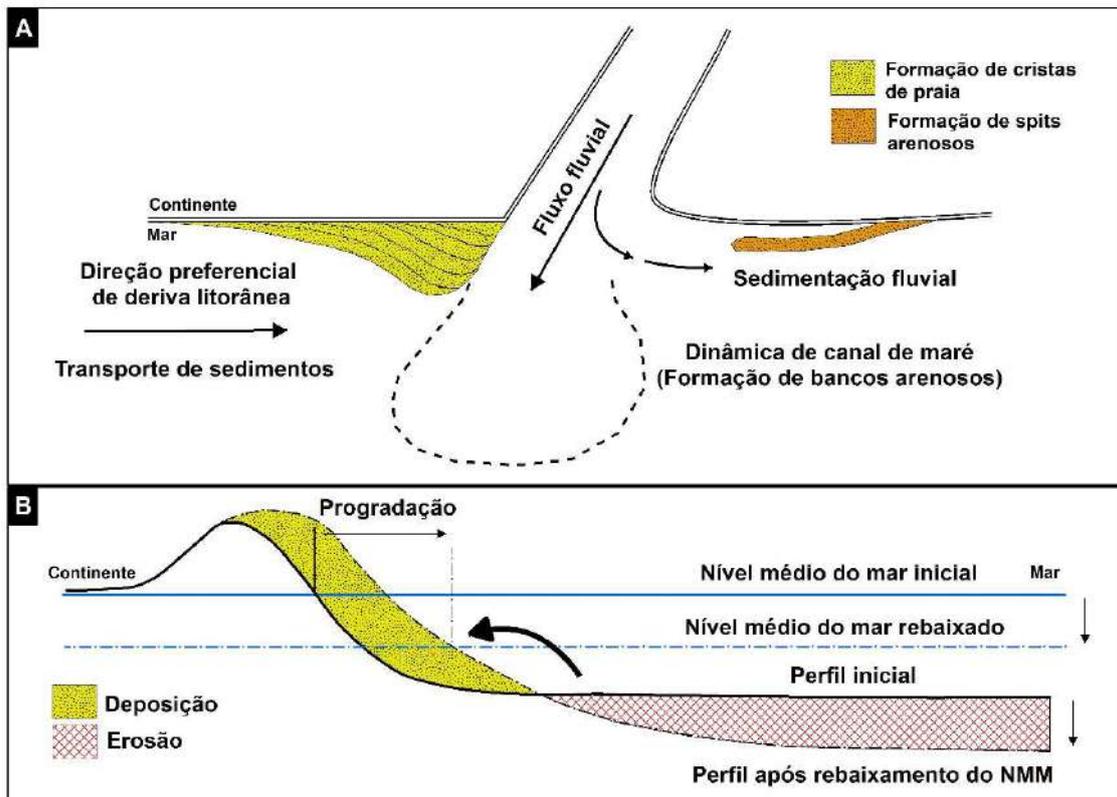


Figura 5. (A) Efeito do molhe hidráulico, descrito por Dominguez (1996). De acordo com o autor esse mecanismo seria responsável pela forma assimétrica dos deltas e pelas formas de progradação distintas em seus respectivos flancos, com a formação de cristas de praia de um lado e *spits* do outro. (B) Resposta do sistema praia-antepraia frente ao abaixamento do nível do mar, de acordo com o modelo de Brunn (1962). Notar a transferência de sedimentos da antepraia/plataforma em direção à praia.

Com o avanço da modelagem numérica para propagação de ondas, Ashton e Giosan (2011) reinterpretaram a assimetria dos deltas dominados por ondas, como consequência do ângulo de incidência das ondas que chegam em relação à frente deltaica. No trabalho pioneiro de Ashton e Murray (2005), as ondas podem ser do tipo “difusivas”, quando o clima de ondas é simétrico e elas chegam à costa praticamente sem obliquidade; ou podem ser do tipo “antidifusivas”, quando o clima de ondas é assimétrico e elas chegam com elevado grau de obliquidade em relação à costa. Essas novas premissas com relação à propagação de ondas permitiram a Ashton e Giosan (2011), por meio de modelagem numérica, relacionar a assimetria dos deltas à ocorrência de ondas “antidifusivas”, onde estas seriam responsáveis por criar as feições de instabilidade como os pontais (*spits*), as barras submarinas e as lagoas costeiras em um dos flancos do delta (Figura 6). Esta interpretação tem sido considerada em trabalhos mais recentes como em Dan *et al.* (2011), Cohen *et al.* (2014), Anthony (2015), Nienhuis *et al.* (2015), Vasconcelos *et al.* (2016).

Essas feições de instabilidade foram bem descritas no flanco norte do delta do rio Paraíba do Sul por Vasconcelos *et al.* (2016), a partir da investigação da dinâmica dos

spits e dos sistemas barreira-laguna na localidade de Gargaú (ver a localização na Figura 4C). Os autores mapearam as formas de fundo e a batimetria da frente deltaica e identificaram a formação de barras submarinas à frente da desembocadura (Figura 7A) que, posteriormente, originam a emersão de uma barreira arenosa na forma de *spit* e a consequente incorporação dela à planície, gerando a progradação do sistema deltaico. Recentemente, Costa *et al.* (2020) mapeou a dinâmica desses *spits* a partir do acervo de imagens LANDSAT e, atualmente, com o auxílio da plataforma *Google Earth Engine* (GEE). A maior resolução temporal dessas imagens tem permitido uma maior compreensão acerca da interação entre as ondas e o regime hidrológico do rio, e as respectivas influências na dinâmica dessas feições (Figura 7B).

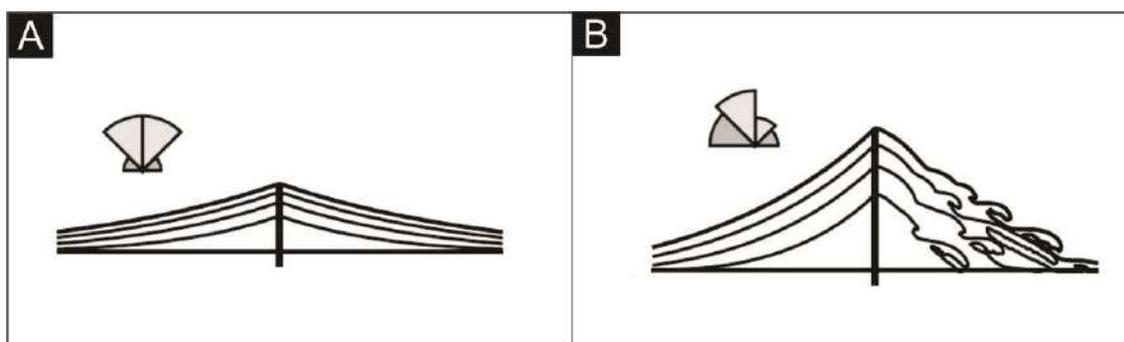


Figura 6. Exemplo de simulação da evolução morfológica de um delta dominado por ondas com diferentes climas de ondas e graus de obliquidade de incidência das ondas. (A) Simulação da evolução de um delta com forma simétrica, em função de um clima de ondas simétrico e sem obliquidade de incidência das ondas com relação à frente deltaica; (B) Simulação da evolução de um delta com forma assimétrica e consequente geração de “feições de instabilidade”, em função de um clima de ondas com elevada obliquidade de incidência das ondas com relação à frente deltaica (Modificado de ASHTON E GIOSAN, 2011).

Historicamente, a assimetria desse delta também foi associada ao efeito do “molhe hidráulico”, porém, esses autores identificaram um padrão divergente no sentido do transporte lateral de sedimentos a partir da foz, o que tornava pouco provável a hipótese do “molhe hidráulico” para a explicação da assimetria deltaica já que, para ela ocorrer, o transporte lateral no flanco sul do delta deveria ser de sul para norte (ver Figura 5A). Esse padrão divergente do transporte na foz também já tinha sido documentado por Cassar e Neves (1993). Logo, Vasconcelos *et al.* (2016) que também identificaram o padrão bimodal no clima de ondas de direção principalmente de NE e SE, levantaram a hipótese da propagação de ondas antidifusivas como possível explicação para a ocorrência das feições de instabilidade no flanco norte do delta do rio Paraíba do Sul.

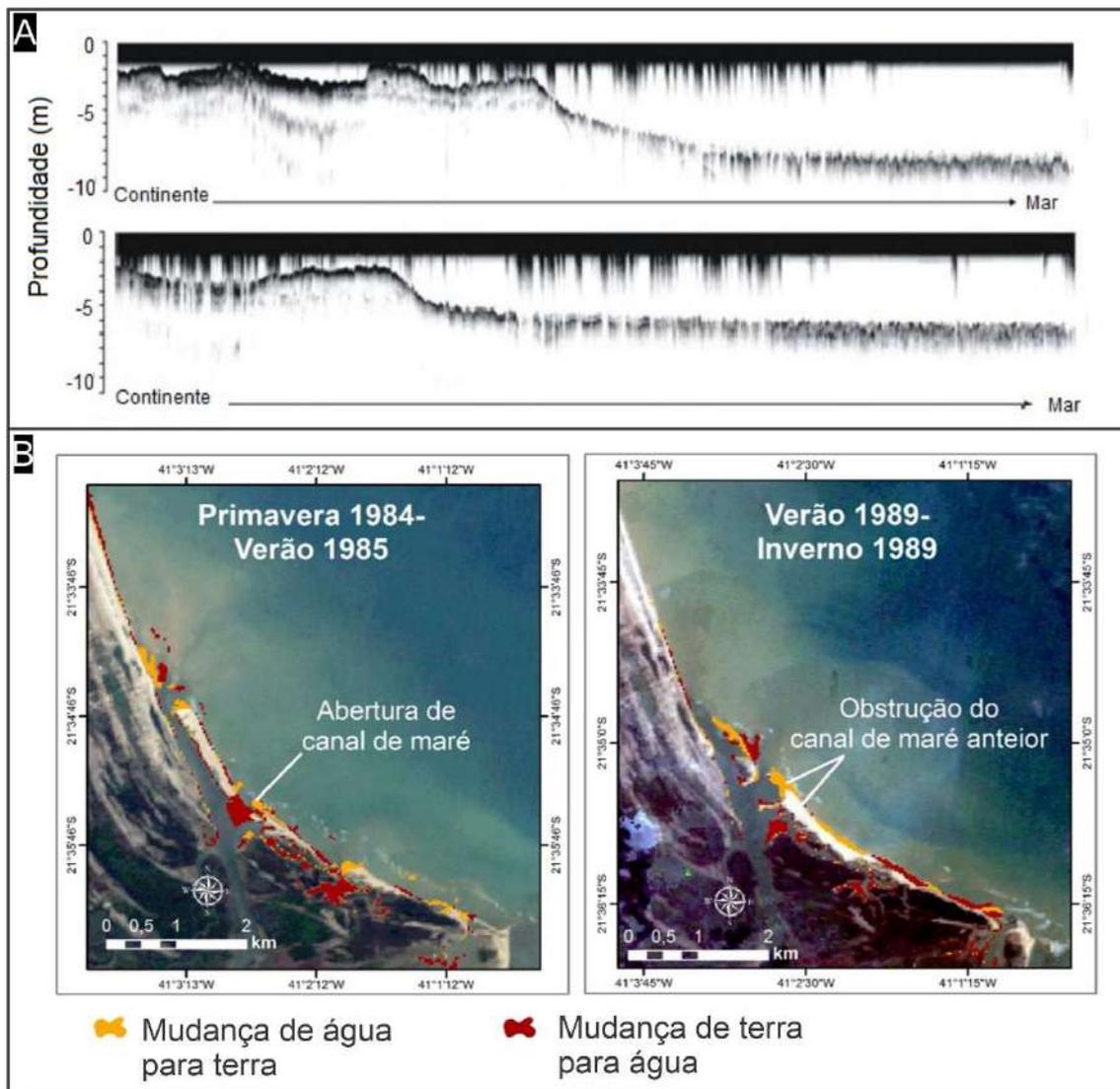


Figura 7. (A) Perfis batimétricos adquiridos na frente deltaica do rio Paraíba do Sul, com o perfilador sísmico de 10 KHz (modelo StrataBox). Nos perfis, é possível observar as barras submarinas à frente da desembocadura, que depois evoluem para a emersão de uma barreira arenosa na forma de *spits* (Fonte: modificado de VASCONCELOS *et al.* 2016). (B) Exemplo de processos mapeados sobre a dinâmica dos *spits*, a partir de técnicas de Sensoriamento Remoto, com a utilização do acervo das imagens LANDSAT, partir do desenvolvimento rotinas na plataforma GEE.

4. OS DELTAS DOMINADOS POR ONDAS E AS VARIAÇÕES DO NÍVEL MÉDIO DO MAR

A história das investigações acerca do comportamento do nível médio do mar na costa brasileira pode ser considerada intrínseca à história das investigações com relação à dinâmica e evolução das planícies deltaicas, principalmente dos rios São Francisco, Jequitinhonha, Doce e Paraíba do Sul, uma vez que elas forneciam abundantes materiais para datação por Radiocarbono (C^{14}). Esses resultados geocronológicos ajudaram na confecção das curvas holocênicas de variações do nível relativo do mar para grande parte da costa brasileira, que são utilizadas até os dias atuais. Conseqüentemente, tais resultados

também foram fundamentais para a criação de modelos de evolução das planícies costeiras frente às variações do nível do mar no Quaternário.

O modelo publicado por Dominguez *et al.* (1981) e Martin *et al.* (1993), considerado uma importante referência até hoje, reconhece oito estágios sobre a evolução dessas planícies deltaicas, mas que também tendem a ser representativas para as demais planícies costeiras do litoral brasileiro. O modelo se inicia no Plioceno (5,3 MA- 2,5 MA. Última época do período Neógeno), com a deposição da Formação Barreiras (Estágio 1); seguido da intercalação de fases de regressão e transgressão marinha no Quaternário. Nesse sentido, destaca-se o Estágio 5, com a formação de planícies costeiras pleistocênicas associado ao abaixamento do nível médio do mar, após o Máximo Transgressivo de 120 mil anos atrás (ver Figura 8D). Em seguida, os Estágios 6 e 7 descrevem o retrabalhamento e/ou afogamento da antiga planície, possivelmente dando lugar a sistemas barreira-laguna, deltas intra-lagunares e sedimentação estuarina durante a fase de subida do nível médio do mar, entre 18 mil anos até 5.500 anos A.P. (Máximo Transgressivo do Holoceno). Finalmente, o Estágio 8 descreve a construção das planícies costeiras holocênicas, em função do abaixamento do nível médio do mar entre 5.500 anos A.P. até o momento presente (ver Figura 8C).

Especificamente com relação ao CDRPS, Silva (1987) e Martin *et al.* (1993) trouxeram importantes contribuições para a construção de um modelo de evolução quaternária mais direcionado às especificidades do CDRPS, tendo como base um considerável acervo de datações por Radiocarbono (C^{14}). Tais contribuições corroboraram a idade holocênica do delta moderno do rio Paraíba do Sul, marcando o início da construção da planície deltaica a partir de 5.000 anos A.P., e o fechamento das lagoas próximo ao Cabo de São Tomé em torno de 3.000 anos atrás (ver localização na Figura 4C). Alguns truncamentos erosivos na planície foram associados por Martin *et al.* (1993) às duas oscilações de alta frequência do nível médio do mar, ocorridos há 3.800 anos e 2.700 anos A.P. No setor meridional do CDRPS, as datações por Radiocarbono estabelecidas nas lagoas posicionadas no reverso da barreira transgressiva (ver localização na Figura 8B), e que estão inseridas em grande parte nos limites do PARNA Restinga Jurubatiba, mostraram idades em torno de 6.000 anos A.P. Consequentemente, a planície costeira formada por cristas de praia (também conhecidas como cordões arenosos ou cordões litorâneos) que está à retaguarda desse sistema holocênico, foi considerada com uma provável idade Pleistocênica (Figuras 8A e 8B).

Com a popularização e o aperfeiçoamento do método da datação por Luminescência Opticamente Estimada (LOE), principalmente a partir dos anos 2000, tem sido possível um maior detalhamento geocronológico das planícies holocênicas, bem como uma maior compreensão da evolução dessas feições e do comportamento do nível médio do mar durante o Pleistoceno Superior, visto que o método pela LOE pode estimar idades de até 200 mil anos (RHODES, 2011), enquanto o Radiocarbono não ultrapassa 50 mil anos. Em termos gerais, a datação por LOE permite determinar quando um mineral (quartzo ou feldspato) foi exposto a luz solar pela última vez, levando ao estabelecimento de uma

idade numérica para um depósito sedimentar (MURRAY e WINTLE, 2000; RHODES, 2011).

Uma outra vantagem do método recai sobre o tipo de material que é datado. Na LOE, as idades são estimadas diretamente analisando grãos de quartzo ou feldspato que formam um determinado tipo de depósito (costeiro, marinho, fluvial, eólico etc.); enquanto que as idades por Radiocarbono são estimadas a partir da análise de materiais como a matéria orgânica presente em brejos e lagoas, bem como restos de conchas e troncos de árvore que podem ter sido transportados durante a deposição dos sedimentos lagunares ou das antigas paleopraias (cristas de praia). Nesse sentido, como esses materiais podem ter sofrido transporte, as idades de Radiocarbono podem não representar a idade de formação do depósito. Ainda assim, as idades por LOE também podem apresentar problemas e, por isso, recomenda-se que os dois métodos sejam utilizados conjuntamente, se possível.

As planícies deltaicas, sobretudo as relativas aos deltas dominados por ondas, continuam sendo importantes fontes para obtenção de dados geocronológicos, pois estas feições tendem a ser formadas, principalmente, por uma sucessão de cristas de praias. Estas se caracterizam como uma típica feição de praia, mas que adquire uma característica reliquiar à medida que, em função do processo de progradação do sistema deltaico, uma nova feição de praia passa a ser construída pelas ondas, tornando a antiga praia “abandonada”. Logo, as cristas de praia são consideradas paleopraias que marcam antigas posições de linha de costa e, conseqüentemente, também podem ser consideradas como importantes paleoindicadores geomorfológicos de antigas posições do nível médio do mar, ao associar as informações de altimetria e geocronologia (OTVOS, 2000; TAMURA, 2012; SCHEFFERS *et al.* 2012).

Especificamente no CDRPS, recentes trabalhos têm sido publicados aplicando o método da LOE para geocronologia nas cristas de praia. No setor meridional do CDRPS, no interior do PARNA-Jurubatiba, Rocha *et al.* (2013) identificaram a idade numérica da planície costeira pleistocênica com idade em torno de 80.000 anos, estando associado ao Estágio Isotópico Marinho 5a (MIS 5a), configurando um raro registro deposicional de paleoindicador do nível médio do mar desse período, apesar dos autores reconhecerem o número reduzido de alíquotas para a análise da LOE (Figuras 8A, 8B e 8D).

No delta moderno do rio Paraíba do Sul, as datações por LOE de Vasconcelos (2016) e Rocha *et al.* (2019) mostraram que a construção da planície deltaica teria começado cerca de mil anos mais tarde do que mostravam Martin *et al.* (1993), a partir de 4.130 anos atrás (Figuras 8A e 8C). Além disso, os autores verificaram que as taxas de progradação foram mais rápidas no flanco sul do que no flanco norte do delta, apresentando cerca de 5,0 m/ano e 3,0 m/ano, respectivamente, o que também explicaria a morfologia assimétrica desse delta dominado por ondas. Tais resultados sugerem que o flanco sul progradou a partir de uma segunda contribuição de aporte sedimentar, além do aporte do rio Paraíba do Sul, corroborando parte da discussão levantada por Dominguez

et al. (1983) sobre o papel da contribuição do transporte por deriva litorânea na construção dos deltas brasileiros.

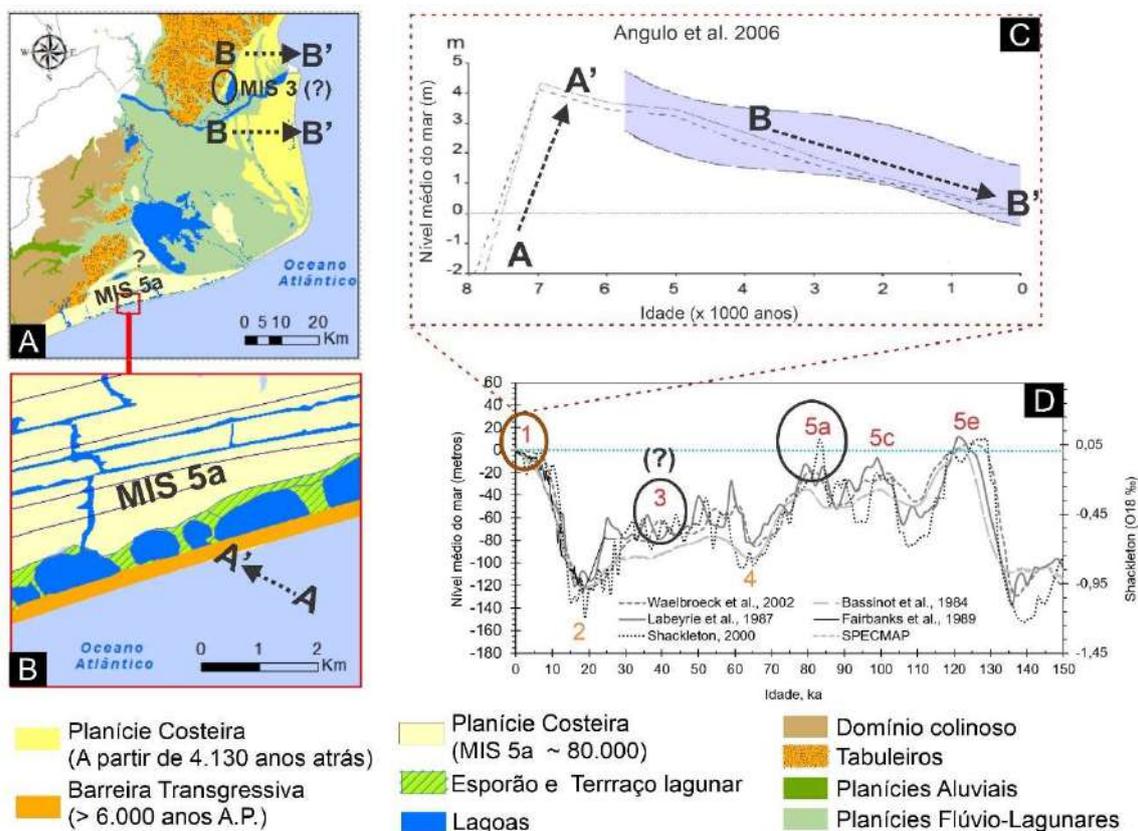


Figura 8. (A) As planícies costeiras do CDRPS. No setor meridional, as cristas de praia aparecem como registros do MIS 5a (ROCHA, 2013; ROCHA et al. 2013). No setor setentrional, a construção do delta moderno (B --- B') está atrelada ao período de abaixamento do nível médio do mar no holoceno (Fig. 7C). Nos limites dos Tabuleiros da Form. Barreiras, destaca-se um possível registro do MIS 3 (VASCONCELOS, 2016; ROCHA et al. 2019). (B) Destaque para o setor meridional do CDRPS, onde é possível notar a estreita barreira transgressiva que trunca as lagoas costeiras, em função do movimento de retrogradação do sistema deposicional, que vai retrabalhando as cristas de praia pleistocênicas do MIS 5a. Esse sistema barreira-laguna vem se desenvolvendo (A --- A') há, pelo menos, 6.000 anos A.P., como resultado da subida eustática do nível do mar (Fig. 7C), após a última era glacial (Fig 7D). (C) Envelope do comportamento do nível médio do mar (em lilás) no holoceno para parte da costa brasileira (ANGULO et al. 2006), sobreposta às curvas obtidas por simulação geofísica (MILNE et al. 2005). Nas curvas estão identificados os períodos de construção do delta moderno (B --- B') e do desenvolvimento da barreira transgressiva no setor meridional do CDRPS (A --- A'). (D) Síntese das curvas do nível médio do mar nos últimos 150 mil anos que mostra os períodos de abaixamento e subida eustática do nível médio do mar, em que estão associados aos períodos glaciais e interglaciais (RABINEAU et al. 2006). Destaque para os Estágios Isotópicos Marininhos MIS 5, MIS 3 e MIS 1 para o contexto do CDRPS.

Especificamente no que se refere a formação da Lagoa Salgada (Figura 4C) e o registro deposicional adjacente referente às barreiras arenosas costeiras, localizado no extremo sul do delta moderno, Figueiredo *et al.* (2021) identificaram as idades numéricas, pelo método da LOE, da fase de desenvolvimento de pontais arenosos e o consequente fechamento da Lagoa Salgada, que ocorreu aproximadamente entre 2.300 e 2.000 anos

atrás. De acordo com os autores, esse intervalo temporal provavelmente reflete mudanças climato-oceanográficas relevantes no histórico do desenvolvimento do delta, apontando para um cenário de aumento expressivo na intensidade e ocorrência de sistemas frontais e ondas de tempestades oriundos do quadrante Sul, também identificado no litoral Sul do Brasil por Zular *et al.* (2013) e Savakuchi *et al.* (2012).

Rocha *et al.* (2019) também discutiram a datação de cerca de 38.650 anos, encontrada no limite entre a Formação Barreiras e a planície deltaica do flanco norte, como sendo um registro do MIS 3 (intervalo entre 60 e 25 mil anos atrás). Tais registros não costumam estar preservados visto que, de acordo com as curvas de Estágios Isotópicos Marinheiros, o nível do mar estaria entre -85 m e -55m abaixo do nível médio do mar atual. Embora os autores considerem que essa amostra possa representar uma possível mistura de sedimentos marinhos e continentais, Cohen *et al.* (2014) e Rossetti *et al.* (2015) também identificaram cristas de praia relativos aos períodos do MIS 3 e 2 no delta do rio Doce, o que indica que tais investigações geocronológicas acerca do comportamento no nível médio do mar têm levado a investigações que ainda estão em aberto e, conseqüentemente, ainda colocam os deltas como feições muito relevantes para a contínua investigação de indicadores de paleoníveis marinhos entre o pleistoceno e o holoceno na costa brasileira.

Além disso, a compreensão evolutiva das feições deltaicas frente às mudanças de comportamento do nível do mar também permite a reflexão sobre o papel do aporte sedimentar na escala geológica, sobretudo quando se pensa em hierarquia do registro sedimentar no contexto da estratigrafia de seqüências. Especificamente sobre as feições costeiras holocênicas que compõe o CDRPS, como a barreira transgressiva no setor meridional (Fig.8B: A---A'; Fig.9A) e as cristas de praia do delta moderno (Fig.8A: B---B'; Fig.9B), nota-se que elas representam tratos de sistemas deposicionais completamente distintos para um mesmo contexto temporal (Figura 9).

A barreira transgressiva no setor meridional representa um registro de Trato de Sistema Transgressivo (TST), que se desenvolveu quando ocorreu um aumento expressivo da taxa de criação de espaço de acomodação (aumento expressivo do nível médio do mar), em relação à taxa de aporte sedimentar, o que levou ao recuo da linha de costa e a retrogradação do registro sedimentar em direção ao continente, materializados na feição da barreira transgressiva (Fig.8B: A---A'; Fig.9A). Pode-se dizer que esse cenário ocorreu durante a fase de aumento eustático do nível do mar, à medida que o último período glacial dava lugar ao atual período interglacial, e o nível do médio do mar subiu cerca 120 m (Fig 8D), entre 18.000 anos e 5.500 anos A.P. (Figura 8C).

Após esse período, em função de ajustes hidroisostáticos, o nível médio do mar passou a baixar até chegar ao nível médio do mar atual (Martin *et al.* 1997; Angulo *et al.* 2006. Ver Figura 8C). Como a foz do rio Paraíba do Sul vinha se posicionando mais ao norte no CDRPS (Silva, 1987; Martin *et al.* 1993), as taxas de aporte sedimentar passaram a ser superiores à taxa de criação de espaço de acomodação (já o que nível médio do mar vinha baixando), o que resultou no movimento de regressão e a conseqüente progradação

do sistema deposicional, materializados na incorporação das cristas de praia do delta moderno e na acreção da linha de costa, que caracteriza o setor setentrional do CDRPS (Fig.8A: B---B'). Na abordagem da estratigrafia de sequências, esse registro emerso faz parte de um Trato de Sistema de Nível Alto (TSNA).

O setor meridional, que não possui aporte sedimentar fluvial direto, não conseguiu “reverter” o processo transgressivo nos últimos milhares de anos e, mesmo nos dias atuais, o recuo da linha de costa ainda ocorre (as taxas podem chegar à -1,0 m/ano), sendo que a elevada exposição do litoral às ondas de tempestade tende a também a influenciar esse processo. Nesse sentido, nota-se a relevância do papel do aporte sedimentar fluvial na evolução do registro sedimentar costeiro/marinho e na consequente dinâmica da linha de costa, onde o CDRPS torna-se um exemplo de variação lateral de tratos de sistemas, com o setor meridional sofrendo um movimento transgressivo e o setor setentrional, um movimento regressivo. Cabe destacar que variação semelhante ocorre no delta do rio Mississippi (HOLZ, 2012).

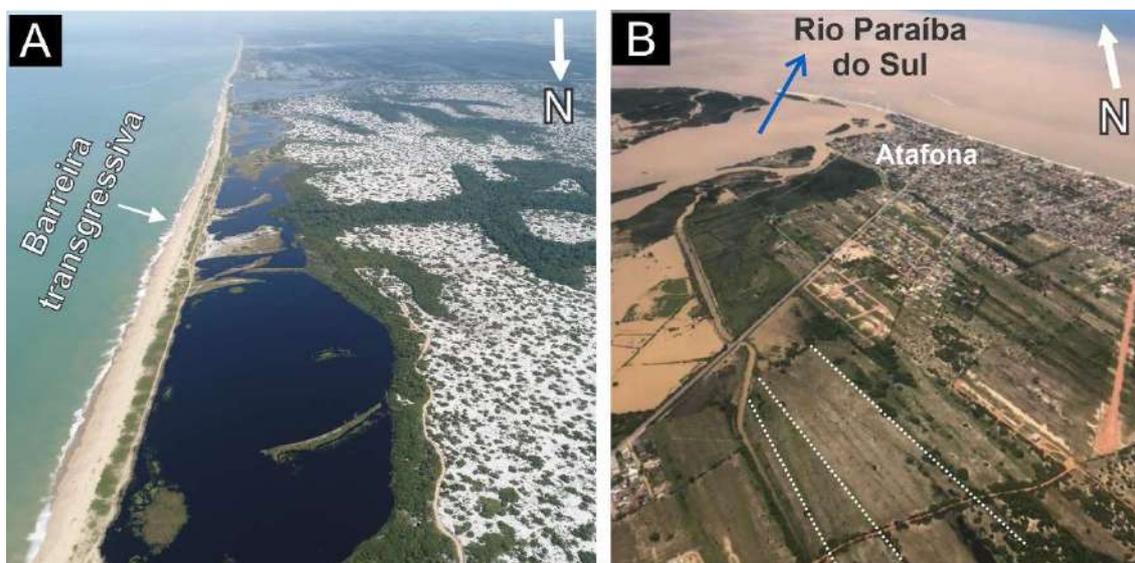


Figura 9. (A) Foto oblíqua de parte da planície costeira do setor meridional do CDRPS, nos limites do PARNA Restinga de Jurubatiba. Notar a estreita barreira transgressiva que foi formada durante aumento eustático do nível médio do mar no holoceno. O seu movimento de retrogradação trunca as lagoas costeiras que tendem a retrabalhar as cristas de praia pleistocênicas que estão atrás desse sistema deposicional (Acervo LAGEF. Ano de obtenção: 2019). (B) Foto oblíqua das cristas de praia holocênicas que formam o delta moderno, que caracterizam a progradação do sistema deposicional. Notar os sedimentos em suspensão no oceano (bacia receptora) que são trazidos pelo rio Paraíba do Sul. As linhas brancas pontilhadas marcam alguns truncamentos erosivos no alinhamento das cristas de praia, que marcam antigas fases erosivas e/ou interrupções da progradação da planície deltaica (Imagem do ano de 2020, cedida pelo Prof. Eduardo Bulhões)

5. O FENÔMENO DA EROSIÃO COSTEIRA NOS DELTAS: UMA INFLUÊNCIA ANTROPOGÊNICA?

Embora o processo de progradação e a consequente acreção da linha de costa sejam características inerentes ao delta, o fenômeno da erosão costeira não é raro, ainda que pareça contraditório nesse contexto geomorfológico. Ao analisar a dinâmica da linha de costa de 54 deltas distribuídos globalmente, Besset *et al.* (2019) verificaram que mais da metade deles têm sofrido mais com processos de erosão costeira do que com acreção da linha de costa. Os autores destacam como principal causa, a construção de barragens ao longo das bacias de drenagens, que estariam sendo responsáveis pela redução da vazão e retenção dos sedimentos que chegam à foz desses deltas. Nesse quadro, se encontra o rio São Francisco que tem sofrido com uma redução da carga sedimentar da ordem de 40% (BESSET *et al.* 2019), resultando em erosão costeira e perda de área na planície deltaica (DOMINGUEZ E GUIMARÃES, 2021). Esse cenário, inclusive, já levou à transferência dos moradores entre os anos de 1990 e 2000 da Vila do Cabeço, que se localizava bem próximo à foz do rio São Francisco

No delta do rio Paraíba do Sul, o recuo da linha de costa que atinge o distrito de Atafona (ver localização na Figura 4C), desde dos anos de 1950, é considerado um dos principais exemplos do litoral brasileiro quando se aborda o fenômeno da erosão costeira. Nesta área, as taxas de recuo da linha de costa chegam próximas a -5,0 m/ano (MACHADO, 2020; VASCONCELOS *et al.* no prelo), conforme mostra a Figura 10. Esse processo, inclusive, já levou à destruição total e parcial de mais de 200 edificações entre 1975 e 2016 (AZEVEDO, 2004; MELLO *et al.* 2018).

Recentemente, esse intenso processo erosivo também tem sido responsável pelo aumento expressivo da altura das dunas frontais, o que tem levado a uma consequente instabilização dessas feições, que têm avançado sobre as edificações, tornando-se mais um elemento de risco para a população local (ROCHA *et al.* 2018; MACHADO, 2020). Cabe destacar que todos esses processos são monitorados através de perfis de praia desde o ano de 2005, pelo Laboratório de Geografia Física (LAGEF) da Universidade Federal Fluminense (Ver FERNANDEZ *et al.* 2020).

Algumas hipóteses costumam ser defendidas como causa do fenômeno da erosão costeira no delta do rio Paraíba do Sul, onde destaca-se a influência antropogênica na bacia de drenagem, relacionada às barragens que começaram a ser construídas já no início do século XX. Embora o rio Paraíba do Sul tenha apresentado redução da vazão em torno de 35% estimados nos últimos 80 anos, conforme mostra o gráfico da Figura 11, as intensas alterações de uso e cobertura vegetal da bacia tendem a produzir mais sedimentos, o que torna a possível relação entre a erosão costeira e a distribuição de barragens no rio Paraíba do Sul uma discussão complexa, que requer mais estudos hidrossedimentológicos que associem a bacia de drenagem e a zona costeira.

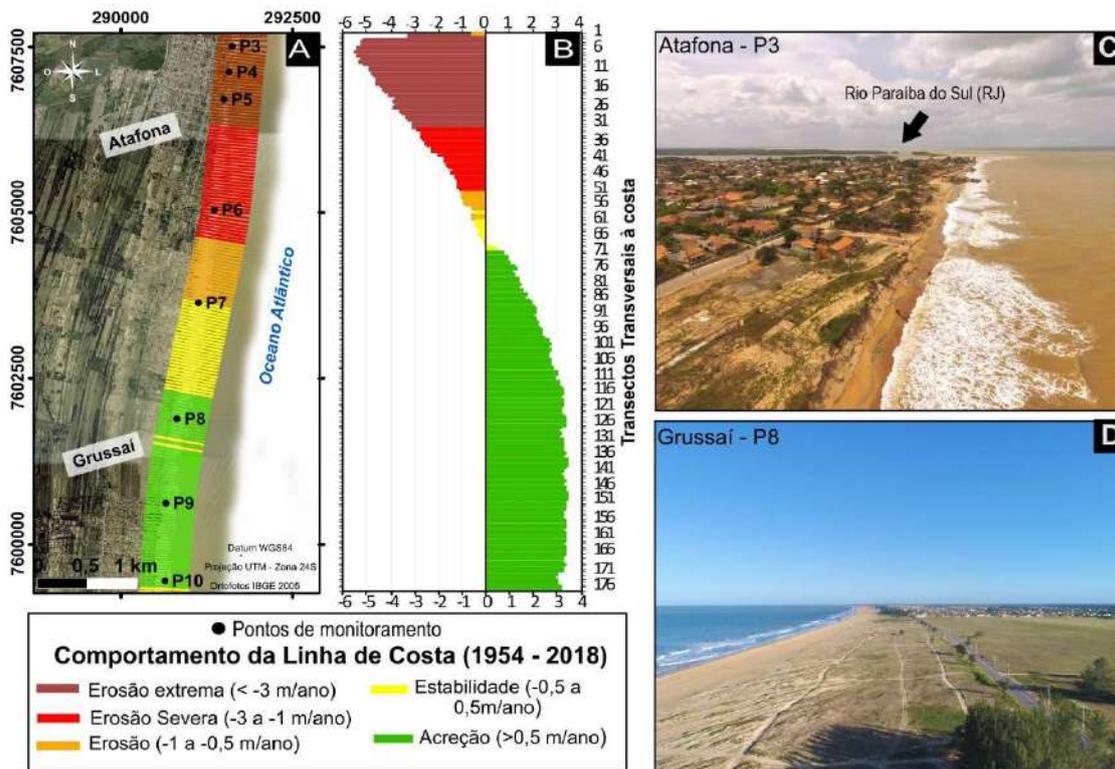


Figura 10. (A e B) Dinâmica da linha de costa entre Atafona e Grussaí, no delta do rio Paraíba do Sul, entre os anos de 1954 e 2018, calculados com a ferramenta DSAS (*Digital Shoreline Analysis System*). Notar o intenso processo erosivo restrito à Atafona, enquanto em direção a Grussaí, o processo de acreção da linha de costa é predominante (MACHADO, 2020; VASCONCELOS *et al. no prelo*). Foto oblíqua do ano de 2019 do distrito de Atafona, onde é possível observa a escarpa erosiva que futuramente poderá representar um futuro truncamento erosivo na planície deltaica, como aparece na Figura 9B. (D) Foto oblíqua do ano de 2019 do distrito de Grussaí. É possível notar a ausência de indicadores erosivos, uma vez que o processo de acreção predomina nessa área da planície deltaica.

Alguns autores também defendem como provável causa, uma convergência de energia de ortogonais de ondas (BASTOS, 1997; SOUZA, 2011), o que explicaria a ocorrência espacial tão restrita e localizada do fenômeno da erosão nas proximidades da foz e somente no flanco sul do delta (Figura 10). Além disso, ao analisar a morfologia em planta da planície deltaica no flanco sul, é possível observar uma série de truncamentos erosivos que marcam várias reorientações do alinhamento predominante dos sistemas cristas de praia desde o interior da planície que, em outras palavras, ocorrem em função de antigas fases de erosão que marcam momentos de interrupção do processo de progradação durante a própria construção do delta no Holoceno (ver Figura 9B), o que ressalta, pelo menos, uma clara componente de causa natural com relação ao processo erosivo.

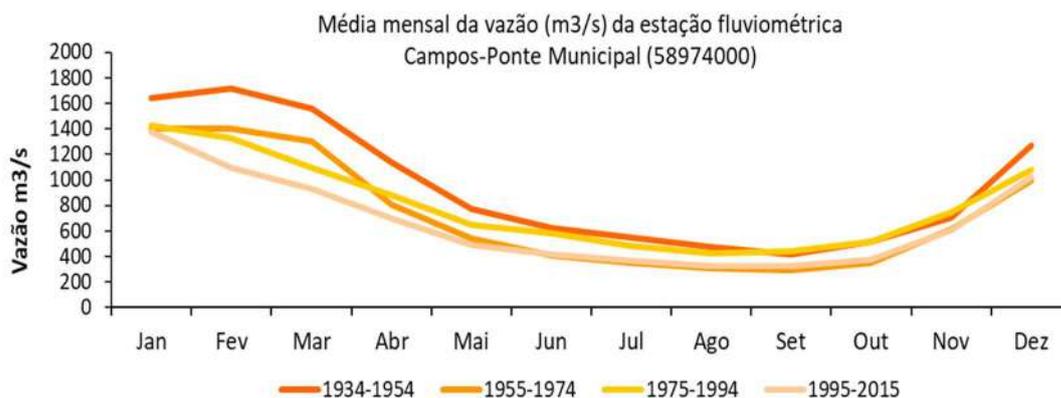


Figura 11. Variação do regime de vazão (m^3/s) no baixo-curso do rio Paraíba do Sul entre os anos de 1934 a 2015. Os dados indicam uma redução da descarga líquida em torno de 35% tanto nos meses típicos de cheia, quanto nos meses típicos de estiagem. Essa alteração pode estar relacionada à regularização da vazão associada às barragens, bem como à maior retirada de água da bacia hidrográfica para abastecimento entre o século XX e XXI.

A partir das datações por LOE em cristas de praia adjacentes aos truncamentos, Rocha *et al.* (2019) apontaram que essas fases erosivas podem ultrapassar um século de duração. Embora essa análise do fenômeno da erosão na escala do Holoceno aponte para causas predominantemente naturais, a duração do fenômeno observada com as datações traz a seguinte questão: até que ponto a influência antropogênica a partir das alterações na bacia de drenagem, pode intensificar o processo erosivo e/ou alterar a sua dimensão espaço-temporal?

A modelagem utilizada por Besset *et al.* (2019) para o cálculo das alterações da descarga sedimentar fluvial apontam para uma redução no rio Paraíba do Sul semelhante à do rio São Francisco, em torno de 40% nas últimas décadas. Contudo, a resposta da linha de costa é distinta entre os dois deltas. De acordo com os autores, o delta do São Francisco vem apresentando processos erosivos e redução de área da porção subaérea; enquanto que, no delta do Paraíba do Sul, processos erosivos também têm sido detectados, porém, não tem sido suficiente para alterar a característica de aumento de área da planície e, conseqüentemente, da progradação do sistema deltaico. Esses cenários sugerem que o delta do rio Paraíba do Sul seria mais resistente e resiliente do que o rio São Francisco frente às alterações antropogênicas nas bacias de drenagens.

Ainda assim, as projeções sobre as mudanças climáticas ainda para esse século (STOCKER *et al.* 2014), colocam todos os deltas em posição de vulnerabilidade, onde seus limiares sistêmicos deverão ser testados e investigados. Essas projeções apontam para mudanças no regime de precipitação e de aumento nível médio do mar que, poderão afetar tanto as características da bacia receptora, quanto as características da bacia de drenagem (Figura 1).

6. CONCLUSÕES

Partindo da trajetória conceitual sobre os deltas dominados por ondas apresentados nesse capítulo, é possível sintetizar os conhecimentos gerados em até três períodos: período I: dos anos de 1950 à meados dos anos de 1970; período II: de meados dos anos de 1970 até o final dos anos de 1990; e período III: dos anos 2000 ao atual.

O período I (dos anos de 1950 à meados dos anos de 1970) é marcado pelo contexto exploratório dos deltas que foi fomentado principalmente pelas empresas de prospecção de petróleo. Nesse período, surgem os primeiros modelos de classificação relacionando a morfologia dos deltas às forçantes hidro-oceanográficas predominantes (FISHER *et al.* 1969; WRIGHT & COLEMAN, 1973; GALLOWAY, 1975). Os deltas da costa leste do Brasil, tornam-se clássicos exemplos de deltas do tipo “dominado por ondas” (BACOCOLI, 1971). Ainda assim, o comportamento das variações do nível médio do mar no Quaternário e os seus impactos na evolução das feições deltaicas estavam em processo de investigação, com as primeiras curvas do nível do mar para o holoceno ainda sendo construídas. No CDRPS, Lamego (1955) publica o primeiro modelo de evolução paleogeográfico da área, partindo de precisos mapeamentos geomorfológicos para a época, porém sem um amparo de informações geocronológicas.

O período II (de meados dos anos de 1970 até o final dos anos de 1990), é marcado por um contexto científico-geomorfológico que domina as pesquisas dos deltas dominados por ondas, bastante impulsionado pelas vastas datações por Radiocarbono nas planícies deltaicas. Nesse sentido, a história dos modelos de evolução das planícies que surgem nesse período se funde à própria história da construção das curvas de variações do nível do mar para o holoceno na costa brasileira (DOMINGUEZ *et al.*, 1981; MARTIN *et al.* 1993; MARTIN *et al.* 1997).

Esse cenário contribui para o questionamento da natureza deltaica das planícies costeiras associadas aos rios São Francisco, rio Jequitinhonha, rio Doce e rio Paraíba do Sul, uma vez que se criou o debate sobre se a fonte sedimentar principal para a construção dessas feições seria mesmo os rios, em contraponto à possibilidade da sedimentação da plataforma ser a fonte principal para a formação das planícies, uma vez que, segundo o modelo de Brunn (1962), os sedimentos poderiam ser transferidos para o perfil praiial num cenário de abaixamento do nível médio do mar (DOMINGUEZ *et al.*, 1981; DOMINGUEZ, 1990).

Em paralelo, também se discutia a assimetria morfológica dos deltas dominados por ondas, cuja característica foi associada ao efeito do molhe hidráulico, e ao consequente papel do transporte lateral de sedimentos por deriva litorânea na construção dos deltas (DOMINGUEZ *et al.* 1983; BHATTACHARYA & GIOSAN, 2003. Esta última referência, já na transição para o período III).

O período III (dos anos 2000 ao atual) é marcado por um contexto de utilização de novas técnicas, sobretudo relacionado à modelagem numérica e à geocronologia por LOE, com aplicações voltadas para aspectos de dinâmica e evolução dos deltas

dominados por ondas. As modelagens numéricas desenvolvidas por Ashton e Murray (2005) e Ashton e Giosan (2011) levaram a questão da assimetria desses deltas a uma nova interpretação, onde o papel das ondas volta ao cenário como a principal forçante indutora para explicar a forma de progradação distinta nos flancos deltaicos e a formação de feições de “instabilidade”, como *spits* e lagoas somente em um dos flancos.

No delta do rio Paraíba do Sul, a dinâmica dos *spits* tem sido bem investigada a partir de levantamentos topobatimétricos e também por técnicas de Sensoriamento Remoto com auxílio da plataforma *Google Earth Engine* (VASCONCELOS *et al.* 2016; COSTA *et al.* 2020). Já a datação por LOE nas cristas de praia que compõe as planícies deltaicas tem permitido um maior detalhamento dos paleoníveis marinhos no holoceno e também no pleistoceno, sobretudo com relação aos Estágios Isotópicos Marinhos no MIS 5 e MIS 3, conforme têm sido relatados nos deltas do rio Doce e no CDRPS (ROCHA *et al.* 2013; ROCHA *et al.* 2019; COHEN *et al.* 2014; ROSSETTI *et al.* 2015; FIGUEIREDO *et al.* 2021).

Em termos de perspectivas futuras, o intenso debate sobre as projeções com relação às mudanças climáticas aponta para a necessidade de investigações que relacionem as alterações hidro-sedimentológicas da bacia de drenagem com os processos costeiros que atuam nos deltas. As alterações antropogênicas geradas principalmente a partir da construção de barragens e das alterações do uso e cobertura do solo, desde o início do século XX, nas bacias como o do São Francisco e do Paraíba do Sul, têm fomentado o debate acerca da ocorrência do fenômeno da erosão costeira em feições deltaicas que, a priori, representam áreas de progradação (BESSET *et al.* 2019). O caso do delta do rio São Francisco é emblemático nesse sentido (DOMINGUEZ E GUIMARÃES, 2021). Por outro lado, o caso da erosão costeira em Atafona (MACHADO, 2020; VASCONCELOS *et al.* no prelo; ROCHA *et al.* 2019), no delta do rio Paraíba do Sul, também traz a necessidade de se considerar a dimensão da escala geológica dos processos costeiros que atuam na dinâmica da linha de costa.

Agradecimentos

Às agências de fomento CAPES, CNPq e FAPERJ que ao longo desses últimos 16 anos investiram em bolsas e recursos para a formação de pesquisadores e para o desenvolvimento das pesquisas no Complexo Deltaico do rio Paraíba do Sul. Ao professor Alberto Garcia de Figueiredo Junior (LAGEMAR-UFF) por ser responsável direto pela viabilização inicial do monitoramento dos perfis de praia no delta do Rio Paraíba do Sul, a partir do ano de 2005. Ao Cleverson Guizan Silva e ao Gilberto Tavares de Macedo Dias, ambos professores também do antigo LAGEMAR, por compartilharem trocas sobre o CDRPS em conversas informais e bancas; e pelo pioneirismo de ambos com relação aos estudos do CDRPS.

Referências Bibliográficas

- ANGULO, R. J.; LESSA, G. C.; SOUZA, M. C. A critical review of mid- to late-Holocene sea-level fluctuations on the eastern Brazilian coastline. **Quaternary Science Reviews**, v. 25, p. 486–506. 2006.
- ANTHONY, E. J. Wave influence in the construction, shaping and destruction of river deltas: A review. **Marine Geology**, v. 361, p. 53–78. 2015.
- ARAÚJO, M. B.; BEURLEN, G. Projeto Rio Paraíba do Sul: **Sedimentação deltaica holocênica**. Petrobrás: RPBa, Direx n.1649. Dexpro/Divex, 2 vols. Rio de Janeiro. 1975.
- ASHTON, A. D.; GIOSAN, L. Wave-angle control of delta evolution. **Geophysical Research Letters**, v. 38, p. 1- 6. 2011.
- ASHTON, A.; MURRAY, A. B. Delta simulations using a one-line model coupled with overwash. **Proceedings of Coastal Dynamics**. ASCE. 2005.
- AZEVEDO, M. V. H. **Atafona, Patrimônio Mar Adentro: Formação, Planejamento e Destruição do Balneário de Atafona - RJ**. 2004. 107 p. Dissertação (Mestrado em Planejamento Regional e Gestão de Cidades), Universidade Cândido Mendes, 2004.
- BACOCOLI, G. Os deltas marinhos holocênicos brasileiros: uma tentativa de classificação. **Bol.Tecn. Petrobrás**, v.14, p. 5-38. 1971.
- BANDEIRA Jr., A. N.; PETRI, S.; SUGUIO, K. - **Projeto Rio Doce** (Relatório Final). CENPES/Petrobrás, 203 p. 1975.
- BASTOS, A. C. **Análise morfodinâmica e caracterização dos processos erosivos ao longo do litoral norte fluminense, entre Cabiúnas e Atafona**. 1997. 133 p. Dissertação (Mestrado em Geologia e Geofísica Marinha), Instituto de Geociências, Universidade Federal Fluminense, Niterói. 1997.
- BESSET, M.; ANTHONY, E. J.; BOUCHETTE, F. Multi-decadal variations in delta shorelines and their relationship to river sediment supply: An assessment and review. **Earth-science Reviews**, v. 193, p. 199-219. June, 2019.
- BHATTACHARYA, J. P.; GIOSAN, L. Wave-influenced deltas: geomorphological implications for facies reconstruction. **Sedimentology**, v. 50, p.187–210. 2003.
- BRUUN, P. Sea level rise as a cause of shore erosion. **Journal of the Waterways and Harbors Division**. American Society of Civil Engineers, v. 88, p.117-130. 1962.
- CASSAR, J. C. M.; NEVES, C. F. Aplicação das rosas de transporte litorâneo à costa norte fluminense. **Revista Brasileira de Engenharia, Caderno de Recursos Hídricos**. Associação Brasileira de Recursos Hídricos – ABRH, São Paulo, SP, v. 11, p. 81-106, 1993.
- CLARKE M. L., RENDELL H. M., WINTLE A. G. Quality assurance in luminescence dating. **Geomorphology**, v. 29, p. 173–185. 1999.
- COHEN, M. C. L.; FRANÇA, M. C.; ROSSETTI, D. F.; PESSEDA, L.C.R.; GIANNINI, P. C. F.; LORENTE, F. L.; BUSO JR. A. A.; CASTRO, D.; MACARIO, K. Landscape evolution during the late Quaternary at the Doce River mouth, Espírito Santo State, Southeastern Brazil. **Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.**, v. 415, p. 48–58. 2014.

- COSTA, A. P. F.; ROCHA, T. B.; FERNANDEZ, G. B. Dinâmica dos pontais arenosos no flanco norte do delta do rio Paraíba do Sul (RJ) entre 1984 e 2017. **Rev. Bras. Geomorfol.** (Online), São Paulo, v. 21, n. 4, p.893-909, 2020.
- DAN, S.; WALSTRA, D. J. R.; STIVE, M. J. F.; PANIN, N. Processes controlling the development of a river mouth spit. **Marine Geology**, v. 280, p. 116–129. 2011.
- DAVIS Jr., R. A. (org.). **Depositional Systems: A Genetic Approach to Sedimentary Geology**. Prentice-Hall, INC., Englewood Cliffs, New Jersey. 1983. 669 p.
- DIAS G. T. M.; KJERFVE B. Barrier and Beach Ridge Systems of Rio de Janeiro Coast. *In*: DILLENBURG, S.; HESP, P. (ed.). **Geology and Geomorphology of Holocene Coastal Barriers of Brazil**. Berlin Heidelberg: Springer Verlag, 2009. p. 225-248.
- DIAS, G. T. M. e GORINI, M. A. A Baixada Campista: Estudo Morfológico dos Ambientes Litorâneos. *In*: XXVI CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, Camboriú (SC), 1980. **Anais do XXVI Congresso Brasileiro de Geologia**, Camboriú, v. 1, p. 588-602, 1980.
- DIAS, G. T. M. O complexo deltáico do Rio Paraíba do Sul. *In*: IV SIMPÓSIO DO QUATERNÁRIO, 1981. **Anais do IV Simpósio do Quaternário do Brasil**, Publicação Especial, n.2 (CTCQ/SBG), p 58-88, 1981.
- DIAS, G. T. M.; SILVA, C. G.; MALSCHITZCKY, I. H.; PIRMEZ, C. A planície deltaica do Rio Paraíba do Sul: sequências sedimentares subsuperficiais. *In*: XXXIII CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, Rio de Janeiro, 1984. **Anais CBG**, v. 1, p. 98-104, Rio de Janeiro, 1984.
- DOMINGUEZ, J. M. L. Deltas dominados por ondas: críticas às ideias atuais com referência particular ao modelo de Coleman & Wright. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 20, p. 352-361. 1990.
- DOMINGUEZ, J. M. L. The São Francisco strandplain: a paradigm for wave-dominated deltas? *In*: DE BAPTIST, M. e JACOBS, P. (ed.). **Geology of Siliciclastic Shelf Seas. Geological**. Society of London, Special Publication, v. 117, 1996. p. 217–231.
- DOMINGUEZ, J. M. L.; BITTENCOURT, A. C. S. P.; MARTIN, L. O papel da deriva litorânea de sedimentos arenosos na construção das planícies costeiras associadas às desembocaduras dos rios São Francisco (SE/AL), Jequitinhonha (BA), Doce (ES) e Paraíba do Sul (RJ). **Revista Brasileira de Geociências**, v. 13, p. 98-105. 1983.
- DOMINGUEZ, J. M. L.; GUIMARÃES, J. K. Effects of Holocene climate changes and anthropogenic river regulation in the development of a wave-dominated delta: The São Francisco River (Eastern Brazil). **Marine Geology**, 435. 2021. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2021.106456>
- DOMINGUEZ, J. M. L.; MARTIN, L.; BITTENCOURT, A. C. S. P. Esquema evolutivo da sedimentação Quaternária nas feições deltaicas dos rios São Francisco (SE/AL), Jequitinhonha (BA), doce (ES) e Paraíba do Sul (RJ). **Revista Brasileira de Geociências**, v. 11, n. 4, p. 227-237, 1981.
- ELLIOTT, T. Deltas. *In*: READING, H. G. (ed.). **Sedimentary Environment and facies**. Blackwell Science, Oxford, 1976. p. 113–154.
- FERNANDEZ, G. B.; OLIVEIRA-FILHO, S. R.; ROCHA, T. B.; PEREIRA, T. G.; VASCONCELLOS, S. C.; MALUF, V. B. V.; QUADROS, M. A. R.; MOULTON, M. A. B. Morfodinâmica costeira do litoral fluminense: 15 anos de observação contínua. *In*: MUEHE, D.; LINS-DE-BARROS, F. M.; PINHEIRO, L. S. (Eds). **Geografia marinha:**

oceanos e costas na perspectiva de geógrafos. Livro eletrônico. PPGM, 2020. p. 196-226. Disponível em

https://drive.google.com/file/d/1RIREUom59UzPTxECYTNic_2vKMGD6KTf/view

FERNANDEZ, G. B.; ROCHA, T. B. Barreiras costeiras holocênicas: geomorfologia e arquitetura deposicional no litoral do Rio de Janeiro. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v.16, n. 2, p. 301-319, 2015.

FIGUEIREDO, M. S.; BRILL, D.; ROCHA, T. B.; FERNANDEZ, G.B. Late Holocene evolution of São Tomé cape (Rio de Janeiro, Brazil): Insights from geomorphological, geophysical and geochronological data. **Quaternary International**, Available online 9 April 2021 (*In Press*). <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2021.04.001>

FISHER, W. L.; BROWN, L. F., SCOTT, A. J.; MCGOWEN, J. H. Delta systems in the exploration for oil and gas. **Transactions of the Gulf Coast Association of Geological Societies**. v. 17, p. 105–125. 1969.

GALLOWAY, W. E. Process framework for describing the morphologic and stratigraphic evolution of delta depositional systems. *In*: BROUSSARD, M. L (ed.). **Deltas: Models for Exploration**. Houston Geological Society, Houston, 1975. p. 87–98.

GOODBRED JR., S. T.; SAITO, Y. Tide-Dominated Deltas. *In*: DAVIS JR., R.A.; DALRYMPLE, R.W. (ed.) **Principles of Tidal Sedimentology**. Springer Science Business, 2012. p. 129-149.

HOLZ M. (org.). **Estratigrafia de seqüências: histórico, princípios e aplicações**. Ed. Interciência, Rio de Janeiro, 2012. 258 p.

INMAN, D. L.; NORDSTROM, C. E. On the tectonic and morphologic classification of coasts. **Journal of Geology**, v. 79, p. 1–21. 1971.

KOMAR, P. D. Computer models of delta growth due to sediment input from Rivers and longshore transport. **Geological Society of America Bulletin**, v. 84, p. 2217–2226, 1973.

LAMEGO, A. R. Geologia das quadrículas de Campos, São Tomé, Lagoa Feia e Xexé. **Boletim da Divisão de Geologia e Mineralogia/DNPM**, v.154, p.1-60.1955.

MACHADO, B. A. **O comportamento da linha de costa na interação praia-duna no flanco sul do delta do rio Paraíba do Sul (RJ)**. 2020. 88 p. Dissertação (Mestrado em Geografia), Instituto de Geociências, Universidade Federal Fluminense, Niterói. 2020.

MARTIN, L.; DOMINGUEZ, J. M. L.; BITTENCOURT, A. C. S. P. Fluctuating Holocene sea levels in eastern and southeastern Brazil: evidence from a multiple fossil and geometric indicators. **Journal of Coastal Research**, v.19, p. 101-124. 2003.

MARTIN, L.; SUGUIO, K.; FLEXOR, J. M. As flutuações de nível do mar durante o quaternário superior e a evolução geológica de "deltas" brasileiros. **Boletim IG-USP**. Publicação Especial, v. 15. 1993. Disponível em <https://doi.org/10.11606/issn.2317-8078.v0i15p01-186>

MASSELINK, G.; HUGHES, M. (org.). **Introduction to coastal processes and geomorphology**. Ed. Hodder Education. London, UK. 2003. 354 p.

MELLO, G. S.; MACHADO, B. A.; ROCHA, T. B. Avaliação dos impactos da erosão costeira no distrito de Atafona (RJ), entre os anos de 2005 e 2016. *In*: 12º SINAGEO – SIMPÓSIO NACIONAL DE GEOMORFOLOGIA, Maringá (PR), 2018. **Anais do 12º Sinageo – Simpósio Nacional de Geomorfologia**, Maringá (PR), 2018.

- MILNE, G. A.; LONG, A. J.; BASSETT, E. Modeling Holocene relative sea-level observations from the Caribbean and South America. **Quaternary Science Reviews**, v. 24, p. 1183–1202. 2005.
- MURILLO, V. C.; SILVA, C. G.; FERNANDEZ, G. B. Nearshore sediment sand coastal evolution of Paraíba do Sul river delta, Rio de Janeiro, Brazil. **Journal of Coastal Research**, Special Issue, v. 56, p. 650–654, 2009.
- MURRAY A. S.; WINTLE A. G. Luminescence dating of quartz using an improved single- aliquot regenerative-dose protocol. **Radiation Measurements**, v. 32, p. 57-73. 2000.
- NIENHUIS, J. H.; ASHTON, A. D.; GIOSAN, L. What makes a delta wave-dominated? **Geology**, v. 43, n. 6, p. 511–514. 2015. DOI:10.1130/G36518.1
- OTVOS E. G. Beach ridges – definitions and significance. **Geomorphology**, v. 32, p. 83–108. 2000.
- PENG, Y.; STEEL, R. J.; ROSSI, V. M.; OLARIU, C. Mixed-energy process interactions read from a compound-clinoform delta (paleo–Orinoco delta, Trinidad): preservation of river and tide signals by mud-induced wave damping. **Journal of Sedimentary Research**, v. 88, p. 75–90. 2018.
- RABINEAU, M.; BERNÉ, S.; OLIVET J. L.; ASLANIAN, D.; GUILLOCHEAU, F.; JOSEPH, P. Paleo sea levels reconsidered from direct observation of paleoshoreline position during Glacial Maxima (for the last 500,000 yr). **Earth and Planetary Science Letters**, v. 252, p.119–137. 2006.
- READING, H. G.; COLLINSON, J. D. Clastic Coasts. *In*: READING, H. G (ed.). **Sedimentary Environment: Processes, Facies and Stratigraphy**. Blackwell Science, Oxford, 1996. p.154-231.
- RHODES, E. J. Optically Stimulated Luminescence Dating of Sediments over the Past 200,000 Years. **Annu. Rev. Earth Planet. Sci.** v. 39, p. 461–488. 2011.
- ROCHA T. B. 2013. **A planície costeira meridional do Complexo Deltáico do rio Paraíba do Sul (RJ): arquitetura deposicional e evolução da paisagem durante o Quaternário Tardio**. 2013. 178 p. Tese (Doutorado em Geografia). Programa de Pós-Graduação em Geografia, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2013.
- ROCHA T. B; FERNANDEZ, G. B.; PEIXOTO, M. N. O; RODRIGUEZ, A. Arquitetura deposicional e datação absoluta das cristas de praia pleistocênicas no complexo deltaico do Paraíba do Sul (RJ). **Brazilian Journal of Geology**, v. 43, n. 4, p. 711-724. 2013.
- ROCHA, T. B.; FERNANDEZ, G. B.; RODRIGUES, A. Registros de erosão e progradação revelados por radar de penetração do solo (GPR) na barreira regressiva pleistocênica do complexo deltaico do Rio Paraíba do Sul (RJ). **Quaternary and Environmental Geosciences**, v. 8, n.1, p. 24-37. 2017.
- ROCHA, T. B.; MACHADO, B. A.; SILVA, J. C.; MELLO, G. S.; PEREIRA, T. G.; FERNANDEZ, G. B. Interação morfodinâmica entre praia e duna frontal no delta do rio Paraíba do Sul (RJ) a partir de uma década de monitoramento. **Rev. Bras. Geomorfol.** (Online), São Paulo, v. 19, n. 2, p. 283-301, 2018.
- ROCHA, T. B.; VASCONCELOS, S. C; PEREIRA, T. G; FERNANDEZ, G. B. Datação por luminescência opticamente estimulada (LOE) nas cristas de praia do delta do rio Paraíba do Sul (RJ): Considerações sobre a evolução geomorfológica entre o Pleistoceno

Superior e o Holoceno. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 20, n. 3, p. 563-580, 2019.

ROSSETTI, D. F.; POLIZEL, S. P.; COHEN, M. C. L.; PESSENDA, L. C. R. Late Pleistocene–Holocene evolution of the Doce River delta, southeastern Brazil: Implications for the understanding of wave-influenced deltas. **Marine Geology**, v. 367, p. 171–190. 2015.

SAWAKUCHI, A. O.; GUEDES, C. C. F.; DEWITT, R.; GIANNINI, P. C. F.; BLAIR, M. W.; NASCIMENTO, D. R.; FALEIROS, F. M. Quartz OSL sensitivity as a proxy for storm activity on the southern Brazilian coast during the Late Holocene. **Quat. Geochronol.** v. 13, p. 92–102. 2012. <https://doi.org/10.1016/j.quageo.2012.07.002>.

SCHEFFERS, A.; ENGEL, M.; SCHEFFERS, S.; SQUIRE, P.; KELLETAT, D. Beach ridge systems – archives for Holocene coastal events? **Progress in Physical Geography**, 36(1) 5–37. 2012.

SHACKLETON, N. J. The 100,000-year Ice-Age cycle found to lag temperature, carbon dioxide, and orbital eccentricity. **Science**, v. 289, p.1897–1902. 2000.

SILVA C. G. **Estudo da evolução geológica e geomorfológica da região da Lagoa Feia, RJ**. 116 p. Dissertação (Mestrado em Geologia), Departamento de Geologia, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro. 1987.

SOUZA, R. D. **Propagação de ondas para águas rasas no litoral norte fluminense**. 2011. 156 p. Dissertação (Mestrado em Geofísica e Geologia Marinha) Universidade Federal Fluminense – UFF. Niterói, RJ. 2011.

SOUZA, T. A.; BULHÕES, E.; AMORIM, I. B. S. Ondas de tempestade na costa Norte Fluminense. **Quaternary and Environmental Geosciences**, v. 6, n.2, p. 10-17. 2015.

STOCKER, T. F. *et al.* Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment. **Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change**. Cambridge: Cambridge University Press. 2014.

SUTER, J. R. Deltaic coasts. *In*: CARTER, R. W. G; C. D. WOODROFFE (ed.). **Coastal evolution: late quaternary shoreline morphodynamics**. Cambridge University Press, 1994. p. 87–120.

TAMURA T. Beach ridges and prograded beach deposits as palaeoenvironment records. **Earth-Science Reviews**, v. 114, p. 279–297. 2012.

VASCONCELOS, S. C. Morfoestratigrafia da planície costeira ao norte do rio Paraíba do Sul (RJ). 2016. Tese (Doutorado em Geografia). Programa de Pós-Graduação em Geografia, Universidade Federal Fluminense, Niterói (RJ). 2016.

VASCONCELOS, S. C.; RAMOS, I. A.; NUNES, R. S.; SANTOS, R. A.; FIGUEIREDO JR., A. G. Dinâmica erosiva e progradacional das praias de Atafona e Grussaí (RJ), 1954-2019. **Revista da ENANPEGE**. (Aceito para publicação. Previsto para 2021).

VASCONCELOS, S. C.; ROCHA, T. B. DA; PEREIRA, T.; ALVES, A. R.; FERNANDEZ, G. B. Gênese e morfodinâmica das barreiras arenosas no flanco norte do delta do Rio Paraíba do Sul (RJ). **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 17, n. 3, p. 481-498. 2016.

WEIMER, R. J. Deltas and petroleum: foreword. **The American Association of Petroleum Geologists Bulletin**. v. 55, n. 8, p. 1135-1136. August, 1971.

WRIGHT, L. D. Sediment transport and deposition at river mouths: a synthesis. **Geological Society of America Bulletin**, v. 88, p. 857–868. 1977.

WRIGHT, L. D.; COLEMAN, J. M. Variations in morphology of major river deltas as functions of ocean wave and river discharge regimes. **American Association of Petroleum Geologists**, v. 57, p. 370–398. 1973.

ZULA R. A.; SAWAKUCHI, A. O.; GUEDES, C. C. F.; MENDES, V. R.; NASCIMENTO, D. R.; GIANNINI, P. C. F.; AGUIAR, V. A. P.; DEWITT, R. Late Holocene intensification of colds fronts in southern Brazil as indicated by dune development and provenance changes in the São Francisco do Sul coastal barrier. **Mar. Geol.** v. 335, p. 64–77. 2013. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2012.10.006>

15. REGISTROS DAS VARIAÇÕES DO NÍVEL RELATIVO DO MAR NO LITORAL BRASILEIRO E AS IMPLICAÇÕES PERANTE A MORFOGÊNESE DE SUPERFÍCIES GEOMORFOLÓGICAS EM AMBIENTES COSTEIROS

Felipe Gomes Rubira¹ & Archimedes Perez Filho²

¹ Universidade Federal de Alfenas (UNIFAL-MG); felipe.rubira@unifal-mg.edu.br

² Universidade Estadual de Campinas (UNICAMP); archi@ige.unicamp.br

Resumo: Esta revisão teórica discute a dinâmica quaternária das variações do nível relativo do mar ao longo do litoral brasileiro. Inicialmente, a análise foi conduzida de modo a reunir e sintetizar os raros e mais antigos testemunhos quaternários de paleoníveis marinhos mais altos que o atual que se tem registro na costa do Brasil, com gênese atrelada aos estágios isotópicos marinhos MIS11c (~400 ka), MIS9e (~320 ka), MIS7e (~240 ka) e MIS7c (~220 ka). Posteriormente, em razão do maior número de pesquisas e testemunhos que remetem ao intervalo temporal compreendido entre os dois últimos interglaciais (MIS5e ao MIS1), enfatizou-se mais detalhadamente os registros espaço-temporais associados ao pico transgressivo MIS5e (~123 ka); paleoníveis mais baixos que o atual entre o MIS5e e MIS1, durante tendência regressiva que culminou no UMG/MIS2 (~120 a 18 ka) e, no decorrer da transgressão pós-glacial MIS1 (~18 a 7 ka); nível relativo do mar próximo ao atual no Holoceno Médio (~7 ka); pico transgressivo MIS1 relacionado ao optimum climático holocênico (~7 a 5.5 ka) e regressão marinha que sucedeu o auge do MS1 (~5.5 ka ao presente). Na sequência, com base na literatura, foram evidenciadas as implicações das variações do nível relativo do mar perante a dinâmica erosiva/deposicional litorânea, responsável pelo desenvolvimento de superfícies geomorfológicas em ambientes costeiros. Destacam-se especificamente a morfogênese climática de terraços marinhos, terraços fluviomarinhos e terraços de planície de maré, cujas formas residuais estão diretamente relacionadas às mudanças glacioeustáticas do nível do mar. Por meio da revisão da literatura notou-se que o aprimoramento das técnicas de datação permitiu a compreensão temporal mais precisa das variações do nível relativo do mar e, conseqüentemente, o melhor entendimento dos eventos paleoclimáticos vinculados à gênese dos relevos costeiros. Antigamente determinadas a partir de interpretações provenientes de datações relativas e, portanto, inevitavelmente subjetivas. Nota-se, também, lacunas de conhecimento em relação aos efeitos tectônicos nas margens passivas perante o desenvolvimento das superfícies geomorfológicas e influência no âmbito regional do alcance das amplitudes eustáticas. A sintetização dos avanços metodológicos de identificação dos registros de paleoníveis marinhos e dos conhecimentos adquiridos sobre os eventos paleoclimáticos do Quaternário, abordando e sistematizando os

resultados de várias pesquisas, apresenta-se extremamente relevante para que geomorfólogos compreendam e reconheçam processos relacionados à morfogênese de diversas superfícies geomorfológicas. Fornece, ao mesmo tempo, subsídios teóricos fundamentais para diversas interpretações evolutivas do relevo.

Palavras-Chave: Movimentos glacioeustáticos; terraços marinhos, terraços fluviomarinhos; terraços de planície de maré.

Abstract: This theoretical review discusses the quaternary dynamics of variations in relative sea level along the Brazilian coast. Initially, the analysis was carried out in order to gather and synthesize the rare and oldest quaternary evidences of paleo-sea-level higher than the current recorded on the coast of Brazil, with genesis linked to the marine isotopic stages MIS11c (~ 400 ka), MIS9e (~ 320 ka), MIS7e (~ 240 ka) and MIS7c (~ 220 ka). Subsequently, due to the greater number of researches and records that refer to the time interval between the last two interglacials (MIS5e to MIS1), the spatial-temporal records associated with the transgressive peak MIS5e (~ 123 ka) were emphasized in more detail; paleo-sea-level lower than the current between MIS5e and MIS1, during a regressive trend that culminated in LGM / MIS2 (~ 120 to 18 ka) and, in the course of MIS1 (~ 18 to 7 ka) post-glacial transgression; relative sea level close to the current in the Middle Holocene (~ 7 ka); transgressive peak MIS1 related to Holocene climate optimum (~ 7 to 5.5 ka) and marine regression that followed the peak of MS1 (~ 5.5 ka to the present). In sequence, based on the literature, the implications of variations in the relative sea level towards of coastal erosive / depositional dynamics, responsible for the development of geomorphological surfaces in coastal environments, were highlighted. The climatic morphogenesis of marine terraces, fluvial-marine terraces and tidal plain terraces, whose residual forms are causally related to glacioeustatic changes in sea level, were particularly highlighted. Through the literature review, it was noted that the improvement of dating techniques allowed a more accurate temporal understanding of the relative sea level variations and, consequently, a better understanding of paleoclimatic events linked to the genesis of coastal reliefs. Formerly determined from interpretations derived from relative dates and, therefore, inevitably subjective. There are also gaps in knowledge regarding the tectonic effects on passive margins about of the development of geomorphological surfaces and influence in the regional scope of the reach of eustatic amplitudes. The synthesis of the methodological advances in the identification of paleo-sea-level records and the knowledge acquired about the Quaternary paleoclimatic events, addressing and systematizing the results of several researches, is extremely relevant for geomorphologists to understand and recognize processes related to morphogenesis of several geomorphological surfaces. At the same time, it provides fundamental theoretical support for different evolutionary interpretations of relief.

Keywords: Glacioeustatic movements; marine terraces, fluvial-marine terraces; tidal plain terraces.

Tema: Geomorfologia Costeira do Quaternário

1. INTRODUÇÃO

A sintetização dos avanços metodológicos de identificação dos registros de paleoníveis marinhos e dos conhecimentos adquiridos sobre os eventos paleoclimáticos do Quaternário, abordando e sistematizando os resultados de várias pesquisas, como o presente estudo propõe, apresenta-se extremamente relevante para que geomorfólogos compreendam e reconheçam processos relacionados com a morfogênese de diversas superfícies geomorfológicas. Fornece, ao mesmo tempo, subsídios teóricos fundamentais para diversas interpretações evolutivas do relevo.

Esta revisão teórica discute a dinâmica quaternária das variações do nível relativo do mar ao longo do litoral brasileiro. Inicialmente, a análise foi conduzida de modo a reunir e sintetizar, os raros e mais antigos testemunhos quaternários de paleoníveis marinhos mais altos que o atual que se tem registro na costa do Brasil, com gênese atrelada aos estágios isotópicos marinhos MIS11c (~400 ka), MIS9e (~320 ka), MIS7e (~240 ka) e MIS7c (~220 ka).

Posteriormente, em razão do maior número de pesquisas e testemunhos que remetem ao intervalo temporal compreendido entre os dois últimos interglaciais (MIS5e ao MIS1), enfatizou-se mais detalhadamente os registros espaço-temporais associados ao pico transgressivo MIS5e (~123 ka); paleoníveis mais baixos que o atual entre o MIS5e e MIS1, durante tendência regressiva que culminou no UMG/MIS2 (~120 a 18 ka) e, no decorrer da transgressão pós-glacial MIS1 (~18 a 7 ka); nível relativo do mar próximo ao atual no Holoceno Médio (~7 ka); pico transgressivo MIS1 relacionado ao *optimum* climático holocênico (~7 a 5.5 ka) e regressão marinha que sucedeu o auge do MS1 (~5.5 ka ao presente).

Na sequência, com base na literatura, foram brevemente evidenciadas implicações das variações do nível relativo do mar perante a dinâmica erosiva/deposicional litorânea, responsável pelo desenvolvimento de superfícies geomorfológicas em ambientes costeiros. Destacam-se, especificamente, a morfogênese climática de terraços marinhos, terraços fluviomarinhos e terraços de planície de maré, cujas formas residuais estão diretamente relacionadas às mudanças glacioeustáticas do nível do mar.

A partir desta linha de raciocínio, buscou-se apresentar o estado da arte das discussões acima destacadas, reunindo a produção acadêmica das pesquisas mais relevantes para a temática em questão. Para tanto, na tentativa de elucidar a evolução do conhecimento, o texto foi redigido/organizado de modo a evidenciar, quando possível, sempre no início das subdivisões propostas (itens), os esforços dos pesquisadores pioneiros, responsáveis pelas primeiras descobertas e formulação das clássicas teorias.

Posteriormente, buscou-se apresentar as recentes descobertas impulsionadas pelos avanços tecnológicos, responsáveis por aperfeiçoarem metodologias, confrontarem algumas proposições pioneiras e, a partir disso, formular novas teorias com base na evolução do conhecimento acumulado.

2. REGISTROS DE NÍVEIS RELATIVOS DO MAR MAIS ALTOS QUE O ATUAL NO LITORAL BRASILEIRO (ANTERIORES AO MIS5e)

A literatura aponta que a costa brasileira possui registros que testemunham seis eventos de nível do mar mais alto que o atual, relativos a períodos de aquecimento intrínsecos a episódios interglaciais quaternários, correlacionados, respectivamente, aos estágios isotópicos marinhos MIS11c (~400 ka), MIS9e (~320 ka), MIS7e (~240 ka), MIS7c (~220 ka), MIS5e (~120 ka), MIS1 (~6 ka) (Railsback et al., 2015a, 2015b, 2015c).

As evidências de níveis do mar mais alto que o atual e mais antigas na história do Quaternário (MIS11c, MIS9e, MIS7e, MIS7c), encontram-se restritas a apenas algumas regiões costeiras do Brasil, ao menos no que se tem conhecimento até o momento. Todavia, a identificação de registros sedimentares mais antigos (terraços e barreiras arenosas) está se tornando cada vez mais comum em razão do advento de modernas técnicas de datações por luminescência (TL, LOE e ESR). Métodos geocronológicos que estão possibilitando remontar eventos deposicionais cada vez mais longínquos no Quaternário.

As descobertas das últimas duas décadas vinculam-se, principalmente, à compreensão e influência do estágio isotópico marinho 7 perante o desenvolvimento de superfícies geomorfológicas no litoral brasileiro (BARRETO et al., 2002; 2004; SUGUIO et al., 2011; LOPES et al., 2014a, 2014b, 2020). Registros temporais, que até o início da década de 2000, eram praticamente inexistentes na literatura paleoclimática nacional, pois se inferia que o evento de nível do mar mais alto que o atual no Brasil, antecedente ao MIS5e, remetia ao MIS9e (SUGUIO e MARTIN, 1978; BITTENCOURT et al., 1979; VILLWOCK et al. 1986).

Trata-se de setores com especificidades vinculadas a estruturas geológicas regionais que afloram junto à costa. Pode-se citar como exemplo os estados do Rio Grande do Norte, Paraíba, Pernambuco e Bahia, onde têm-se registros vinculados ao MIS9e (sem datações absolutas) (BITTENCOURT et al., 1979) e MIS 7c (com datações absolutas) (BARRETO et al., 2002; 2004; SUGUIO et al., 2011). Setores costeiros com terraços marinhos preservados em falésias inativas, esculpidas nos sedimentos da Formação Barreiras.

Também é o caso de setores que possibilitaram a preservação de registros marinhos mais antigos, em razão de especificidades atreladas a configuração da plataforma continental e planície oceânica (mais extensas e planas). Pode-se citar como exemplo o Estado do Rio Grande do Sul, onde coexistem justaposições laterais relativas a quatro sistemas deposicionais (Laguna-Barreira). Tais sistemas foram identificados pioneiramente por Villwock (1984) e Villwock et al. (1986), com base em datações relativas a partir de características sedimentológicas e geomórficas (estratigrafia). Sendo associados inicialmente aos estágios marinhos MIS11c, MIS9e, MIS5e, MIS1.

Entretanto, recentemente, Lopes et al. (2014a, 2014b, 2020) publicaram novas descobertas, as quais possibilitaram a reformulação de antigas cronologias eustáticas no

litoral sul do Brasil. Os autores, por meio de datações por Termoluminescência (TL) e Ressonância de Spin Eletrônico (ESR) em icnofósseis e conchas de moluscos, reexaminaram a cronologia dos sistemas Laguna-Barreira do Estado do Rio Grande do Sul. Tais registros foram coletados ao longo das fácies fluviais das margens do riacho Chuí e das fácies marinhas do sistema Barreira II.

A partir dos resultados divulgados, Lopes et al. (2014a, 2014b, 2020) evidenciaram que o Sistema Laguna-Barreira II foi desenvolvido por volta de 240 ka (MIS 7e/c), ao invés de 320 ka. (MIS 9e), conforme proposto pioneiramente por Villwock (1984) e Villwock et al. (1986). Sugerindo que a transgressão atrelada ao MIS 7e, alcançou uma amplitude média estimada de 10 ± 1 m ao longo do litoral do Rio Grande do Sul.

Importante salientar que recentemente, Lopes et al. (2020), além de confirmarem as evidências associadas ao MIS7e, também encontraram testemunhos consistentes vinculados aos estágios isotópicos MIS7d e MIS 7c-a (~ 201–190 ka). Através dos quais puderam estabelecer correlações perante o paleoclima interglacial com menor volume de gelo e, paleoníveis do mar superiores ou próximos ao atual quase continuamente até o subestágio 7a (~ 201–190 ka).

Tais constatações, inevitavelmente, levantaram questionamentos sobre o sistema Laguna-Barreira I (o mais antigo). Teria sido originado ao longo do MIS11 conforme proposto pioneiramente por Villwock (1984) ou estaria correlacionado ao MIS 9e? Caso esta última indagação se torne verdadeira, este período se tornaria o mais antigo que se tem registro no litoral brasileiro, perante o nível do mar mais alto que o atual no Quaternário. Assim, os registros associados à dinâmica do estágio isotópico marinho MIS11c na costa do Brasil (~400.000 anos. A.P.), passariam a ser inexistentes, ao menos até o momento.

3. REGISTROS DAS VARIAÇÕES DO NÍVEL RELATIVO DO MAR NO LITORAL BRASILEIRO ENTRE MIS5e/MIS1

As evidências de níveis do mar mais altos que o atual e mais recentes na história do Quaternário (MIS5e, MIS1), podem ser encontradas com relativa facilidade ao longo de todo litoral nordeste, sudeste e sul do Brasil. Destacam-se preliminarmente as pesquisas pioneiras que identificaram tais testemunhos nos estados de Pernambuco, Alagoas, Sergipe e Bahia (BITTENCOURT et al., 1979), São Paulo (SUGUIO e MARTIN, 1978; MARTIN e SUGUIO, 1978), Rio de Janeiro (KOWSMANN et al., 1977; MARTIN e SUGUIO, 1978), Paraná (SUGUIO et al., 1985; ANGULO e LESSA 1997; MARTIN, SUGUIO e FLEXOR (1988), Santa Catarina (SUGUIO et al., 1985; MARTIN, SUGUIO e FLEXOR, 1988); ANGULO et al., 1999) e Rio Grande do Sul (VILLWOCK, 1984; VILLWOCK et al., 1986; TOMAZELLI, 1990).

Com base nestas acepções iniciais, parte-se para as revisões e reflexões teóricas mais detalhadas sobre as variações do nível do mar, desde o estágio isotópico marinho MIS5e aos dias atuais, por serem as mais documentadas em trabalhos brasileiros e

constituírem os registros de paleoníveis marinhos mais preservados ao longo do litoral do Brasil.

3.1 Paleoníveis mais altos que o atual (Pico Transgressivo Cananeense - MIS5e)

Segundo Suguio (2003a), os registros do nível do mar mais alto no Pleistoceno Superior, decorrentes de período interglacial (MIS5e), são essencialmente compostos por terraços arenosos obliterados por processos pedogenéticos. Encontram-se situados em posições mais internas das planícies costeiras, em altitudes que variam de 6 a 10 metros acima do nível atual, entre os estados do Rio Grande do Norte e Rio Grande do Sul.

Suguio e Petri (1973) foram os primeiros a identificar e descrever estas unidades pleistocênicas no sudeste do Brasil. Os autores observaram um máximo de desenvolvimento destas estruturas na região de Cananéia-Iguape, denominando-as, portanto, de Formação Cananéia, a qual também pode ser encontrada nas planícies costeiras de Itanhaém, Santos e Bertioga no Estado de São Paulo.

Anos mais tarde, Suguio e Martin (1976) destacaram e detalharam, pela primeira vez, a presença de estruturas em forma de tubos, condizentes com restos fossilizados de galerias de animais marinhos perfuradores do gênero *Callianassa*. A partir destas descobertas, e somente em 1978, foram realizadas, de fato, as primeiras tentativas de datações de tais evidências marinhas de nível do mar mais alto que o atual no Pleistoceno Superior (SUGUIO e MARTIN, 1978).

Neste sentido, Suguio e Martin (1978), em estudo que investigou aproximadamente 550 km da costa brasileira (Estado de São Paulo e extremo sul do Rio de Janeiro), dataram por meio do método C^{14} , fragmentos de madeiras carbonizados de uma lente argilosa intercalada em areias de terraços marinhos situados a 8 ± 2 m acima do mar atual. Os autores obtiveram duas idades mínimas (>35 ka) em razão das limitações temporais inerentes ao método selecionado e disponível para época (Ba.222 e Gif.3844) (Quadro 1). Com estas primeiras aproximações, Suguio e Martin (1978) constataram efetivamente, que a Formação Cananeia não foi depositada durante o último episódio transgressivo, mas sim no decorrer de uma transgressão mais antiga, denominada de transgressão Cananeense (MIS5e).

No ano seguinte, Bittencourt et al. (1979) foram responsáveis pelas primeiras investigações e identificações de registros marinhos vinculados ao MIS5e no litoral do nordeste brasileiro, mais especificamente no Estado da Bahia. Os autores, também dataram por C^{14} , fragmentos de madeira carbonizados em camada de argila coberta por areia marinha dissecada pela erosão (terraço a 6 m acima do nível do mar). Bittencourt et al. (1979), assim como Suguio e Martin (1978), em razão da limitação do método, também obtiveram idades mínimas (>30 ka e $>27.1 \pm 1.7$ ka) (Quadro 1). Todavia, suficientes para indicar gênese atrelada a uma transgressão pleistocênica, denominada pelos autores de penúltima transgressão (MIS5e).

A partir de pesquisas realizadas no litoral do Estado da Bahia (Itaparica, Itacaré e Caravelas) e no Estado de São Paulo (Cananéia-Iguape, Santos), Martin et al. (1980)

corroboraram com os resultados preliminares de Suguio e Martin (1978) e Bittencourt et al. (1979), ao datarem por C^{14} seis amostras de fragmentos de madeiras carbonizadas e, pela primeira vez, restos de corais e conchas de moluscos. Os autores, do mesmo modo, obtiveram idades mínimas (> 35 ka e > 32 ka) (Quadro 1).

Como pode-se notar, as limitações temporais inerentes a técnica de datação por C^{14} persistiram até a pesquisa de Martin, Bittencourt e Vilas-Boas (1982) e Bernat et al. (1983), quando houve uma ruptura dos conhecimentos acumulados até então. Isto porque os autores foram responsáveis por realizarem as primeiras datações pelo método de $^{230}\text{Th}/\text{U}$ em recife de corais (*Siderastrea*), situados na base de terraço marinho (7 ± 1 m) em Olivença (BA). Deste modo, por meio das idades obtidas ($116 \pm 6.9 / 122 \pm 6.1 / 124 \pm 8.7 / 132 \pm 9.0 / 142 \pm 9.7$ ka), Martin, Bittencourt e Vilas-Boas (1982) e Bernat et al. (1983), conseguiram determinar pela primeira vez, com maior precisão, testemunhos temporais da ocorrência da transgressão marinha associada ao MIS5e no litoral do Brasil (Quadro 1).

Como dito anteriormente, no decorrer do tempo, os avanços tecnológicos possibilitaram o desenvolvimento de novas técnicas avançadas de datações absolutas; trata-se dos métodos vinculados ao estímulo de calor (TL) e luminescência (LOE). Por desta última, tornou-se possível determinar a última exposição dos minerais à luz do sol e, portanto, revelar as idades dos eventos deposicionais atrelados às superfícies geomorfológicas pleistocênicas elaboradas no decorrer do MIS5e. Neste contexto, destacaram-se as pesquisas de Barreto et al. (1999, 2002, 2004) e Buchmann e Tomazelli (2003) (Quadro 1).

Iniciava-se assim, as primeiras pesquisas brasileiras que, de fato, correlacionavam seus resultados às nomenclaturas dos estágios isotópicos marinhos, propostos pela literatura paleoclimática internacional com base em datações de $\delta^{18}\text{O}$ em foraminíferos bentônicos de núcleos de sedimentos marinhos profundos (EMILIANI, 1955; SHACKLETON, 1969; BERGER e WEFER, 2003; LISIECKI e RAYMO, 2005; RAILSBACK, 2015a; RAILSBACK et al., 2015b; RAILSBACK et al., 2015c).

Nesta perspectiva, Barreto et al. (1999) foram os responsáveis por identificar e datar por TL, os primeiros registros marinhos no Estado do Paraná com gênese correlacionada ao MIS5e. Trata-se de terraços da planície costeira de Paranaguá (PR) que apresentaram idades entre 122 ± 4.54 ka e 100.72 ± 2.25 ka (Quadro 1).

Posteriormente, Barreto et al. (2002, 2004) dataram de maneira inédita, terraços marinhos identificados preliminarmente por Suguio et al. (2001) no Estado do Rio Grande do Norte (Formação Touros). Utilizando-se do método da LOE ($117 \pm 10 / 109 \pm 4$ ka), apontaram, também, evidências consistentes sobre a atuação da neotectônica na costa do Brasil, uma vez que alguns setores destes terraços se encontram a 20 m de altitude acima do atual nível do mar (Quadro 1).

Do mesmo modo, Buchmann e Tomazelli (2003) também se apresentaram determinantes em relação a constatações temporais do MIS5e, pois foram os pioneiros na obtenção de idades absolutas do Sistema Laguna-Barreira III (109 ± 7.5 ka), desde as

proposições iniciais de Villwock (1984) e Villwock et al. (1986) para a costa do Estado do Rio Grande do Sul (Quadro 1).

Quadro 1: Registros marinhos espaciais/temporais de paleoníveis vinculados ao MIS5e

Região	Tipo de Registro	Altitude	Método	Idade (ka)	Referências	
Estado de São Paulo e Estado do Rio de Janeiro (RJ)	Fragmentos de madeiras carbonizadas	8 ± 2m	C ¹⁴	> 35 > 35	Suguio e Martin (1978)	PESQUISAS PIONEIRAS (DATAÇÕES RELATIVAS, C ¹⁴ E ²³⁰ Th/U)
Estado da Bahia (BA)	Fragmento de madeira em camada de argila coberta por areia marinha (terraço)	6m Depósito dissecado pela erosão	C ¹⁴	> 30 >27.1 ± 1.7	Bittencourt et al. (1979)	
Cananéia-Iguape, Santos (SP) Itaparica, Itacaré e Caravelas (BA)	Fragmento de madeira, corais e conchas de moluscos	> 0 (assim foi descrito pelos autores)	C ¹⁴	> 32 / > 32 > 35 / > 32 > 32 / > 32	Martin et al. (1980)	
Olivença (BA)	Recife de Corais (<i>Siderastrea</i>) na base do terraço marinho	7 ± 1 m com base no topo do terraço	Iônio ²³⁰ Th/U	116 ± 6.9/122 ± 6.1 124 ± 8.7/132 ± 9.0 142 ± 9.7	Martin, Bittencourt e Vilas-Boas (1982) Bernat et al. (1983)	
Estado de Sergipe (SE) e de Alagoas (AL)	Terraços marinhos alinhados e paralelos a encosta da Formação Barreiras	8 ± 2m Com base no topo dos terraços marinhos	Datação Relativa. Características sedimentológicas e geomórficas	-	Bittencourt et al. (1982, 1983)	
Estado do Rio Grande do Sul (RS)	Sistemas Laguna -Barreira I, II, III e IV	8m (Barreira III)	Datação Relativa (Estratigrafia)	-	Villwock (1984) Villwock et al. (1986)	
Planície Costeira de Paranaguá (PR)	Terraços Marinhos	Não informada	TL	105.51 ± 2.47 106.98 ± 9.17 122 ± 4.54 100.72 ± 2.25	Barreto et al. (1999)	INÍCIO DE DATAÇÕES POR LUMINESCÊNCIA (TL / LOE) EM REGISTROS
Trecho entre São Bento e Touros (RN)	Terraços Marinhos	1 a 10 m atingindo máximo de 20 m (<i>uplift</i>) <i>Tectônica!?</i>	TL / LOE	(TL / RN): 117 ± 10 / 109 ± 4 (LOE / RN): 117 ± 4	Barreto et al. (2002, 2004)	
Planície costeira do Estado do Rio Grande do Sul	Arenitos expostos na praia atual, sob os sedimentos do sistema de Barreira IV	-	TL	109 ± 7.5	Buchmann e Tomazelli (2003)	
Estado da Paraíba (PB) e de Pernambuco (PE)	Terraços Marinhos elevados sobre a formação barreiras ao longo da zona litorânea e em vales incisivos que cortam os tabuleiros costeiros	A altitude da base dos terraços varia entre 12 m e -2 m <i>Tectônica!?</i>	TL / LOE	(TL / PB): 110 ± 6.2 / 108 ± 8 103 ± 14 / 117 ± 1 117 ± 14 / 101 ± 9 (LOE / PB): 110 ± 20 / 120 ± 2 103 ± 6 / 109 ± 9 116 ± 14 / 100 ± 11 (TL / PE): 109 ± 8 (LOE / PE): 113 ± 8.4	Suguio et al. (2011)	RECENTES DESCOBERTAS E APERFEIÇOAMENTO DAS TÉCNICAS DE LUMINESCÊNCIA (TL / LOE / ESR)
Complexo Deltaico do rio Doce (ES)	Cristas Praiais Pleistocênicas	Foi informada só a prof. de coleta 2,65	LOE	132.70 ± 9.152	Rossetti et al. (2015)	
Encosta da Bacia de Santos (SP)	Foraminíferos planctônicos de um núcleo de sedimentos	- 2225m coluna de sedimentos de 19,14m	C ¹⁴ (AMS) $\delta^{18}\text{O}$	Núcleo com intervalo temporal de 185-6ka. gradação de 13cm/ka	Lessa et al. (2017)	
Planície Costeira da bacia do rio Araranguá (SC)	Terraço Marinho soterrado por depósito eólico (<i>Loess</i>)	7 ± 1m	LOE	>75	Rubira e Perez Filho (2019)	
Planície costeira do Estado do Rio Grande do Sul (RS)	Conchas dos depósitos da Laguna III	7 ± 1 m	ESR	Conchas próximas a Barreira III indicam idades de ~ 120 ka (MIS5e). Conchas próximas a Barreira II indicam idades de ~ 100 ka (MIS 5c)	Lopes et al. (2020)	

Após estas pesquisas, na década de 2010, o que se observou foi um refinamento e aprimoramento metodológico das técnicas por TL e LOE, bem como adição/aplicação de novos métodos de datação para identificação do MIS5e no litoral do Brasil, a Ressonância de Spin Eletrônico (ESR) e $\delta^{18}\text{O}$ (SUGUIO et al., 2011; ROCHA et al., 2013; LESSA et al., 2017; RUBIRA e PEREZ FILHO, 2019; LOPES et al., 2020).

Neste viés, Suguio et al. (2011) observaram um conjunto de terraços marinhos no litoral oriental do nordeste brasileiro (Estados da Paraíba e Pernambuco), localizados a 12 metros acima do nível do mar atual. Assim, por meio da utilização das técnicas de TL e LOE, obtiveram idades entre 120 ± 2 ka a 100 ± 11 ka, próximas aos resultados obtidos por Barreto et al. (2004).

Lessa et al. (2017) trouxeram contribuições ao analisarem foraminíferos planctônicos de um núcleo de sedimentos a -2225 m de profundidade, situado na encosta da Bacia de Santos (SP), litoral sudeste do Brasil. A partir de um furo realizado pela Petrobrás (GL-1090), os autores discutiram a história de intervalo temporal compreendido entre 185-6 ka. O registro obteve uma taxa de agradiação de 13cm/ka (Quadro 1).

Rubira e Perez Filho (2019) igualmente contribuíram ao trazer resultados inéditos sobre registros do MIS5e no litoral sul de Santa Catarina, mais especificamente na planície costeira da bacia hidrográfica do rio Araranguá. Trata-se do primeiro terraço marinho pleistocênico (7 ± 1 m) datado por LOE no litoral catarinense (idade mínima saturada em > 75 ka), soterrado por depósitos eólicos do tipo *loess*. Por fim, também se destaca a pesquisa de Lopes et al. (2020) na planície costeira do Estado do Rio Grande do Sul, com datações por ESR em conchas dos depósitos da Laguna III, que revelaram idades com aproximadamente 120 ka (MIS5e).

Mediante análise espacial e temporal destes e de outros registros ao longo da costa brasileira, infere-se que o nível relativo do mar durante o MIS5e atingiu altitudes entre 8m e 12m acima do atual, podendo variar para mais ou menos em razão da neotectônica. Fato que implica, conforme estabeleceu Barreto et al. (2002), na constatação de que a elevação por si só, não se caracteriza como uma ferramenta confiável para estabelecer uma cronologia de mudança do nível do mar no Quaternário. Mesmo em áreas costeiras de margem passiva.

3.2 Paleoníveis mais baixos que o atual entre MIS5e e MIS1

Este tópico foi estruturado, de modo a evidenciar inicialmente, pesquisas pioneiras que buscaram reconstituir o comportamento do nível relativo do mar na costa brasileira entre os estágios isotópicos marinhos MIS5e e MIS1 (KOWSMANN et al., 1977; CORRÊA, 1996). Posteriormente, também foram apresentadas pesquisas recentes, responsáveis por renovar os conhecimentos a partir de inéditas descobertas para a plataforma continental do Brasil. Desvendando, mediante utilização de técnicas modernas, parte dos mistérios submersos (LOPES et al., 2010, 2014b; ROSSETTI et al., 2015; COOPER et al., 2018; ALVES e MAHIQUES, 2019; DILLENBURG et al., 2020).

Após o pico transgressivo Cananeense há 123 ka (MIS5e), iniciaram-se uma sequência de regressões marinhas (MIS5d, MIS5b, MIS4 e MIS3b), que se findaram no último máximo glacial (UMG - MIS2). Tais regressões, foram interrompidas por oscilações climáticas responsáveis por impedir uma tendência de rebaixamento contínuo e uniforme. Estes eventos transgressivos foram associados aos estágios isotópicos marinhos MIS5c, MIS5a, MIS3c, MIS3a.

Posteriormente, iniciou-se uma rápida mudança climática associada à transgressão pós-glacial, relativa à transição do último máximo glacial (MIS2) para o *optimum* climático holocênico (MIS1). Essa tendência eustática atingiu um paleonível marinho semelhante ao atual por volta de 7 ka, culminando em um pico máximo no Holoceno por volta de 5 ka (~ 5m acima do atual nível).

Nesta linha de raciocínio, Kowsmann et al. (1977), por meio dos resultados de sua pesquisa e das datações realizadas por Figueiredo Junior (1975), propuseram que o limite máximo desta regressão generalizada (MIS5e a MIS2) esteja associado à presença de uma escarpa na plataforma continental, localizada a 120-130m abaixo do nível do mar atual.

Deste modo, Kowsmann et al. (1977), a partir dos resultados obtidos em amostras de algas calcárias, inferiram idade pleistocênica tardia para a escarpa homônima, elaborada há ~17.5 ka (amostra 4324, coletada a 132m de profundidade, datada em 17.3 ± 0.48 ka). Outra amostra de destaque no estudo de Kowsmann et al. (1977) refere-se ao testemunho 4333 (conchas), obtido à profundidade de 100m, datado em 14.69 ± 0.17 ka, pelo qual os autores inferiram que durante o limite do Pleistoceno/Holoceno o mar esteve, no mínimo, 100m abaixo do atual no sul do Brasil.

Meirelles et al. (2005) reconheceram que, durante esta regressão, que para Suguio (2003a) perdurou até 17.5 ka, desenvolveram-se extensas planícies costeiras sobre a plataforma atual, como a foz do rio Amazonas, a qual possivelmente recuou 300 km. Área na qual desenvolveram-se sistemas fluviais com meandros, estuários, terraços marinhos, manguezais, lagoas, lagoas, gerações de dunas e pântanos.

Nesta perspectiva, a partir da definição das profundidades das escarpas submersas (níveis de estabilização) e de idades obtidas por datações de C^{14} obtidos, Corrêa (1996) realizou inferências sobre o comportamento do nível relativo do mar no decorrer da transgressão marinha (MIS1), estabelecendo 3 fases de avanço (Figura 1).

A primeira fase compreende elevação do nível do mar rápida (2cm/ano) entre 17.5 e 16 ka. Na segunda fase a velocidade de ascensão do nível relativo do mar diminuiu de cerca de 2 cm/ano para 0,6cm/ano entre 16 e 11 ka (escarpas 100-110m, 60-70m). Enquanto a terceira fase, segundo Corrêa (1996), caracterizou-se pelo aumento da velocidade de subida do nível do mar, passando de 0,6cm/ano para 1,6cm/ano entre 11 e 6.5 ka (escarpas 32-45m e 20-26m).

Pesquisas modernas também fizeram importantes descobertas, quase todas vinculadas ao litoral sul e sudeste do Brasil, assim como as clássicas evidenciadas anteriormente (FIGUEIREDO JUNIOR, 1975; KOWSMANN et al., 1977; CORRÊA, 1996). Inicialmente, pode-se citar como exemplo, o estudo de Lopes et al. (2010). Os

autores objetivaram estabelecer a cronologia de fósseis dispostos no riacho Chuí e na plataforma continental costeira do Estado do Rio Grande do Sul. Para tanto, dataram 11 dentes de fósseis por ESR, testemunhos relativos a três táxons extintos (*Toxodon platensis*, *Stegomastodon waringi* e *Hippidion principale*), situados em profundidades inferiores a 10m, abaixo do nível relativo do mar atual (Quadro 2).

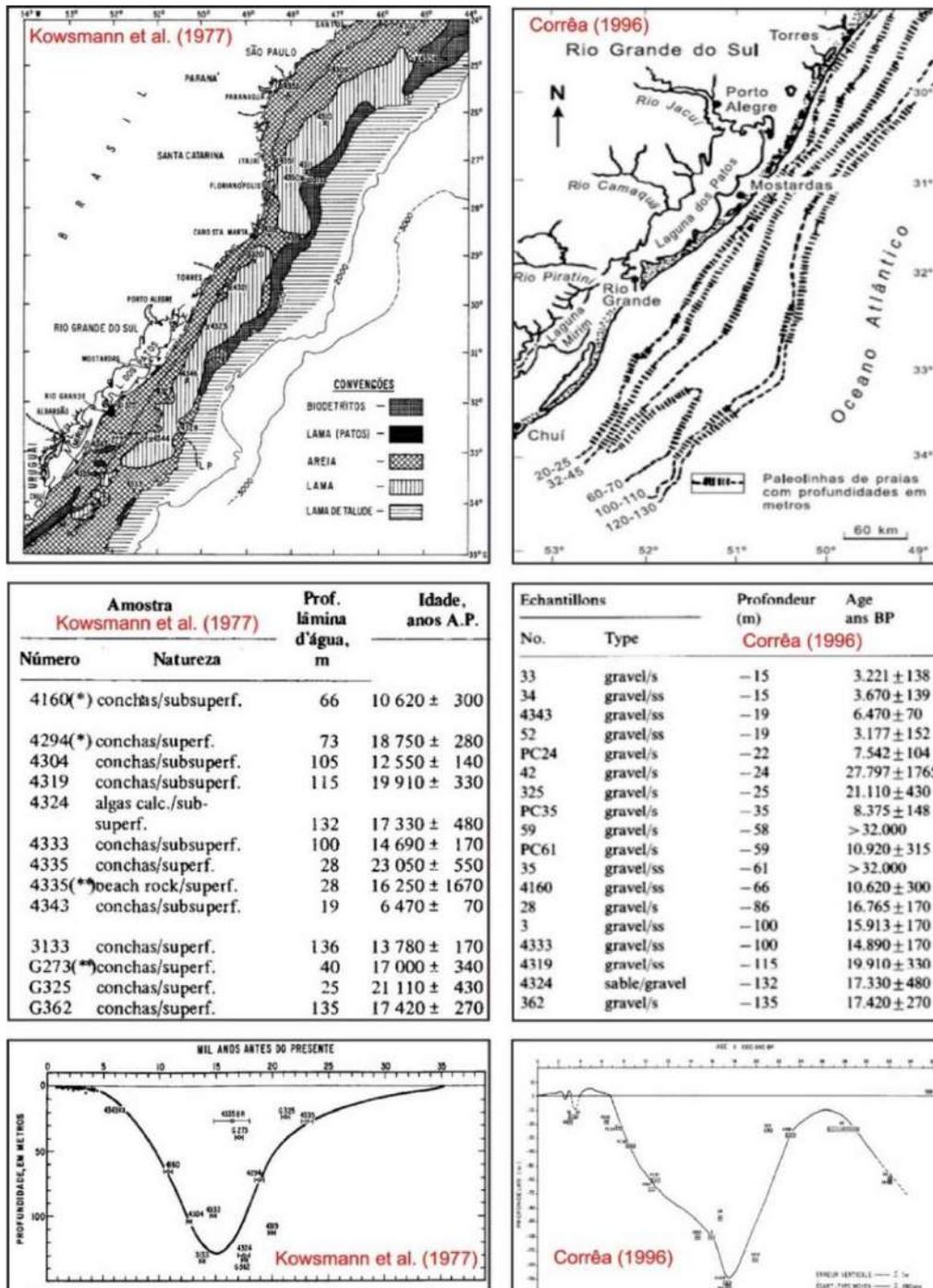


Figura 1: Mapas da plataforma continental do sul e parte do sudeste do Brasil, mostrando os contornos das antigas linhas de praia, desenvolvidas nas fases de estabilização dos níveis do mar entre 17.500 e 6.500 A.P. e respectivas idades obtidas por C^{14} . Fonte: Adaptado de Kowsmann et al. (1977, p. 11-13), Corrêa (1996, p.169-170) e Suguio (2003a, p.16).

As amostras datadas por Lopes et al. (2010) nas margens do Riacho Chuí, apresentaram idades entre 42 ± 3 e 34 ± 7 ka, sendo correlacionadas ao MIS3. Em relação às amostras de dentes encontradas na plataforma continental, os autores obtiveram idades com substanciais variações temporais (entre 8 ± 3 e 650 ± 100 ka). Estas últimas idades coincidiram com períodos de regressões marinhas, indicando retrabalhamento dos depósitos fossilíferos pelas sucessivas oscilações do nível do mar durante o Quaternário. A partir da descoberta inerente à pesquisa de Lopes et al. (2010), nota-se uma sequência de publicações que se iniciaram nesta década, aprimorando a cronologia estratigráfica dos sistemas Lagunas-Barreiras da planície costeira do Estado do Rio Grande do Sul (PCRGs) (LOPES et al. 2013, 2014a, 2014b, 2020; LOPES, DILLENBURG e SCHULTZ, 2016).

Em uma destas publicações, Lopes et al. (2014a) fizeram importantes descobertas sobre a variação eustática ocorrida entre o fim do MIS5 e MIS3 (entre 90 e 30 ka). Na tentativa de refinar a cronologia dos depósitos da PCRGs, os autores dataram por ESR vários fósseis de mamíferos terrestres coletados nas fácies fluviais do sistema Laguna-Barreira III. Por meio desta metodologia, Lopes et al. (2014a) obtiveram idades que variaram entre 90 ± 10 a 43 ± 3 ka, período relacionado ao MIS5c, MIS4 e MIS3. Tais resultados auxiliaram com reconstituições geocronológicas deposicionais e climáticas atuantes no sul do país, em um intervalo marcado por pulsos quentes e frios associados aos eventos *Dansgaard-Oeschger e Heinrich*.

Rossetti et al. (2015) também contribuíram com a identificação de registros entre os estágios isotópicos marinhos MIS5e e MIS1. Buscando compreender a evolução do delta do rio Doce (ES), os autores dataram por meio da LOE e C^{14} materiais correlacionados a distintos paleoambientes (terraços fluviais, canais, cordões litorâneos). Antes do fatídico desastre ambiental associado ao rompimento da barragem de Brumadinho (MG).

As datações realizadas por Rossetti et al. (2015) ofereceram importantes correlações com testemunhos da progradação da costa na transição para o UMG. A partir da obtenção das idades, Rossetti et al. (2015) notaram que a evolução do delta foi diretamente influenciada por ação das ondas no contexto das flutuações do nível do mar Pleistoceno-Holoceno tardio. As descobertas vincularam-se a constatações de uma progradação inicial em $132,7 \pm 9,1$ ka (LOE) após o estágio do isótopo marinho MIS5e, intensificada entre 45.775-49.391 cal ano A.P (C^{14}), 29.678-29.226 cal ano A.P (C^{14}) e 31.681 ± 3.203 (LOE), durante o MIS3c ao MIS2 (Quadro 2).

Na tentativa de estabelecer correlações com o paleonível marinho da época datada, Rossetti et al. (2015) inferiram um nível relativo do mar 25m abaixo do atual no momento deposicional, muito menor que a queda global proposta para este período. Para justificar esta discrepância altimétrica entre o que indica a literatura para o período mencionado, antecedente ao MIS2 (130m abaixo do atual), os autores hipotetizam a atuação de deformações tectônicas. Eventos que, segundo os autores, possivelmente teriam

compensado a queda do nível do mar neste intervalo temporal. Contudo, ao mesmo tempo, salientaram que tais hipóteses estariam abertas para o debate.

Quadro 2: Registros marinhos espaciais/temporais de paleoníveis abaixo do atual entre MIS5e e MIS1

Região	Tipo de Registro	Profundidade (m)	Método	Idade (ka)	Referências	
Plataforma Continental do Estado do Rio Grande do Sul	Biodetritos de conchas e fragmentos de <i>beach rocks</i>	25 20 40	C ¹⁴	>30 16.25 ± 1.67 17 ± 3.4	Figueiredo Junior (1975)	PESQUISAS PIONEIRAS
Plataforma Continental do Sudeste e Sul do Brasil (SP, PR, SC, RS)	Conchas e algas calcárias em sedimentos da plataforma continental	19 / 25 / 28 66 / 73 / 100 105 / 115 / 132 135 / 136	C ¹⁴	6.47 ± 0.07 / 21.11 ± 0.43 23.05 ± 0.55 / 10.62 ± 0.3 18.75 ± 0.28/14.69 ± 0,17 12.55 ± 0.14/19.91 ± 0.33 17.33 ± 0.48/14.69 ± 0,17 17.42 ± 0.27/13.78 ± 0.17	Kowsmann et al. (1977)	
Plataforma Continental do Estado do Rio Grande do Sul	Materiais bioclásticos das escarpas submersas da plataforma continental	-15 / -19 / -19 / -22 -24 / -25 / -35 / -58 -59 / -61 / -66 / -86 -100 / -100 / -115 -132	C ¹⁴	3.67 ± 0.139 / 6.47 ± 0.7 3.177 ± 0.152 / 7.542 ± 0.104 27.797 ± 1.765 / 21.11 ± 0.43 8.375 ± 0.148 / 10.92 ± 0.315 > 32 / > 32 / 10.62 ± 0.3 16.765 ± 0.17 / 15.913 ± 0.17 14.89 ± 0.17 / 19.91 ± 0.33 17.33 ± 0.48 / 17.42 ± 0.27	Corrêa (1996)	
Planície Costeira do Estado do Rio Grande do Sul (RS)	Onze dentes fósseis <i>Toxodon platensis</i> , <i>Stegomastodon waringi</i> e <i>Hippidion principale</i>	Inferiores a 10	ESR	34 ± 7 38 ± 2 42 ± 3	Lopes et al. (2010)	RECENTES DESCOBERTAS
Planície Costeira do Estado do Rio Grande do Sul (RS)	Fósseis de mamíferos terrestres nas fácies fluviais do Sistema Laguna- Barreira III	Profundidade de coleta não informada pelos autores	ESR	43 ± 3 / 48 ± 4 48 ± 9 / 57 ± 8 70 ± 10 / 90 ± 10	Lopes et al. (2014a)	
Complexo Deltaico do rio Doce (ES)	Materiais das cristas praias pleistocênicas e sedimentos orgânicos intercalados entre as cristas praias	25m abaixo do atual no momento deposicional	LOE C ¹⁴ (AMS)	29.678-29.226 (C ¹⁴ / cal) 31.681 ± 3.203 (LOE) 35.162-36.321 (C ¹⁴ / cal) 36.105-40.014 (C ¹⁴ / cal) 45.775-49.391 (C ¹⁴ / cal)	Rosseti et al. (2015)	
Planície Costeira da Baixada Santista (SP)	Frações de Sedimentos orgânicos	Perfuração com 58,45 m de comprimento (-7 / -19 / -40)	C ¹⁴ (AMS)	41.53-40.3 45.58 - 44.2 > 43.5	Salvaterra et al. (2017)	
Plataforma Continental adjacente a Ilha de Santa Catarina	Arquitetura Estratigráfica da plataforma continental interna e da costa de Santa Catarina	0 a 50	Estratigráfia Sismica	Inferências relativas com base na estratigrafia MIS3c-b-a (-50m)	Cooper et al. (2018)	
Canal de São Sebastião na costa brasileira do Sudeste (SP)	Interpretação de fácies sísmicas de depósitos marinhos	0 a 50	Estratigráfia Sismica	40-30 (U1 e U2) 13-11 (U3) 9-5.6 (U4 e U5) 5.6 - Atual (U6)	Alvis e Mahiques (2019)	
Planície Costeira de Pinheira, Curumim, Cassino e Hermenegildo (RS)	Reinterpretação de idades C ¹⁴ obtidas em conchas e sedimentos orgânicos	22 a 25	C ¹⁴	36.2 / 41 / 41.1 43.3 / 44.9 / 45.4 / 47.7	Dillenburg et al. (2020)	

A pesquisa de Salvaterra et al. (2017) também apresentou evidências sobre a transgressão ocorrida ao longo do MIS3 (60 a 25 ka). O estudo foi realizado na Baixada Santista, litoral do Estado de São Paulo (SP), a partir da análise de um novo conjunto de dados sedimentológicos e geoquímicos provenientes de uma perfuração com 58,45 m de

profundidade. Com o auxílio de datações por C^{14} em frações de sedimentos orgânicos, Salvaterra et al. (2017) obtiveram idades entre 41.53-40.3 ka (-7m), 45.58-44.2 ka (-19m) e > 43.5 ka (-40m), atribuídas pelos autores a oscilações climáticas bruscas, de curto prazo, que ocorreram entre 43 e 42 ka (MIS3).

O estudo realizado por Cooper et al. (2018) também merece destaque, uma vez que os autores, utilizando-se de métodos estratigráficos sísmicos (seções de até 50m de profundidade), identificaram e interpretaram a evolução da plataforma continental interna de Santa Catarina durante o MIS5e ao MIS1. Os resultados revelaram unidades desenvolvidas durante o fim do Pleistoceno, deformadas por falha normal que originou descontinuidade com rejeito vertical de 3,5m. Para os autores, tais unidades foram elaboradas durante MIS5a ou MIS5c, quando o nível do mar estava situado a 20m abaixo do atual. Também revelaram o desenvolvimento de extenso terraço marinho situado a 50m abaixo do nível atual, erodido pela ação das ondas no decorrer das sucessivas variações do nível relativo do mar atreladas ao MIS3c, MIS3b e MIS3a.

Além destas descobertas, Cooper et al. (2018) identificaram desenvolvimento de ampla planície costeira emergente durante o UMG (MIS2), a qual sofreu posterior acumulação de sedimentos, depositados no decorrer da transgressão pós-glacial MIS1. Esta dinâmica sedimentar elaborou sucessivas planícies litorâneas e sistemas de dunas transgressores da praia, perfazendo uma extensão de centenas de quilômetros. Utilizando-se destes resultados, Cooper et al. (2018) propuseram curva eustática para o sul do Brasil com base em Corrêa (1996) e Angulo e Lessa (1997).

Alvis e Mahiques (2019) também divulgaram resultados importantes; os autores interpretaram fácies sísmicas ao longo de 60 km no Canal de São Sebastião (SP), exibindo estreita relação com as oscilações eustáticas dos últimos 120 ka (MIS5e ao MIS1) (Quadro 2). O modelo desenvolvido pelos autores foi dividido em quatro fases: entre 40 e 30 ka (U1/MIS4 e U2/MIS3); 13 a 11 ka (U3/Término MIS2 e início MIS1); 9 a 5,6 ka (U4/MIS1 e U5/MIS); e 5,6 ka ao presente (U6/MIS1).

Para encerrar este tópico, cita-se também a recente pesquisa de Dillenburg et al. (2020). Os autores objetivaram reinterpretar idades C^{14} obtidas em pólenes, diatomáceas, conchas e sedimentos orgânicos de depósito sedimentar, originados em ambiente marinho estuarino/raso (-22 e -25m) no sul do Brasil. A reinterpretação dos dados anteriormente publicados, culminou na determinação de antigo nível do mar vinculado ao MIS3, que oscilou na planície costeira do Estado do Rio Grande do Sul entre 5 e 23 m de profundidade abaixo do nível atual, por volta de 36,2 a 47,7 ka. Contrariando assim, as antigas interpretações, que associavam as idades a contaminação natural de conchas mais velhas (carbono jovem) erodidas em depósitos de 123 ka (MIS5e).

3.3 Paleoníveis próximos ao atual no Holoceno Médio (Transgressão MIS1)

Suguio et al. (1985) e Martin et al. (1985), determinaram para diferentes regiões costeiras (Cananéia-Iguape, Santos e Salvador), o tempo de travessia em relação ao nível médio atual do mar no decorrer da transgressão pós-glacial (MIS1):

- *Região costeira de Cananéia-Iguape (SP)*: 6.2 ka (SUGUIO et al. 1976) / 6.9 ka (MARTIN et al., 1979b) / 6.6 ka (MARTIN et al., 1985; SUGUIO et al., 1985);

- *Região costeira de Santos (SP)*: 6.4 ka (MARTIN et al., 1979b) / 6.8 ka (MARTIN et al., 1985; SUGUIO et al., 1985);

- *Região costeira de Salvador (BA)*: 7.1 ka (MARTIN et al., 1979) / 7.5 ka (MARTIN et al., 1985; SUGUIO et al., 1985).

Pode-se notar, a indefinição por parte dos autores mediante modificações das proposições no decorrer da descoberta de inéditas evidências, as quais induziram novas reformulações interpretativas. Angulo, Lessa e Souza (2006) apontaram que tais alterações se devem a determinações resultantes de interpolações entre as idades obtidas de diferentes amostras, conforme foram se acumulando do decorrer dos estudos costeiros supracitados.

As amostras que resultaram na determinação de um nível médio semelhante ao atual em Cananéia-Iguape e Santos, proposto por Martin et al. (1985) e Suguio et al. (1985), consistem em fragmentos de madeira transportados em sedimentos lamosos (SUGUIO et al. 1976; MARTIN et al., 1979b).

Na região de Cananéia-Iguape, Martin, Suguio e Flexor (1976) dataram tais fragmentos (6.5 ± 0.17 / 6.1 ± 0.13 ka) em posições que indicariam, respectivamente, paleoníveis marinhos em -0.8 ± 0.3 m e $+0.8 \pm 0.3$ m. Martin, Suguio e Flexor (1979a) também dataram estes fragmentos (6.52 ± 0.15 / 6.45 ± 0.17 / 6.0 ± 0.16 / 5.29 ± 0.11 / 4.4 ± 0.11 / 3.78 ± 0.11 ka) em posições que indicariam, respectivamente, paleoníveis marinhos em 0 ± 0.4 m / -0.8 ± 0.4 m / $+1.2 \pm 0.4$ m / $+1.5 \pm 0.4$ m / $+1.5 \pm 0.4$ m / $+2 \pm 0.5$ m. Ao incorporar essas reconstruções de paleoníveis marinhos nas curvas do nível do mar de Cananéia-Iguape, Martin et al. (1985) e Suguio et al. (1985) sugeriram um tempo de cruzamento do nível relativo atual do mar em torno de 6.6 ka.

Na região de Santos, Martin, Suguio e Flexor (1979a) também dataram fragmentos de madeira transportados em sedimentos lamosos (6.565 ± 0.115 / 6.28 ± 0.13 / 6.22 ± 0.125 / 6.2 ± 0.165 / 5.795 ± 0.125 / 5.455 ± 0.17 / 4.1 ± 0.11 ka) em posições que indicariam, respectivamente, paleoníveis marinhos em $+1 \pm 0.4$ m / $+0.8 \pm 0.4$ m / $+1.2 \pm 0.4$ m / $+1.3 \pm 0.4$ m / $+1.7 \pm 0.4$ m / $+2.4 \pm 0.4$ m / $+2.8 \pm 0.4$ m. Ao incorporar essas reconstruções de paleoníveis marinhos nas curvas do nível do mar de Santos, Martin et al. (1985) e Suguio et al. (1985) sugeriram um tempo de cruzamento perante o nível atual em torno de 6.8 ka.

Apesar dos dados dispostos acima serem pioneiros e inovadores para época, oferecendo novas interpretações para Geomorfologia costeira e noções do comportamento do nível relativo do mar no Holoceno Médio, Angulo, Lessa e Souza (2006) alertaram para o problema em relação à interpretação espaço-temporal destas amostras (estimativas de idades e altitudes), devido à natureza do material datado e em razão da interpretação do paleoambiente do qual estes indicadores foram derivados.

Sobre as inconsistências no espaço, Angulo, Lessa e Souza (2006) levantaram a possibilidade de os sedimentos lamosos terem sidos depositados em ambiente

paleoestuarino, mediante elevação submariz, o que indicaria nível do mar mais baixo. Quanto às inconsistências temporais, Angulo, Lessa e Souza (2006) argumentaram que as idades dos depósitos, onde foram alojadas as cascas de madeira, seriam mais jovens do que as amostras transportadas (dúvidas que poderiam ser sanadas atualmente mediante datações por LOE).

Em relação à região costeira de Salvador, a determinação do tempo de travessia em relação ao nível médio atual, foi baseada em uma única amostra, vinculada à concha retrabalhada (MARTIN et al., 1979). Testemunho embutido em depósitos sedimentares de praia, cimentados pela precipitação carbonática litificada em zona de intermarés (*beachrock*). A datação realizada por Martin, Suguio e Flexor (1979a), revelou idade 7.095 ± 0.125 ka, em posição que indicaria paleonível marinho em 0 ± 0.5 m. Ao incorporar essas reconstruções de paleoníveis marinhos na curva do nível do mar de Salvador, Martin et al. (1985) e Suguio et al. (1985) sugeriram um tempo de cruzamento do nível relativo atual do mar em torno de 7.5 ka.

No entanto, Angulo, Lessa e Souza (2006) também alertaram para o problema em relação à interpretação espaço-temporal desta amostra. Os autores argumentaram que a interpretação de altitude foi baseada em estruturas sedimentares primárias (observadas na *beachrock*) e, a idade do depósito, foi inferida mediante a amostra transportada, que poderia ser muito mais velha que o próprio depósito.

Nota-se que as discussões sobre a travessia em relação ao nível médio atual estão longe de serem encerradas, tornando-se importante, portanto, a investigação e descoberta de registros de paleoníveis marinhos mais confiáveis e precisos. Contudo, graças aos estudos dos pesquisadores citados neste subitem, pôde-se estimar o período de *crossover*. Para Suguio et al. (2003a) ocorreu entre 7.0 e 6.5 ka, enquanto para Angulo, Lessa e Souza (2006) entre 6.9 e 7.7 ka.

3.4 Paleoníveis mais altos que o atual (pico transgressivo Santista - MIS1)

Outros questionamentos em relação ao comportamento do nível relativo do mar no Holoceno Médio, vinculam-se à máxima elevação que a transgressão santista (MIS1) alcançou e quando esse pico transgressivo ocorreu. Tais discussões e constatações podem ser encontradas nas pesquisas realizadas por Martin e Suguio (1978), Martin, Suguio e Flexor (1979a, 1979b), Suguio et al. (1985), Martin et al. (1985, 1986), Angulo e Suguio (1995), Bezerra et al. (1998), Angulo et al. (1999, 2002) e Barreto et al. (2004).

Estes autores estabeleceram paleoníveis marinhos máximos mediante identificação de diferentes registros. Representados por terraços marinhos, cordões litorâneos e barreiras costeiras; camadas estratigráficas de depósitos ricos em conchas; amostras de ostras e de vermetídeos em diversas regiões costeiras:

- *Rio Grande do Norte (RN)*: Bezerra et al. (1998) propuseram um nível máximo alcançado em 2.2 ± 1.0 m acima do atual há 5.31 ka. Enquanto Barreto et al. (2004), inferiram máximo de 2.1 ± 1.0 m acima do atual há 4.14 ka, mediante datação por C^{14} em

conchas de *beachrocks*. Ambas as idades foram associadas pelos autores ao momento de desaceleração da subida do nível relativo do mar no Holoceno Médio;

- *Salvador (BA)*: Martin et al. (1979) propuseram um nível máximo alcançado em 4.7 ± 0.5 m acima do atual há 5.195 ± 0.11 ka, mediante datação por C^{14} em vermetídeos;

- *Angra dos Reis-Parati (RJ)*: Martin e Suguio (1978) propuseram um nível máximo alcançado em 4.8 ± 0.5 m acima do atual há 5.2 ± 0.2 ka / 4.8 ± 0.2 ka, mediante datação por C^{14} em amostras de ostras. Todavia, Angulo, Lessa e Souza (2006) alertam que ostras podem viver em uma ampla faixa de elevação e, portanto, segundo os autores, são de uso limitado como indicador de posição do nível do mar;

- *Cananéia (SP)*: Martin, Suguio e Flexor (1986) propuseram um nível máximo alcançado em 4.7 ± 0.5 m há 5.8 ka., mediante datação por C^{14} em conchas de moluscos coletados em sedimentos paleolagunares, sugerindo expansão da lagoa entre 5.65 ka e 5.45 ka;

- *Bertioga (SP)*: Martin, Suguio e Flexor (1979a) propuseram um nível máximo alcançado em 4.5 ± 0.5 acima do atual há 5.905 ka, mediante datação por C^{14} em fragmentos de conchas embutidas em depósito litorâneo cimentado por carbonato de cálcio, que se acumulou em uma pequena reentrância protegida em costa rochosa;

- *Santos (SP)*: Martin, Suguio e Flexor (1979b) propuseram um nível máximo alcançado em 4.6 ± 0.4 m acima do atual há 5.47 ± 0.1 ka, mediante datação por C^{14} em fragmentos de conchas embutidas em *beachrocks*. Contudo, Angulo, Lessa e Souza (2006) alertam que inferências de níveis paleomarinheiros com base em camadas de sedimentos ricos em conchas, são questionáveis devido à interpretação imprecisa do ambiente deposicional;

- *Paranaguá (PR)*: Angulo e Suguio (1995) propuseram um nível máximo alcançado em 4m acima do atual com base na altitude da parte mais interna da planície de barbatana;

- *Morro de Caiobá (PR)*: Angulo, Pessenda e Souza (2002) propuseram um nível máximo alcançado em 3.6 ± 1.0 m e 3.5 ± 1.0 m acima do atual há 4.75 ± 0.07 ka e 5.3 ± 0.07 ka, mediante datação por C^{14} em vermetídeos;

- *Cabo de Santa Marta (SC)*: Angulo et al. (1999) propuseram um nível máximo alcançado em 2.1 ± 1.0 m acima do atual há 5.41 ± 0.08 ka, mediante datação por C^{14} em vermetídeos situados em promontório rochoso;

- *Ponta de Itapirubá (SC)*: Angulo et al. (1999) propuseram um nível máximo alcançado em 1.9 ± 1.0 m acima do atual há 4.6 ± 0.07 ka, mediante datação por C^{14} em vermetídeos dispostos em promontório rochoso.

Recentemente, Rubira e Perez Filho (2018) encontraram nova evidência de nível mais alto que o atual na planície costeira do litoral sul do Estado de Santa Catarina (bacia hidrográfica do rio Araranguá). Os autores identificaram superfície geomorfológica correspondente a terraço fluviomarinho situado a 3m de altitude, com coluna estratigráfica composta por materiais marinhos em profundidade (com evidências de conchas intemperizadas), sobrepostos por materiais aluviais. Por meio de datações LOE

nestes sedimentos, Rubira e Perez Filho (2018) obtiveram idades entre 5.0 ± 0.62 e 6.0 ± 0.82 ka para os materiais marinhos, associando-os a um nível máximo deposicional alcançado pela transgressão MIS1.

Posteriormente, no decorrer do episódio eustático regressivo que sucedeu o máximo da Transgressão Santista (MS1), o rio Araranguá voltou a drenar áreas antes submersas, exercendo incisão do talvegue e alargamento horizontal da planície costeira por meio de migração lateral do canal, depositando assim os materiais aluviais em superfície há 2.7 ± 0.42 ka. Salienta-se que Rubira e Perez Filho (2018) foram cautelosos em propor a exatidão de um nível máximo alcançado em razão da dissecação dos materiais marinhos pela ação fluvial, uma vez que esta dinâmica eliminou parte dos materiais marinhos, perturbando a real posição altimétrica do topo destes depósitos.

Verifica-se, com base na posição altimétrica dos paleoníveis marinhos holocênicos máximos (apresentados acima), calibração das idades provenientes das datações e em Angulo, Lessa e Souza (2006), que o pico transgressivo santista (MIS1) possivelmente ocorreu entre 4.9 ka (5.100 cal anos A.P.) e 5.4 ka (5.700 cal anos A.P.), atingindo elevações que variaram entre 5m e 2m acima do nível relativo do mar atual.

Salienta-se a necessidade da identificação de outros registros ao longo da costa brasileira, para reforçar ou contestar tais interpretações, pois com novas descobertas o limite máximo alcançado em algumas regiões (2m), podem aumentar consideravelmente. Vide o caso de Salvador (4.7m), região mais detalhada no Brasil (63 registros de posição de paleoníveis marinhos para construção da curva).

Nota-se que nenhum dos registros holocênicos citados até o momento correlacionam-se a costa norte do Brasil. Não há um consenso de que houve um nível relativo do mar superior ao atual no Holoceno próximo à região Amazônica e domínio Equatorial do Brasil (regiões costeiras dos Estados do Amapá, Pará, Maranhão, Piauí e Ceará). Enquanto alguns cientistas afirmam encontrar evidências de nível mais alto no Holoceno no trecho homônimo, como elucidam as pesquisas de Meirelles et al. (2005) na planície costeira de Icapuí (CE) (1.825 ± 0.051 ka) e de Vasconcelos (2014) entre Acaraú e Itapipoca (CE) (4 intervalos superiores ao atual entre 3.1 e 0.715 ka). Outros autores como Cohen et al. (2005), em estudo realizado na Península de Bragança (PA), e Irion, Morais e Bungenstock (2012), na costa de Jericoacoara (CE), verificaram que o nível do mar no Holoceno nunca foi maior do que o atual nestes setores.

Nesta perspectiva, hipóteses surgem em relação a estas divergências observadas nas regiões costeiras entre os Estados do Amapá (AP) e Ceará (CE), as quais podem estar correlacionadas a descontinuidades na plataforma continental passiva. Portanto, a deformações tectônicas, suscitadas por espessamento crustal com forte controle estrutural e, por um conjunto de falhas, identificadas por Bezerra et al. (1998), Pedoja et al. (2011, 2014) e Ximenes Neto et al. (2018).

De qualquer modo, observa-se uma carência de pesquisas no litoral da região norte, tornando-se necessário o aprofundamento de estudos nestes trechos da costa brasileira,

para que muitas das incógnitas que atualmente prevalecem, perante o nível do mar no Holoceno, sejam progressivamente sanadas.

3.5 Oscilações secundárias ao longo de regressão que sucedeu MIS1

Neste momento, torna-se imprescindível mencionar os dois principais modelos de curvas de variações do nível relativo do mar elaborados para o litoral brasileiro no Holoceno. Trata-se das propostas pioneiras e curvas clássicas desenvolvidas por Suguio et al. (1985) e Angulo e Lessa (1997), as quais são divergentes e se confrontam (Figura 2). Em resumo, estas curvas do nível relativo do mar evidenciaram que durante os últimos 7.0 ka a costa central brasileira foi submetida a uma fase de submersão que durou até 5.1-5.4 ka (MIS1), seguido por período de emersão associado a regressão que culminou do nível relativo do mar atual (RUBIRA e PEREZ FILHO, 2021a, no prelo).

Para Suguio et al. (1985), esta regressão marinha, que sucedeu o auge transgressivo holocênico, transcorreu mediante duas oscilações de alta frequência (4.2-3.7 ka e 2.7-2.1 ka) com amplitudes de 3 a 4 m. Hipótese fortemente contestada por Angulo e Lessa (1997), pois, defendem a ocorrência de uma regressão progressiva contínua, sem oscilações secundárias responsáveis por interromper a tendência regressiva. É justamente sobre esta regressão e possíveis oscilações climáticas secundárias que se concentram as principais discussões e debates inerentes à literatura costeira e paleoclimática brasileira.

A principal diferença entre as duas propostas consiste nos registros utilizados para construção das curvas mencionadas. Suguio et al. (1985), por exemplo, utilizaram-se de centenas de datações realizadas em estudos anteriores, obtidas em monte de conchas (sambaquis), vermetídeos, fragmentos de casca de madeira, depósitos de casca e terraços marinhos holocênicos. Correlações que resultaram na proposição das duas oscilações.

Enquanto Angulo e Lessa (1997) utilizaram-se somente de testemunhos provenientes de tubos de vermetídeos disponíveis na literatura para costa brasileira (93 amostras), resultando na proposição de regressão contínua. Isso, por entenderem que registros provenientes de conchas, fragmentos de madeira e depósitos de conchas de moluscos (sambaquis) não são totalmente confiáveis para estabelecer paleoníveis marinhos. Portanto, para Angulo e Lessa (1997), muitos dos dados baseados nas datas de sambaquis, inferidas por Suguio et al. (1985), possuem inconsistências que prejudicam a confirmação da existência de tais oscilações (Figura 2).

Iniciava-se assim, um longo debate que persistiu ao longo das décadas de 1990, relacionado aos artigos-repostas publicados por Martin et al. (1998) e Lessa e Angulo (1998). Até que na década de 2000, com o aprimoramento das técnicas de datações por meio de correções de fracionamento isotópico (flutuação do CO₂ atmosférico) e calibrações para idades astronômicas, as curvas clássicas de Suguio et al. (1985) e Angulo e Lessa (1997) foram reajustadas (Figura 2).

Tais reajustes, resultaram em modelos atualizados, publicados por Martin, Dominguez e Bittencourt (2003) e Angulo, Lessa e Souza (2006), este último com forte influência da proposta de Milne, Long e Bassett (2005). Contudo, praticamente não houve inovação entre as propostas detalhadas anteriormente, onde o grupo de Suguio et al.

(1985) e Martin, Dominguez e Bittencourt (2003) mantiveram as interpretações com as duas oscilações, enquanto o grupo de Angulo e Lessa (1997) e Angulo, Lessa e Souza (2006) persistia com as proposições de rebaixamento contínuo.

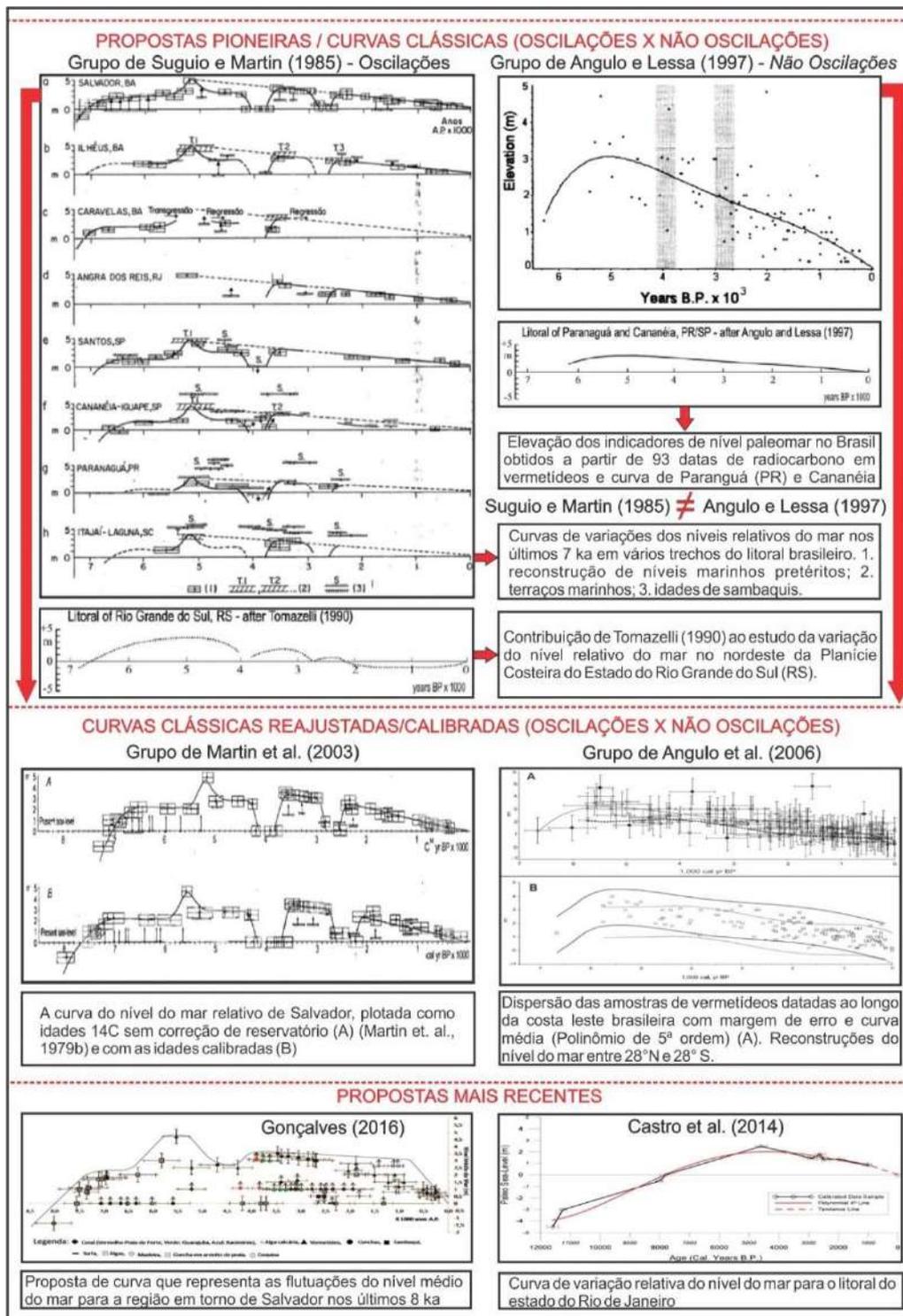


Figura 2: Curvas do nível relativo do mar desenvolvidas para setores do litoral brasileiro. Propostas pioneiras, reajusta por calibrações e proposta recentes. Fonte: Suguio e Martin et al. (1985, p.277), Tomazelli (1990), Angulo e Lessa (1997, p. 160), Martin, Dominguez e Bittencourt (2003, p.107), Angulo, Lessa e Souza (2006, p.500), Gonçalves (2016, p. 27) e Castro et al. (2014, p.679).

Na década de 2010 os debates sobre ocorrência de duas ou mais oscilações de alta magnitude se prolongaram, destacando-se as novas propostas desenvolvidas por Castro et al. (2014, 2018) e Gonçalves (2016).

Castro et al. (2014) propuseram curva de variação do nível relativo do mar baseada em 25 novas datações em registros biológicos (vermetídeos) e geológicos (*beachrocks*) realizadas no Estado do Rio de Janeiro (RJ). Os autores inferiram pela primeira vez na costa brasileira, um recorde negativo do nível relativo do mar, envolvendo a transição Pleistoceno/Holoceno. Estes testemunhos, localizados a -4,5 m, -3,0 m e -0,5 m abaixo do nível atual, obtiveram respectivamente, idades entre 11.94-11.24 ka e 11149-11.337 ka e 8198-7827 ka.

Deste modo, Castro et al. (2014), a partir de outros registros, sugeriram um *crossover* em aproximadamente 7.5 ka, atingindo posteriormente pico máximo de 2,5 m acima do atual entre 5.5 - 4.5 ka. Com posterior descida progressiva do nível relativo do mar, sem oscilações secundárias de alta frequência até o nível atual (Figura 2).

Entretanto, mesmo se aproximando da proposta de Angulo e Lessa (1997) e Angulo, Lessa e Souza (2006), em relação à não existência das oscilações de alta frequência do nível relativo do mar na costa brasileira, os autores tiveram seu modelo refutado por Angulo et al. (2016, 2018).

Por fim, destaca-se a curva proposta por Gonçalves (2016), que nega a existência das oscilações de alta frequência em Salvador (BA) e reavalia o comportamento do nível relativo do mar mediante datações ($\delta^{18}\text{O}$ e $\delta^{13}\text{C}$) em testemunhos de corais. A autora desenvolveu proposta que elucida tendência de suavização da primeira oscilação de alta frequência e a não ocorrência da segunda, propondo que o nível médio do mar sempre esteve acima do nível atual nos últimos 8.0 ka. No modelo de Gonçalves (2016) há uma queda de 3m por volta de 0.8 ka (oscilação), que a autora atribui à possibilidade da atuação de eventos neotectônicos regionais.

4. IMPLICAÇÕES PERANTE A MORFOGÊNESE DE SUPERFÍCIES GEOMORFOLÓGICAS EM AMBIENTES COSTEIROS

A dinâmica descrita até o momento acarretou no desenvolvimento de inúmeras formas no litoral brasileiro. Pode-se citar como exemplo, cordões litorâneos, lagunas, barreiras transgressivas e regressivas, entre tantas outras com gênese associada a processos sedimentológicos, impulsionados por variações climáticas quaternárias que originaram tendências glacioeustáticas. Destas superfícies geomorfológicas costeiras, os terraços, em específico, são responsáveis por despertar o maior fascínio dos geomorfólogos. Isso porque a espacialização da forma e dos materiais que compõem estas estruturas revelam muito bem, com auxílio das datações, os lapsos temporais paleoclimáticos do Quaternário.

Contudo, torna-se válido mencionar que os terraços também podem ser originados por movimentos tectônicos. Processos deformacionais que suscitam elevações do nível relativo do mar em setores localizados, a partir de mudanças do geoide. É o caso de falhas

na plataforma continental, bem como de outras deformações que acarretam descontinuidades em determinada região costeira. Assim, as atividades tectônicas também podem ser responsáveis por modificar a forma desenvolvida anteriormente, com gênese vinculada a processos erosivos/deposicionais induzidos por alterações climáticas/glacioeustáticas. Alçando-as em patamares superiores.

Todavia, neste momento, dá-se ênfase a dinâmica da morfogênese climática, discutindo brevemente as implicações das variações glacioeustáticas no nível relativo do mar, perante a morfogênese de superfícies geomorfológicas em ambientes costeiros. Trata-se especificamente dos terraços marinhos, terraços fluviomarinhos e terraços de planície de maré.

4.1 Morfogênese climática dos terraços marinhos

São registros geomorfológicos e sedimentológicos com gênese atrelada às mudanças, oscilações e pulsações climáticas, cujas formas residuais são originadas em função da dinâmica erosiva/deposicional costeira, resultantes da influência das mudanças glacioeustáticas do nível do mar. Em alguns casos, também podem possuir gênese associada à alteração do balanço sedimentar continental, aumento no fornecimento de material para região costeira por meio de transporte fluvial e consequente retrabalhamento das ondas. Porém, com amplitudes menores e, portanto, normalmente sendo associados a baixos terraços marinhos.

Neste contexto, destaca-se aqui a morfogênese climática de terraços marinhos elaborados por variações glacioeustáticas. Nos estádios glaciais, calotas polares se expandem em direção às latitudes mais baixas, ocasionando retenção de grandes volumes de água em forma de gelo sobre continentes e acarretando à retração dos oceanos por processo de descensão do nível relativo do mar, denominado de regressão marinha. Nos períodos interglaciais, calotas polares se retraem em direção às latitudes mais altas, suscitando diminuição dos volumes de água retidos sobre continentes e ocasionando expansão dos oceanos pela elevação do nível relativo do mar, processo denominado de transgressão marinha.

Esses movimentos do nível relativo do mar, em função das mudanças climáticas promovidas pelas glaciações pleistocênicas, alteraram a dinâmica erosivo/deposicional da costa oceânica brasileira, provocando grandes transformações nas áreas da plataforma continental e das planícies oceânicas. Segundo o princípio de Bruun (1962), quando o perfil médio de equilíbrio do nível do mar é rompido por transgressões marinhas observa-se a retrogradação da costa. Quando é rompido por regressões marinhas, ocorre a progradação da costa.

Dominguez (1982) e Suguio (2003a) indicam que quando o perfil de equilíbrio é atingido (estabilizações), a consequente ascensão no nível do mar destruirá esse equilíbrio, que será restabelecido pela sua migração rumo ao continente. O prisma praial será erodido e o material resultante da erosão será transportado da praia para a antepraia, provocando retrogradação da costa e desenvolvendo bancos e esporões de areia que

podem evoluir para ambientes lagunares. Pode-se afirmar então, que o processo de retrogradação submerge áreas antes emersas, pertencentes à antiga planície oceânica, prolongando a plataforma continental, originando costas de submersão (JOHNSON, 1919) ou costas de recuo (VALENTIN, 1952).

Em relação ao processo de progradação verifica-se o inverso; Dominguez (1982) e Suguio (2003a) afirmam que o perfil de equilíbrio rompido por uma descensão do nível do mar será restabelecido pela sua migração rumo ao oceano. Assim, ondas transportarão os sedimentos inconsolidados da antepraia para o continente, depositando-os no prisma praiial, promovendo progradação da costa. A transição das areias da antepraia para a zona de praia, durante episódios regressivos, também pode originar registros geomorfológicos, indicadores de paleoclimas, como os terraços marinhos. Verifica-se então que o processo de progradação emerge áreas antes submersas, pertencentes à antiga plataforma continental, prolongando a planície oceânica, originando costas de emersão (JOHNSON, 1919) ou costas de avanço (VALENTIN, 1952).

Para Suguio (1998), terraços marinhos são caracterizados por depósitos litorâneos arenosos de origem marinha que representam antigo relevo costeiro, situados acima ou abaixo do atual nível médio do mar. Representam paleolinhas praiiais e tornam-se, assim como terraços fluviomarinhos e fluviais, registros geomorfológicos possivelmente relacionados às mudanças/oscilações/pulsões climáticas quaternárias, conceitos estabelecidos originalmente por Perez Filho e Rubira (2019) e aperfeiçoados por Rubira e Perez Filho (2021b, no prelo).

Dessa maneira, podem auxiliar na investigação e compreensão da ocorrência temporal de episódios eustáticos relacionados a períodos glaciais e interglaciais, a eventos regressivos e transgressivos, respectivamente. Constituem-se importantes feições nas reconstituições paleogeográficas.

4.2 Morfogênese climática dos terraços fluviomarinhos

Existem raras definições sobre terraços fluviomarinhos na literatura geomorfológica brasileira. As únicas encontradas associam-se ao dicionário geológico-geomorfológico proposto por Guerra e Guerra (1997) e as pesquisas publicadas por Rubira e Perez Filho (2019) e Rubira (2019). Ambos os autores determinam que tais superfícies são compostas pela sobreposição de depósitos fluviais e marinhos, provenientes de processos de erosão e deposição, intimamente relacionados à atuação conjunta do rio e oceano em áreas estuarinas.

Com base nesta problemática, informa-se ao leitor que as acepções sobre estas formas, inferidas nesta seção, baseiam-se exclusivamente na observação da dinâmica e interpretação evolutiva realizadas e publicadas por Rubira e Perez Filho (2019) e Rubira (2019). Tais superfícies geomorfológicas foram identificadas pelos autores na foz da bacia hidrográfica do rio Araranguá, litoral sul catarinense.

Nesse sentido, Rubira e Perez Filho (2019) e Rubira (2019), indicam que os terraços fluviomarinhos localizam-se paralelamente a baixos cursos fluviais, espacializando-se ao

longo de áreas rebaixadas, constantemente afetadas por movimentos eustáticos pleistocênicos-holocênicos. Portanto, são associados a antigos ambientes estuarinos, paleobaías e paleolagunas colmatadas durante regressões marinhas.

Segundo Rubira e Perez Filho (2019) e Rubira (2019), estes compartimentos geomorfológicos caracterizam-se pela superposição de materiais marinhos e aluviais ao longo da sucessão da coluna estratigráfica e, por este fator, tornam-se essenciais para reconstituições geocronológicas de ambientes costeiros. Ao mesmo tempo que testemunham flutuações eustáticas ao longo do Holoceno (materiais marinhos), revelam a atuação de pulsos climáticos associados fases continentais mais secas (materiais aluviais). Entretanto, deve-se evitar generalizações, uma vez que a ocorrência de depósitos continentais não pode ser associada unicamente a momentos mais secos. Momentos muito úmidos também produzem sedimentação continental, sobretudo fluxos gravitacionais em encostas.

Para Rubira e Perez Filho (2019) e Rubira (2019), a morfogênese climática destes terraços está vinculada à atuação de transgressões marinhas suscitadas por períodos interglaciais, responsáveis pela retrogradação da costa, recuo das confluências fluviais mediante afogamento do baixo curso e deposição de materiais marinhos. Segundo os autores, com alternância para fases climáticas mais frias, associadas a períodos glaciais, iniciam-se regressões marinhas que sucedem os *optimum* climáticos (eventos transgressivos), ocasionando à progradação da costa e expansão dos baixos cursos fluviais, que voltam a drenar áreas antes submersas. Esta dinâmica suscita a incisão do talvegue e alargamento horizontal da planície fluvial por meio de migração lateral do canal, que por sua vez, busca a direção preferencial para efetivação do percurso de drenagem, depositando materiais aluviais sobre os marinhos alojados anteriormente.

Neste sentido, de acordo com Rubira e Perez Filho (2019) e Rubira (2019), estes processos erosivos de alargamento e incisão, intimamente associados a mudança do nível de base geral, são responsáveis pela elaboração de terraços fluviomarinhos, desenvolvendo rampa morfológica bem definida, adjacente a setores centrais rebaixados dos baixos cursos fluviais que desembocam em oceanos.

4.3 Morfologia Climática e estratigrafia dos terraços de planície de maré

São compartimentos geomorfológicos compostos por diferentes camadas estratigráficas que representam antigos ambientes deposicionais acima dos níveis dos mangues atuais. Também são característicos da transição entre sistema marinho e fluvial, entretanto, são controlados principalmente pela variação de intermarés em ambiente paleoestuarino de baixa energia e água rasa. Os terraços de planícies de maré, do mesmo modo que os marinhos e fluviomarinhos descritos anteriormente, estão diretamente associadas as variações glacioeustáticas induzidas por eventos paleoclimáticos (RUBIRA, 2019).

De acordo com Suguio (2003b) estas superfícies geomorfológicas desenvolvem-se em margens de estuários, lagunas, baías ou atrás de ilhas-barreira. Segundo Suguio

(2003b) a largura das planícies de maré é muito variável, podendo atingir pouco mais de 10 km, mas o comprimento ao longo da costa pode estender-se por centenas de quilômetros. Para o autor, a largura varia principalmente em função das amplitudes de maré, sendo menores em condições de micromaré (menor que 2 m), maiores em macromaré (maior que 4 m) ou intermediárias em mesomaré (entre 2 e 4 m).

Suguio (2003b) determina que os depósitos que compõem os terraços de planície de maré são peculiares de regiões costeiras muito planas, de baixa energia, com ausência de ondas mais fortes e com consideráveis amplitudes de marés. Segundo o autor, grande parte dos sedimentos recém depositados nesse ambiente são submetidos à exposição subaérea nas fases de maré baixa.

Nesse sentido, Suguio (2003b) aponta a coexistência de três zonas deposicionais distintas nestes ambientes: supramarés, intermarés e inframarés. Segundo o autor, a zona de supramaré espacializa-se internamente, continente adentro (*supratidal zone*); a zona de intermarés situa-se em setores da planície de maré quase integralmente cobertas pelas águas na preamar (maré alta ou maré cheia) e expostas na baixa-mar; e a zona de inframarés (*subtidal zone*) localiza-se mais externamente, mar adentro, onde também se desenvolvem canais de maré (*tidal channels*) e baixios areno-argilosos.

Segundo Mendes (1984), considerando-se os tipos de sedimentos, tem-se dois tipos de planícies de maré: as siliciclásticas (*siliciclastic tidal flats*) e as carbonáticas (*carbonate tidal flats*). Informa-se ao leitor, que as acepções sobre a arquitetura deposicional destas formas, inferidas nesta revisão teórica, baseiam-se exclusivamente no tipo siliciclástico, composto predominantemente por areias finas, siltes e argilas. Trata-se de disposição deposicional similar às seções esquemáticas elaboradas por Mackenzie (1968), Klein (1972), Knight e Dalrymple (1975), Dias-Brito, Moura e Bronnimann (1982), Mendes (1984), Suguio (2003b) e Rubira (2019).

Tomando como base às análises dos autores citados no parágrafo anterior, verifica-se que os sedimentos das camadas associados à zona das intermarés, são constituídos pela sucessão de quatro camadas estratigráficas compostas por lamas e areias finas, comumente depositadas alternadamente. Segundo os autores, as areias tendem a concentrar-se na base das colunas estratigráficas, enquanto os siltes e argilas nas partes superiores, devido ao decréscimo de energia das correntes de maré e das ondas nesse sentido (Figura 3).

Nesta perspectiva, Knight e Dalrymple (1975) elaboraram sequência hipotética de costa progradante de macromarés (amplitude superior a 4 m) com corpos arenosos e lamosos de zonas supramarés, intermarés e inframarés. Dinâmica deposicional semelhante foi observada por Rubira (2019) na planície costeira da bacia hidrográfica do rio Itapocu, localizada no litoral norte do Estado de Santa Catarina (Figura 3).

Segundo Rubira (2019), quando estas superfícies geomorfológicas, encontram-se acima do nível do alcance das variações de maré e mangue atual, guardando arquitetura estratigráfica típica de sedimentação neste ambiente, podem ser classificadas como terraços de planície de maré, evidenciando uma antiga área submersa.

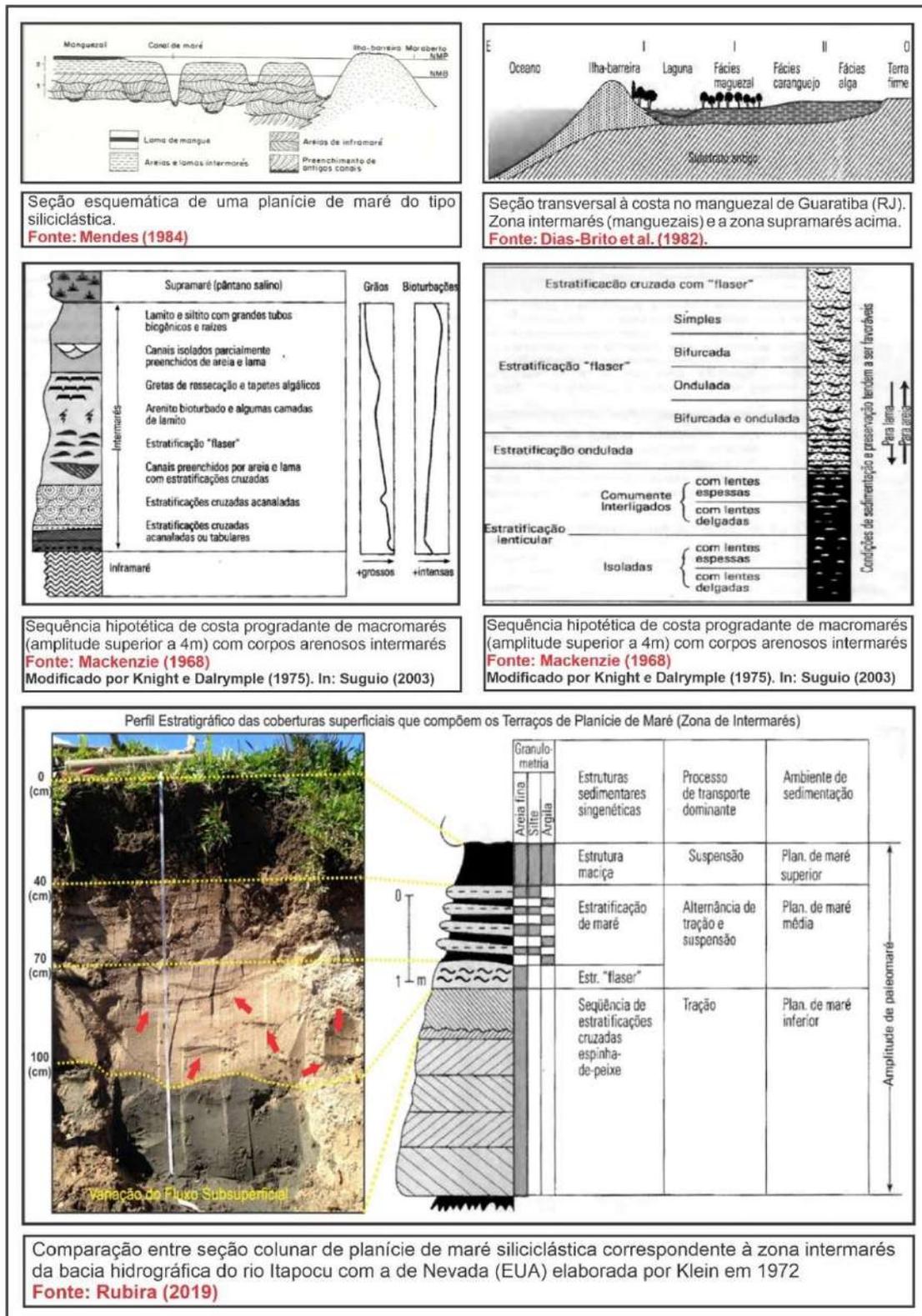


Figura 3: Seções transversais esquemáticas de planícies de maré do tipo siliciclástica, sequências hipotéticas de costas progradante sob influência de macromarés e colunas estratigráficas típicas de planície de maré correspondentes à zona de intermarés. Fonte: Mackenzie (1968), Klein (1972), Knight e Dalrymple (1975), Dias-Brito, Moura e Bronnimann (1982), Mendes (1984), Suguio (2003b) e Rubira (2019)

Segundo a literatura acima indicada, a primeira camada estratigráfica, vinculada aos materiais superficiais das zonas de intermarés, geralmente é composta predominantemente por areias quartzosas finas a muito finas, interdigitadas por partículas siltico-argilosas depositadas por suspensão, mal selecionadas, de coloração escura, com estrutura maciça, ricas em carbonato de cálcio e matéria orgânica. Evidenciando avançado grau avançado de bioturbação e laminação planoparalela (Figura 3).

A segunda camada estratigráfica vincula-se à estratificação de maré. Os sedimentos são compostos por lamas e areias finas, depositadas mediante alternância rítmica de tração durante períodos de inundação da preamar (faixas de areia fina) e suspensão ao longo de recuo suscitado pela baixa-mar (lâminas de silte e argila). Segundo Suguio (2003b), as lâminas de lama são decantadas durante fase estacionária de maré alta. As correntes de maré, durante o abaixamento, não são suficientemente fortes para erodi-las. A repetição desses mecanismos desenvolve as lâminas lamosas entre faixas arenosas (Figura 3).

A terceira camada estratigráfica, subjacente a de estratificação alternada de maré, na transição entre as areias (porções inferiores dos perfis) e lamas (porções superiores dos perfis) é representada por estratificação do tipo “*flaser*”, bifurcada e ondulada, cujas ocorrências dependem dos teores relativos desses sedimentos. Neste tipo de estratificação, as condições hidrodinâmicas devem ser mais favoráveis à sedimentação e preservação da areia que da lama (Figura 3).

A quarta camada estratigráfica, também vinculada à zona de intermarés, situada em profundidade, próximas aos afloramentos dos fluxos subsuperficiais, exibem estratificação cruzada do tipo espinha-de-peixe (*herringbone crossbedding*) em sentidos opostos, separadas por delgado filme argiloso. Segundo Suguio (2003b), este tipo de estratificação é resultante de transporte bipolar e bimodal das correntes de maré desenvolvidas em antigos canais, constituindo limites de sequência abruptos.

5. CONCLUSÃO

A partir das discussões realizadas, nota-se a tentativa por parte dos pesquisadores em desenvolver um modelo geral sobre a tendência dos fenômenos climáticos e eustáticos do Quaternário. Todavia, é importante notar que cada sistema ambiental possui suas especificidades, com contextos regionais estruturais distintos. Tais singularidades podem possibilitar uma série de combinações tectônicas e climáticas, refletidas na diversidade de intensidade dos processos erosivos/deposicionais que atuam em determinada região, proporcionando distintas configurações no relevo costeiro brasileiro.

Deste modo, é imprescindível ressaltar que tais especificidades vão induzir a atuação de diferentes ritmos e intensidades perante a dinâmica dos movimentos eustáticos e, conseqüentemente, proporcionar a diversificação de registros marinhos em cotas altimétricas variadas.

Verifica-se que algumas configurações regionais favorecem maior alcance das variações do nível relativo do mar em direção ao interior continental, como parece ser o caso da região sul do Brasil. Enquanto no litoral norte, por exemplo, observa-se menos

dinamicidade acima do nível relativo do mar atual no decorrer do holoceno, resultando nos poucos registros identificados até o momento para este setor da costa brasileira.

Estas especificidades, justificam, portanto, a coexistência de terraços em posições altimétricas divergentes, com morfologias singulares, extensões espaciais distintas e com estruturas sedimentares caracterizadas por aportes granulométricos e sequências estratigráficas também divergentes ao longo da costa do Brasil.

Neste sentido, deve-se tomar cuidado com tentativas de generalização do alcance de determinado evento transgressivo ao longo de todo litoral do Brasil. Por meio da literatura, fica evidente que a altitude isolada dos registros não se configura mais como condição dominante para as interpretações de paleoníveis marinhos, precisa-se ir além.

Por meio das bibliografias envolvidas nessa revisão, verifica-se que o aprimoramento das técnicas de datação permitiu a compreensão temporal mais precisa das variações do nível relativo do mar e, conseqüentemente, o melhor entendimento dos eventos paleoclimáticos vinculados à gênese dos relevos costeiros (avanços). Antigamente determinadas a partir de interpretações provenientes de datações relativas e, portanto, inevitavelmente subjetivas.

Por fim, constata-se também, a coexistência de lacunas do conhecimento em relação aos efeitos tectônicos perante o desenvolvimento das superfícies geomorfológicas em margens passivas, bem como da influência dos efeitos deformacionais no âmbito regional de alcance das amplitudes eustáticas. Embora, estudos contemporâneos venham proporcionando, paulatinamente, novos conhecimentos relativos a neotectônica costeira.

Agradecimentos

Externamos nossos agradecimentos à FAPESP (Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado de São Paulo), pelo fomento financeiro da pesquisa por meio do Processo 2016/05327-6 e Processo 2016/08944-6.

Referências Bibliográficas

ALVES, D. P. V.; MAHIQUES, M. M. Deposition and sea-level evolution models for Upper Pleistocene / Holocene in the São Sebastião Channel (SE Brazilian coast) inferred from 5th order seismic stratigraphy. **Journal of South American Earth Sciences**, v.93, p.382-393, 2019.

ANGULO, R. J.; GIANNINI, P. C. F.; SOUZA, M. C.; LESSA, G. C. Holocene paleo-sea level changes along the coast of Rio de Janeiro, southern Brazil: Comment on Castro et al. (2014). **An. Acad. Bras. Cienc.**, v.88, n.4, p.2105-2111, 2016.

ANGULO, R. J.; GIANNINI, P. C. F.; SOUZA, M. C.; LESSA, G. C. Reply to Castro et al. 2018 on “Holocene paleo-sea level changes along the coast of Rio de Janeiro, southern Brazil”. **An. Acad. Bras. Cienc.**, v.90, n.2, p.1377-1380, 2018.

ANGULO, R. J.; GIANNINI, P. C. F.; SUGUIO, K.; PESSEDA, L. C. R. The relative sea-level changes in the last 5500 years southern Brazil (Laguna-Imbituba region, Santa Catarina State) based on vermetid ¹⁴C ages. **Marine Geology**, v.159, 327–339, 1999.

- ANGULO, R. J.; LESSA, G. C. The Brazilian sea-level curves: a critical review with emphasis on the curves from the Paranaguá and Cananéia regions. **Marine Geology**, v. 140, p.141-166, 1997.
- ANGULO, R. J.; LESSA, G. C.; SOUZA, M. C. A critical review of mid- to late-Holocene sea-level fluctuations on the eastern Brazilian coastline. **Quaternary Science Reviews**, v.25, p.486–506, 2006.
- ANGULO, R. J.; PESSENDA, R. C. L.; SOUZA, M. C. O significado das datações ao ¹⁴C na reconstrução de paleoníveis marinhos e na evolução das barreiras quaternárias do litoral paranaense. **Revista Brasileira de Geociências**, v.32, n.1, p.95-106, 2002.
- ANGULO, R. J.; SUGUIO, K. Re-evaluation of the Holocene sea-level maxima for the State of Parana, Brazil. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, v. 113, p.385-393, 1995.
- BARRETO, A. M. F.; ANGULO, R. J.; TATUMI, S. H.; WATANABE, S.; AYTA, W. E. F. Datações por termoluminescência (TL) de sedimentos da planície costeira de Paranaguá, Estado do Paraná. In: CONGRESSO DA ASSOCIAÇÃO BRASILEIRA DE ESTUDOS DO QUATERNÁRIO. 7., 1999, Porto Seguro, Bahia, Brasil, Vol. 1. Ed. UFBA, Salvador, p.1-4, 1999.
- BARRETO, A. M. F.; BEZERRA, F. H. R.; SUGUIO, K.; TATUMI, S. H.; YEE, M.; PAIVA, R. P.; MUNITA, C. S. Late Pleistocene marine terrace deposits in northeastern Brazil: sea-level change and tectonic implications. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, v.179, 57-69, 2002.
- BARRETO, A. M. F.; SUGUIO, K.; BEZERRA, F. H. R. B.; TATUMI, S. H.; YEE, M. GIANNINI, P. C. F. Geologia e Geomorfologia do Quaternário Costeiro do Estado do Rio Grande do Norte. **Geologia USP: Série Didática**, v. 4, n. 2, p.1-12, 2004.
- BERGER, W. H.; WEFER, G. On the dynamics of the ice ages: stage-11 paradox, mid-Brunhes climate shift, and 100-ky cycle. **American Geophysical Union Monograph**, v.137, p. 41-59, 2003.
- BERNAT, M.; MARTIN, L.; BITTENCOURT, A. C. S. P.; VILAS-BOAS, G. S. Datation Io/U du plus haut niveau marin interglaciaire sur la côte du Brésil. Utilisation du ²²⁹Tr comme traceur. **Comptes Rendus de l'Academie de Sciences de Paris**, v. 296,
- BEZERRA, F. H. R.; LIMA-FILHO, F. P.; AMARAL, R. F.; CALDAS, L. H. O.; COSTA-NETO, L. X. Holocene coastal tectonics in NE Brazil. In: STEWART, I. S.; VITA-FINZI, C. (eds) **Coastal Tectonics**. Geological Society, London, Special Publications, 146, 279-293, 1998.
- BITTENCOURT, A. C. S. P.; DOMINGUEZ, J. M. L.; MARTIN, L.; FERREIRA, Y. A. F. Dados preliminares sobre a evolução do delta do rio São Francisco (SE/AL) durante o Quaternário: influência das variações do nível do mar. In: SIMPÓSIO DO QUATERNÁRIO NO BRASIL. 4., 1982, Rio de Janeiro, ABEQUA, p.49-68, 1982.
- BITTENCOURT, A. C. S. P.; MARTIN, L.; DOMINGUEZ, J. M. L.; FERREIRA, Y. A. Evolução paleogeográfica quaternária da costa do Estado de Sergipe e da costa sul do Estado de Alagoas. **Revista Brasileira de Geociências**, v.13, n.2, p.93-97, 1983.
- BITTENCOURT, A. C. S. P.; MARTIN, L.; VILAS-BOAS, G. S.; FLEXOR, J. M. The marine formations of the coast of the State of Bahia, Brazil. In: SUGUIO, K.; FAIRCHILD, T. R.; FLEXOR, J. M. (Org.) **International Symposium on Coastal**

Evolution in the Quaternary. 1ª ed. São Paulo: Proceedings, São Paulo, Instituto de Geociências, 1979, p. 232–253.

BUCHMANN, F. S. C.; TOMAZELLI, L. J. Relict Nearshore Shoals of Rio Grande do Sul, Southern Origin and Effects on Nearby Modern Beaches. **Journal of Coastal**, v.35, p. 318-322, 2003.

CASTRO, J. W. A.; SEOANE, J. C. S.; CUNHA, A. M.; MALTA, J. V.; SUGUIO, K. Comments to Angulo et al. 2016 on “Sea-level fluctuations and coastal evolution in the state of Rio de Janeiro, southeastern - Brazil” by Castro et al. 2014. **An. Acad. Bras. Cienc.**, v.90, n.2, p.1369-1375, 2018.

CASTRO, J. W. A.; SUGUIO, K.; SEOANE, J. C. S.; CUNHA, A. M.; DIAS F. F. Sea-level fluctuations and costal evolution in the state of Rio de Janeiro southeastern Brazil. **An. Acad. Bras. Cienc.** v.86, n.2, p. 671-683, 2014.

COHEN, M. C. L; SOUZA FILHO, P. W; LARA, R. L; BEHLING, H; ANGULO, R. A model of Holocene mangrove development and relative sea-level changes on the Bragança Peninsula (northern Brazil). **Wetlands Ecology and Management**, v. 13, p. 433–443, 2005.

COOPER, J. A. G.; MEIRELES, R. P.; GREEN, A. N.; KLEIN, A. H. F., TOLDO, E. E. Late Quaternary stratigraphic evolution of the inner continental shelf in response to sea-level change, Santa Catarina, Brazil. **Marine Geology**, v.397, p.1-14, 2018.

CORRÊA, I. C. S. Les variations du niveau de la mer durant les derniers 17.500 ans BP: l'exemple de La plate-forme continentale du Rio Grande do Sul, Brésil. **Marine Geology**, v. 130, p. 163-178, 1996.

DIAS-BRITO, D.; MOURA, J. A.; BRONNIMANN, P. Aspectos ecológicos, geomorfológicos e geobotânicos da planície de maré de Guaratiba, RJ. In: SIMPÓSIO DO QUATERNÁRIO DO BRASIL, 4., 1982, Rio de Janeiro – RJ. **Atas...**p.153-174, 1982.

DILLENBURG, S. R.; BARBOZA, E. G.; ROSA, M. L. C. C.; CARON, F.; CANCELLI, R.; SANTOS-FISCHER, C. B.; LOPES, R. P.; RITTER, M. P. Sedimentary records of Marine Isotopic Stage 3 (MIS 3) in southern Brazil. **Geo-Marine Letters**, v.40, p. 1099-1108, 2020.

DOMINGUEZ, J. M. L. **Evolução quaternária da planície costeira associada à foz do Rio Jequitinhonha (BA):** Influência das variações do nível do mar e da deriva litorânea de sedimentos. 79 f. Dissertação (Mestrado em Geologia), Instituto de Geociências, Universidade Federal da Bahia, Salvador, 1982.

EMILIANI, C. Pleistocene temperatures. **Journal of Geology**, v.63, p. 538–578, 1955.

FIGUEIREDO JUNIOR, A. G. Geologia dos depósitos calcários biodetríticos da plataforma continental do Rio Grande do Sul. 72f. Dissertação (Mestrado em Geociências). Departamento de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, 1975.

GONÇALVES, P. M. **Contribuição aos registros do nível do mar e ambientais do Holoceno no litoral norte da Bahia.** 2016. 142 p. Tese (Doutorado em Geologia). Instituto de Geociências, Universidade Federal da Bahia, Salvador, 2016.

GUERRA, A. T.; GUERRA, A. J. T. **Novo dicionário geológico-geomorfológico.** Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, 1997. 648 p.

IRION, G; MORAIS, J. O; BUNGENSTOCK, F. Holocene and Pleistocene sea-level indicators at the coast of Jericoacoara, Ceará, NE Brazil. **Quaternary Research**, v. 77, p. 251–257, 2012.

JOHNSON, D. W. **Shore processes and shoreline development**. 1ª ed. New York: John Wiley and Sons, 1919, 584p.

KLEIN, G. V. Determination of paleotidal range in clastic sedimentary rocks. In: INTERNATIONAL GEOLOGICAL CONGRESS PROCEEDINGS, 24, **Proceedings Sect.**, v. 6, p. 397-405, 1972.

KNIGHT, R. J.; DALRYMPLE, R. W. Interdital sediments from the Southshore of Cobequid Bay, Bay of Fundy, Nova Scotia, Canada. In: GINSBURG, R. N. (ed.) **Tidal deposits: a casebook of recent examples and fossil counterparts**, p. 47-55. New York: Springer-Verlag, 1975.

KOWSMANN, R. O.; COSTA, M. P. A.; VICALVI, M. A.; COUTINHO, M. G. N.; GAMBOA, L. A. P. Modelo de sedimentação holocênica na plataforma continental sul brasileira. In: **Projeto REMAC: Evolução sedimentar holocênica da plataforma continental e do talude do sul do Brasil**. Rio de Janeiro: Petrobrás, CENPES, DINTEP, 1977, cap. 2, p. 7-26.

LESSA, D. V. O.; SANTOS, T. P.; VENANCIO, I. M.; ALBUQUERQUE, A. L. S. Offshore expansion of the Brazilian coastal upwelling zones during Marine Isotope Stage 5. **Global and Planetary Change**, v.158, p.13-20, 2017.

LESSA, G. C., ANGULO, R. J. Oscillations or not oscillations, that is the question - reply. **Marine Geology**, v. 150, 189-196, 1998.

LISIECKI, L. E.; RAYMO, M. E. A Pliocene-Pleistocene stack of 57 globally distributed benthic $\delta^{18}\text{O}$ records. **Paleoceanography**, v.20, p.1-17, 2005.

LOPES, R. P. Biostratigraphy of the Pleistocene fossiliferous deposits of southern Brazilian coastal area. **Journal of Mammalian Evolution**, v.20, p.69-82, 2013.

LOPES, R. P.; DILLENBURG, S. R.; SCHULTZ, C. L. Cordão Formation: loess deposits in the southern coastal plain of the state of Rio Grande do Sul, Brazil. **An Acad. Bras Ciências**, v.88, n.4, p.2143-2166, 2016.

LOPES, R. P.; DILLENBURG, S. R.; SCHULTZ, C. L.; FERIGOLO, J.; RIBEIRO, A. M.; PEREIRA, J. C.; HOLANDA, E. C.; PITANA, V. G.; KERBER, L. The sea-level highstand correlated to marine isotope stage (MIS) 7 in the coastal plain of the state of Rio Grande do Sul, Brazil. **An. Acad. Bras. Cienc.**, v.86, n.4, p.1573-1595, 2014b.

LOPES, R. P.; KINOSHITA, A.; BAFFA, O.; FIGUEIREDO, A. M. G.; DILLENBURG, S. R.; SCHULTZ, C. L.; PEREIRA, J. C. ESR dating of Pleistocene mammals and marine shells from the coastal plain of Rio Grande do Sul state, southern Brazil. **Quaternary International**, v.352, p.124-134, 2014a.

LOPES, R. P.; OLIVEIRA, L. C.; FIGUEIREDO, A. M. G.; KINOSHITA, A.; BAFFA, O.; BUCHMANN, F. S. ESR dating of pleistocene mammal teeth and its implications for the biostratigraphy and geological evolution of the coastal plain, Rio Grande do Sul, southern Brazil. **Quaternary International**, v.212, p.213-222, 2010.

LOPES, R. P.; PEREIRA, J. C.; KINOSHITA, A.; MOLLEMBERG, M.; BARBOSA JUNIOR, F.; BAFFAF, O. Geological and taphonomic significance of electron spin resonance (ESR) ages of Middle-Late Pleistocene marine shells from barrier-lagoon

systems of Southern Brazil. **Journal of South American Earth Sciences**, v.101, 102605, 2020.

MACKENZIE, D. E. Studies for students: Sedimentary features of Alameda Avenue Curt, Denver, Colorado. **Mtn. Geologist**, v.5, p.3-13, 1968.

MARTIN, L.; BITTENCOURT, A. C. S. P.; DOMINGUEZ, J. M. L.; FLEXOR, J. M.; SUGUIO, K. Oscillations or not oscillations, that is the question: comment on Angulo R.J. and Lessa G.C. "The Brazilian sea-level curves: a critical review emphasis on the curves from the Paranaguá and Cananária regions". **Marine Geology**, v.150, p.179-187, 1998.

MARTIN, L.; BITTENCOURT, A. C. S. P.; VILAS-BOAS, G. S. Primeira ocorrência de corais pleistocênicos da costa brasileira: Datação do máximo da penúltima transgressão. **Ciências da Terra**, v.3, p.16-17, 1982.

MARTIN, L.; DOMINGUEZ, J. M. L.; BITTENCOURT, A. C. S. P. Fluctuating Holocene sea levels in eastern and southeastern Brazil: evidence from a multiple fossil and geometric indicators. **Journal of Coastal Research**, v. 19, p.101-124, 2003.

MARTIN, L.; FLEXOR, J. M.; BLITZKOW, D.; SUGUIO, K. Geoid change indications along the Brazilian coast during the last 7000 years. In: PROCEEDINGS OF THE FIFTH INTERNACIONAL CORAL REEF CONGRESS, 3, p.85-90, 1985.

MARTIN, L.; FLEXOR, J. M.; VILAS-BOAS, G. S.; BITTENCOURT, A. C. S. P.; GUIMARÃES, M. M. M. Courbe de variation du niveau relatif de la mer au cours des 7000 dernières années sur un secteur homogène du littoral brésilien (nord de Salvador, Bahia). In: SUGUIO, K.; FAIRCHILD, T. R.; MARTIN, L.; FLEXOR, J. M. (Eds.), **Proceedings of the International Symposium on Coastal Evolution in the Quaternary**, p.264-295, 1979.

MARTIN, L.; SUGUIO, K. Excursion route along the coastline between the town of Cananéia (State of São Paulo) and Guaratiba outlet (State of Rio de Janeiro). In: International Symposium on Coastal Evolution in the Quaternary, 1., São Paulo. **Special Publication**, v. 2, São Paulo, IGCP, Project 61, p.1-98, 1978.

MARTIN, L.; SUGUIO, K.; FLEXOR, J. M. Le Quaternaire marin du littoral brésilien entre Cananéia (SP) et Barra de Guaratiba (RJ). In: SUGUIO, K.; FAIRCHILD, T. R.; MARTIN, L.; FLEXOR, J. M. (Eds.), **Proceedings of the International Symposium on Coastal Evolution in the Quaternary**, p.296-331, 1979a.

MARTIN, L.; SUGUIO, K.; FLEXOR, J. M. **Mapa geológico do Quaternário costeiro dos Estados do Paraná e Santa Catarina**. Brasília: DNPM, 1988. p. 1-40. (Série Geologia, 28; Seção Geologia Básica, 18).

MARTIN, L.; SUGUIO, K.; FLEXOR, J. M. Precautions sur l'utilisation des datations par le radiocarbone pour la reconstruction des anciens niveaux marins (Additif et correctif à: "Le quaternaire marin du littoral brésilien entre Cananéia (SP) et Barra de Guaratiba (RJ)"). In: SUGUIO, K.; FAIRCHILD, T. R.; MARTIN, L.; FLEXOR, J. M. (Eds.). **Proceedings of the International Symposium on Coastal Evolution in the Quaternary**, p.332-342, 1979b.

MARTIN, L.; SUGUIO, K.; FLEXOR, J. M. Shell middens as a source for additional information in Holocene shoreline and sea-level reconstruction: examples from the coast of Brazil. In: VAN DE PLASSCHE, O. (ed.) **Sea-level Research: A Manual for the Collection and Evaluation of Data**. Norwich: Geo Books, p. 503-521, 1986.

MARTIN, L.; SUGUIO, K.; FLEXOR, J. M.; BITTENCOURT, A. C. S. P.; VILAS-BOAS, G. S. Le Quaternaire marin brésilien (Littoral pauliste, sud fluminense et bahianais). **Cah. O.R.S.T.O.M., Sér. Géol.**, v.11, n.1, p. 95-124, 1980.

MEIRELLES, A. J. A.; ARRUDA, M. G. C.; GORAYEB, A.; THIERS, P. R. L. Integração dos indicadores geoambientais de flutuações do nível relativo do mar e de mudanças climáticas no litoral cearense. **Mercator**, v.4, n.8, p.109-134, 2005.

MENDES, J. C. M. **Elementos de Estratigrafia**. São Paulo: EDUSP, p. 7-71, 1984.

MILNE, G. A.; LONG, A. L.; BASSETT, E. Modeling Holocene relative sea-level observations from the Caribbean and South America. **Quaternary Science Reviews**, v.24, p.1183-1202, 2005.

p.197-200, 1983.

PEDOJA, K., HUSSON, L., REGARD, V., COBBOLD, P.R., OSTANCIAUX, E., JOHNSON, M.E., KERSHAW, S., SAILLARD, M., MARTINOD, J., FURGEROT, L., WEILL, P., DELCAILLAU, B. Relative sea-level fall since the last interglacial stage: Are coasts uplifting worldwide? **Earth-Science Reviews**, v.108, p.1-15, 2011.

PEDOJA, K.; HUSSON, L.; JOHNSON, M. E.; MELNICK, D.; WITT, C.; POCHAT, S.; NEXER, M.; DELCAILLAU, B.; PINEGINA, T.; POPRAWSKI, Y.; AUTHEMAYOU, C.; ELLIOT, M.; REGARD, V.; GARESTIER, F. Coastal staircase sequences reflecting sea-level oscillations and tectonic uplift during the Quaternary and Neogene. **Earth-Science Reviews**, v.132, p.13-38, 2014.

PEREZ FILHO, A.; RUBIRA, F. G. Evolutionary interpretation of Holocene landscapes in eastern Brazil by optimally stimulated luminescence: Surface coverings and climatic pulsations. **Catena**, p. 866-876, 2019.

RAILSBACK, L. B. **Some Fundamentals of Mineralogy and Geochemistry**. Department of Geology, University of Georgia, Athens, Georgia USA. 2015c. Disponível em: <http://www.gly.uga.edu/railsback/Fundamentals/SFMGSubstages01.pdf>. Acesso em 02/10/2018.

RAILSBACK, L. B.; BROOK, G. A.; ELLWOOD, B. B.; LIANG, F.; CHENG, H.; EDWARDS, R. L. A record of wet glacial stages and dry interglacial stages over the last 560 kyr from a standing massive stalagmite in Carlsbad Cavern, New Mexico, USA. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, v.438, n.15, p.256-266, 2015b.

RAILSBACK, L. B.; GIBBARD, P. L.; HEAD, M. J.; VOARINTSOA, N. R. G.; TOUCANNE, S. An optimized scheme of lettered marine isotope substages for the last 1.0 million years, and the climatostratigraphic nature of isotope stages and substages. **Quaternary Science Reviews**, v.111, p.94-106, 2015a.

ROCHA, T. B.; FERNANDEZ, G. B.; PEIXOTO, M. N. O.; RODRIGUES, A. Arquitetura deposicional e datação absoluta das cristas de praia pleistocênicas no complexo deltaico do Paraíba do Sul (RJ). **Brazilian Journal of Geology**, v. 43, n.4, p.711-724, 2013.

ROSSETTI, D. F.; POLIZEL, S. P.; COHEN, M. C. L.; B, PESSENDA, L. C. R. Late Pleistocene–Holocene evolution of the Doce River delta, southeastern Brazil: Implications for the understanding of wave-influenced deltas. **Marine Geology**, v. 367, p.171-190, 2015.

RUBIRA, F. G. **Espacialização e geocronologia das coberturas superficiais em terraços marinhos, fluviomarinhos e fluviais na foz das bacias dos rios Itapocu e**

Araranguá (SC), decorrentes dos episódios de transgressões e regressões marinhas associadas às oscilações / pulsações climáticas. 328f. Tese (Doutorado em Geografia). Instituto de Geociências, Departamento de Geografia, Universidade Estadual de Campinas, 2019.

RUBIRA, F. G.; PEREZ FILHO, A. Evolução das bases teóricas e metodológicas para identificação das mudanças, oscilações e pulsações climáticas. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v.22, n.4, 2021b. No prelo.

RUBIRA, F. G.; PEREZ FILHO, A. Geochronology and hydrodynamic energy conditions in surface coverings of low fluvial, fluvialmarine, and marine terraces: climatic pulsations to the south of the Araranguá river basin. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v.19, n.3, p. 635-663, 2018.

RUBIRA, F. G.; PEREZ FILHO, A. Geocronologia de eventos deposicionais associados às coberturas superficiais que sustentam e recobrem níveis de terraços marinhos Pleistocênicos e Holocênicos no litoral sul de Santa Catarina (SC). **Revista Brasileira de Geomorfologia**, p. 581-602, v.20, n.3, 2019.

RUBIRA, F. G.; PEREZ FILHO, A. Regressão marinha que sucedeu optimum climático holocênico. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v.22, n.3, 2021a. No prelo.

SALVATERRA, A. S.; SANTOS, R. S.; SALAROLI, A. B.; FIGUEIRA, R. C. L.; MAHIQUES, M. M. Evidence of an Marine Isotope Stage 3 transgression at the Baixada Santista, south-eastern Brazilian coast. **Brazilian Journal of Geology**, v.47, n.4, p.693-702, 2017.

SHACKLETON, N. J. The last interglacial in the marine and terrestrial record. **Proceedings of the Royal Society of London**, v.174, p.135–154, 1969.

SUGUIO, K. **Dicionário de geologia sedimentar e áreas afins**. 1ª ed. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, 1998, 222 p.

SUGUIO, K. **Geologia do Quaternário e Mudanças Ambientais** {Passado + Presente = Futuro?}. São Paulo: Paulo's Comunicação e Artes Gráficas, 2001, 300p.

SUGUIO, K. **Geologia Sedimentar**. São Paulo: editora Edgard Blücher Ltda, 2003b. 400p.

SUGUIO, K.; BARRETO, A. M. F.; BEZERRA, F. H. R. Barra de Tabatinga and Touros Formations: evidence for Pleistocene high sea-level stillstands of the Rio Grande do Norte coast. **Pesquisa em Geociências**, v.28, p.5-12, 2001.

SUGUIO, K.; BEZERRA, F. H. R.; BARRETO, A. M. F. Luminescence dated Late Pleistocene wave-built terraces in northeastern Brazil. **An. Acad. Bras. Cienc.**, v.83, n.3. p.907-920, 2011.

SUGUIO, K.; MARTIN, L. Brazilian coastline quaternary formations: The States of São Paulo and Bahia littoral zone evolutive schemes. **An. Acad. Bras. Ciên.**, v.48, p. 325-331, 1976.

SUGUIO, K.; MARTIN, L. Quaternary marine formations of the states of São Paulo and southern Rio de Janeiro. In: INTERNATIONAL SYMPOSIUM ON COASTAL EVOLUTION IN THE QUATERNARY. 1., 1978, São Paulo. **Special Publication nº 1**. São Paulo: Brazilian National Working Group for the IGCP- 61, n.1, p.1-55.

SUGUIO, K.; MARTIN, L.; BITTENCOURT, A. C. S. P.; DOMINGUEZ, J. M. L.; FLEXOR, J. M.; AZEVEDO, A. E. G. Flutuações do nível relativo do mar durante o

Quaternário superior ao longo do litoral brasileiro e suas implicações na sedimentação costeira. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 15, p. 273-286, 1985.

SUGUIO, K.; MARTIN, L.; FLEXOR, J. M. Les variations relatives du niveau moyen de la mer au quaternaire récent dans la région de Cananéia-Iguape. **Boletim IG**, v.7, p.113-129, 1976.

SUGUIO, K.; PETRI, S. Stratigraphy of the Iguape-Cananéia lagoonal region sedimentary deposits, São Paulo state, Brazil. **Boletim IG, USP**, v.4, p.1-20, 1973.

SUGUIO, K. Tópicos de Geociências para o Desenvolvimento Sustentável: As Regiões Litorâneas, **Geologia USP: Série Didática**, v.2, n.1, p. 1-40, 2003a.

TOMAZELLI, L. J. **Contribuição ao estudo dos sistemas deposicionais holocênicos do nordeste da Província Costeira do Rio Grande do Sul - Com ênfase no sistema eólico**. 507f. Tese (Doutorado em Geociências). Porto Alegre, Universidade Federal do Rio Grande do Sul. 270 p.

VALENTIN, H. **Die Küsten der Erde**. 1ªed. Gotha: Justus Perthes, 1952, 118p.

VASCONCELOS, D. L. **Indicadores do nível relativo do mar e evolução costeira durante o Holoceno Tardio no litoral Oeste do Ceará, NE do Brasil**. 82f. Dissertação (Mestrado em Geodinâmica e Geofísica) - Programa de Pós-Graduação em Geodinâmica e Geofísica, Universidade Federal do Rio Grande do Norte, Natal, 2014.

VILLWOCK, J. A. Geology of the Coastal Province of Rio Grande do Sul, Southern Brazil. A Synthesis. **Pesquisas**, v.16, p.5-49, 1984.

VILLWOCK, J. A.; TOMAZELLI L. J.; LOSS E. L.; DEHNHARD, E. A.; HORN FILHO N. O.; BACHI F. A.; DEHNHARDT, B. A. Geology of the Rio Grande do Sul coastal province. In: RABASSA, J. (Org.). **Quaternary of South America and Antarctic Peninsula**. Rotterdam, v. 6, p.79-97, 1986.

XIMENES NETO, A. R.; MORAIS, J. O.; PAULA, L. F. S.; PINHEIRO, L. S. Transgressive deposits and morphological patterns in the equatorial Atlantic shallow shelf (Northeast Brazil). **Regional Studies in Marine Science**, v.24, p.212-224, 2018.



16. VALES INCISOS SUBMERSOS DA PLATAFORMA CONTINENTAL SEMIÁRIDA DO BRASIL

Antonio Rodrigues Ximenes Neto¹, Lidriana de Souza Pinheiro², David Hélio Miranda de Medeiros³, Paulo Roberto Silva Pessoa⁴ & Jäder Onofre de Morais⁵

¹Laboratório de Geologia e Geomorfologia Costeira e Oceânica, Universidade Estadual do Ceará; antonio.lgco@gmail.com

²Instituto de Ciências do Mar, Universidade Federal do Ceará / LGCO (UECE); lidriana@ufc.br

³Laboratório de Geologia e Geomorfologia Costeira e Oceânica, Universidade Estadual do Ceará; davidgeo.ambiental@yahoo.com.br

⁴Laboratório de Geologia e Geomorfologia Costeira e Oceânica, Universidade Estadual do Ceará; paulorpessoa@gmail.com

⁵Laboratório de Geologia e Geomorfologia Costeira e Oceânica, Universidade Estadual do Ceará; jader.morais@uece.br

Resumo: Os vales incisos afogados em plataformas continentais são depressões comumente alongadas que denotam processos de variação do nível de base conforme o deslocamento da linha de costa devido principalmente a fatores glacio-eustáticos. Os vales incisos são importantes armadilhas estratigráficas que possibilitam a compreensão do padrão de empilhamento sedimentar e do modelo de fácies. Além disso, a orientação destas feições pode ser utilizada para análise correlativa com a estrutura geológica local (e.g., herança estrutural, neotectônica). Dessa forma, foi realizada uma análise do estado da arte e mapeamento dos principais vales incisos na Plataforma Semiárida do Brasil a partir do uso de três ferramentas (imagem de satélite, batimetria e perfilagem sísmica de subsuperfície), que comumente são empregadas para a interpretação de vales afogados.

Palavras-Chave: Plataforma Continental; Estratigrafia de Sequência; Variação do Nível do Mar; Paleogeografia.

Abstract: The drowned incised valleys on continental shelves are commonly elongated and lowered features that show processes of base-level changes according to the coastline shift due mainly to glacial-eustatic factors. Incised valleys are important stratigraphic traps that favor the understanding of the sedimentary stacking pattern and the facies model. In addition, the orientation of these features can be used for correlative analysis with the local geological structure (e.g., structural inheritance, neotectonic). An analysis of the background studies and mapping of the main valleys in the Semi-Arid Shelf of Brazil was carried out using three tools (satellite image, bathymetry, and sub-bottom seismic profiling) that are commonly used for the interpretation of drowned valleys.

Keywords: Continental Shelf; Sequence Stratigraphy; Sea-Level Change; Paleogeography.

Tema: Geomorfologia Marinha

1. INTRODUÇÃO

Os vales incisos em ambientes de plataforma continental são importantes feições paleogeográficas que fornecem interpretações acerca de processos alogênicos e autogênicos (BLUM e TÖRNQVIST, 2000; HANEBUTH e STATTEGER 2004; BLUM et al., 2013). A associação entre o relevo erosional e o seu preenchimento é uma correlação comumente utilizada para compreender os ciclos regressivos-transgressivos (ZAITLIN et al., 1994; POSAMENTIER, 2001; VITAL et al., 2010; TESSON et al., 2015). Os vales incisos são fundamentais na compreensão do sistema de dispersão sedimentar (*source-to-sink*/da fonte a deposição) entre áreas continentais e marinhas (BENTLEY et al., 2016). Os estuários e os vales incisos são importantes ambientes deposicionais que apresentam significância histórica para habitação humana, construção de portos, além de conter reservas de hidrocarbonetos (BOYD et al., 2006).

A identificação e mapeamento de vales incisos em ambiente marinho (principalmente em plataformas continentais) avançaram nas últimas décadas principalmente devido ao uso crescente de sensores orbitais, geofísica e sondagens (VAIL et al., 1977; POSAMENTIER et al., 1988; VAN WAGONER et al., 1990; DALRYMPLE et al., 1992; FOYLE e OERTEL, 1997; POSAMENTIER, 2001; GREEN, 2009; GOMES et al., 2016; XIMENES NETO, 2018).

O objetivo deste capítulo é demonstrar os principais vales incisos submersos na plataforma semiárida brasileira (PSB) a partir do estado da arte e uso de ferramentas indiretas (batimetria, imagens de satélite e sísmica). A partir disto, destacar o uso do vale inciso como importante feição na interpretação paleogeográfica associada a fatores alogênicos e autogênicos.

A PSB é delimitada pelo setor entre o Cabo do Calcanhar, RN e a região do Delta do Parnaíba na divisa PI-MA, apresentando como base os limites do semiárido do Brasil (MORAIS et al., 2019; PINHEIRO et al., 2020). Molion e Bernardo (2002) apontam que o Nordeste Setentrional do Brasil apresenta características climáticas peculiares, únicas em ambientes semiáridos pelo mundo, tendo a proximidade com a Amazônia devido à criação sobre o Nordeste de centros de subsidência como uma hipótese para semiaridez local. Com isto, ressalta-se a baixa vazão sólida pelos rios (CAVALCANTE, 2018). A PSB é associada às bacias sedimentares do Ceará e Potiguar, apresentando larguras variando de ~20km em São Bento do Norte (Bacia Potiguar) a ~100km em Camocim (Bacia do Ceará) e profundidade de quebra (fim da plataforma continental e início do talude continental) em torno de 60-70m (NASCIMENTO SILVA et al., 2018; MORAIS et al., 2019) (Figura 1).

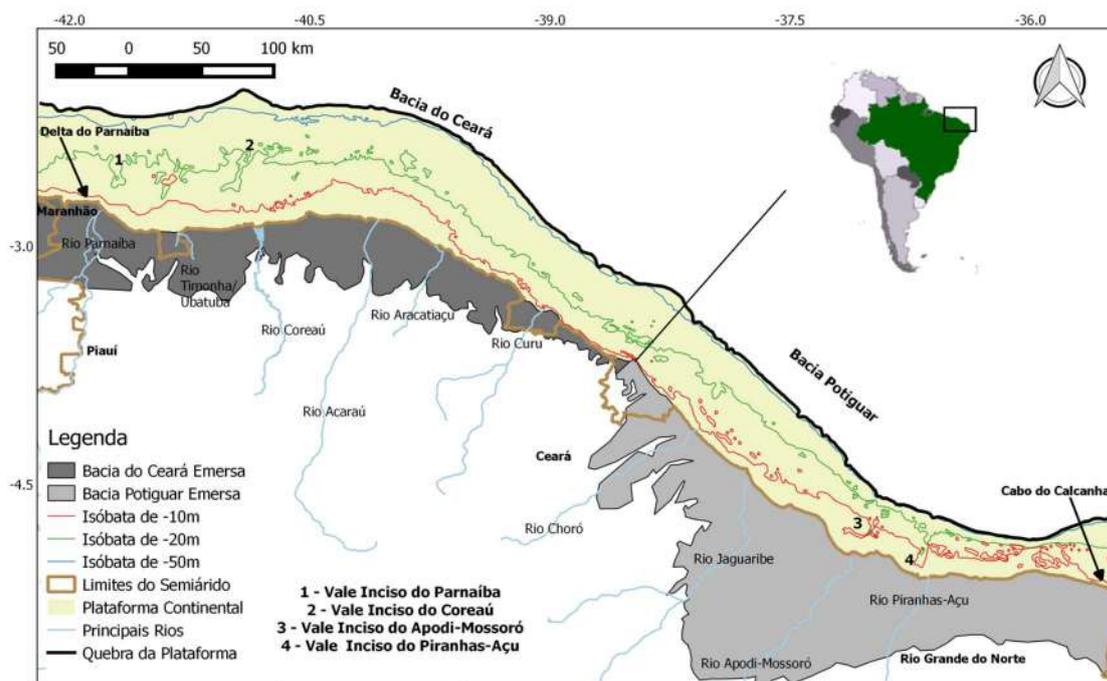


Figura 1. Delimitação da PSB e os principais vales incisos; 1 – Parnaíba, 2 – Coreaú, 3 – Apodi-Mossoró; 4 – Piranhas-Açu. Fonte: Morais Neto et al. (2003); CPRM (2003); DHN (2014); Souza (2015); ANA (2015); IBGE (2017).

1.1. Terminologias

Diversas terminologias comumente são empregadas como sinônimos para se referirem a antigas dissecações fluviais, sejam elas submersas ou continentais. Entre esses conceitos estão os paleocanais, as paleodrenagens, os paleoafuentes, os vales, os paleovales, os cânions/*canyons* e os vales incisos.

Em estudos na planície costeira ou ambiente marinho, principalmente, na perspectiva da estratigrafia de sequência, comumente se utilizam do termo *vales incisos* como feições (erosão e preenchimento) relacionadas à variação do nível do mar (FISK, 1944; VAN WAGONER et al., 1990; ALLEN e POSAMENTIER, 1993; GREEN, 2009; TJALLINGII et al., 2014).

Blum et al. (2013) sugerem o emprego dos termos sistemas de *paleovales* ou *vales*, pois o termo *vales incisos* pode não definir/explicar vales continentais. Os autores enfatizam também o emprego do termo canal, como feições terrestres que transportam água e sedimentos, e não são diretamente observáveis no registro estratigráfico.

Os *paleocanais* são feições geomórficas fluviais que representam córregos, rios e riachos de drenagem que fluíam efêmeros ou perenes durante o passado geológico e agora se encontra soterrado ou perdido ou deslocado devido a processos tectônicos, geomorfológicos, antropogênicos e/ou mudanças climáticas (KUMAR, 2011). O autor coloca paleocanal como sinônimo de paleorio, paleodrenagem, rio perdido, rio soterrado, canal soterrado ou vale soterrado. Jolivet et al. (2018) utiliza o termo *paleoafuente* para designar uma antiga conexão de drenagens para um rio principal de uma bacia

hidrográfica. Green (2009) usa o termo *paleodrenagem* para se referir a padrões de drenagens derivados de paleotalwegues de paleovales correspondentes.

Já o termo *canyons (submarinos)* se refere a um vale cortado no fundo do mar da plataforma continental que forma um entalhe na quebra da plataforma e se prolonga como um vale íngreme pelo talude continental (HAY, 2016).

1.2. Vales Incisos

Os vales incisos são “recipientes” que funcionam como significativas armadilhas estratigráficas, pois criam um espaço localizado no qual os sedimentos podem se acumular, geralmente em áreas onde o espaço pode ser incomum (como nas planícies costeiras de bacias de baixa acomodação). Os vales incisos devem ser considerados como um “sistema” no qual existem dois componentes, o vale e seu preenchimento. Esses componentes podem ou não estar relacionados no tempo ou no processo de formação (BOYD et al., 2006).

O vale inciso é um sistema comumente associado à erosão fluvial, topografia baixa e alongada, e é marcado por um deslocamento abrupto em direção ao mar de fácies deposicionais, cruzando um limite de sequência regionalmente mapeável em sua base (BOYD et al., 2006). Eles se formam quando a queda do nível de base expõe uma plataforma continental que tem um gradiente maior do que o perfil de equilíbrio do rio e quando a capacidade de transporte do rio excede o seu suprimento de sedimentos/baixa acomodação (VAN WAGONER et al., 1990; POSAMENTIER e JAMES, 1993; POSAMENTIER e ALLEN, 1999; BLUM e TÖRNQVIST, 2000). Os vales incisos variam de dezenas a milhares de metros de largura e de um a várias dezenas de metros de profundidades (POSAMENTIER, 2001; BOYD et al., 2006).

As incisões fluviais nas plataformas continentais podem não estar relacionadas apenas às mudanças eustáticas do nível do mar, mas também a fatores climáticos – aumento da descarga fluvial ou a movimentos tectônicos – soerguimento das áreas costeiras e marinhas em relação ao continente (área fonte dos rios) (BLUM e PRICE, 1998; POSAMENTIER, 2001). A partir disto, Blum e Törnqvist (2000) critica o uso do termo vale inciso de maneira generalizada, pois nem todos os vales são incisos e apresentam fatores locais para a sua formação (processos autogênicos). Posamentier (2001) afirma que os vales não incisos e o *bypass* sedimentar durante períodos do nível do mar caindo pode ser mais comum do que o desenvolvimento de vales incisos. Zaitlin et al. (1994) enfatizam que os vales incisos devem ter limites de sequência em sua base e preenchidos por sucessões de fácies fluvial e estuarina devido a subida do nível do mar, sendo que este preenchimento pode ser completo ou parcial.

Summerfield (1985) destaca que o perfil de equilíbrio fluvial fica abaixo do nível da superfície terrestre, a incisão iniciada neste local se propaga em direção a cabeceira para criar o vale. Em áreas com uma plataforma continental de gradiente relativamente baixo e uma quebra plataforma-talude distinta e exposta, um *knickpoint* geralmente coincide com a borda da plataforma (BOYD, 2006), figura 2A. No entanto, em plataformas sem uma nítida quebra da plataforma ou onde a borda da plataforma fica abaixo da elevação de mar baixo (*lowstand*), as incisões podem não se estenderem para a borda da plataforma, figura 2B. Além disso, alguns trabalhos demonstram que em

muitas plataformas a incisão começa na quebra da declividade associada a uma linha de costa inicial de mar baixo (*lowstand*) e/ou a linha de costa de mar alto imediatamente anterior (*highstand*) (POSAMENTIER, 2001; WELLNER e BARTEK, 2003; BOYD, 2006). O controle fluvial da incisão no interior do continente (a montante) sob influência da variação do nível do mar não é claramente definida, em alguns casos o controle pode ocorrer até uma distância de 1000km de distância da linha de costa (Fisk, 1944). Já Blum e Törnqvist (2000) sugerem uma variação entre dezenas a centenas de km.

Boyd et al. (2006) destaca que os vales incisos podem ser formados em planícies costeiras ou em *piedmont* e apresentar um preenchimento simples (durante um único ciclo transgressão-regressão) ou composto (múltiplos ciclos incisão-deposição devido a flutuações do nível de base). No caso de vales em áreas costeiras, a deposição começa na desembocadura do sistema vale inciso quando o nível do mar está em seu ponto mais baixo e expande progressivamente mais a cima do vale com o desenvolvimento da transgressão produzindo *onlap* deposicionais no vale (BOYD et al., 2006). A tabela 1 listam 16 critérios que podem ser utilizados para o reconhecimento de sistemas estuarinos e vales incisos.

A arquitetura estratigráfica de vales incisos segue uma zonação longitudinal em três segmentos (DALRYMPLE et al., 1992; ZAITLIN et al., 1994; BOYD et al., 2006), figura 2C. O primeiro segmento (exterior) ocorre entre a extensão mais em direção ao mar do vale inciso até o ponto onde a linha de costa se estabiliza no início da progradação, sendo caracterizado pela deposição de fácies marinha, barreiras costeiras e *inlets* no vale. O segundo segmento (intermediário) se situa entre a extremidade interior do segmento 1 e o limite em direção ao continente de influência da maré no período de inundação máxima. Sendo assim, representado pela área ocupada pelo estuário do vale inciso afogado no final da transgressão. As fácies de bacia central (planícies lamosas) e delta de cabeceira são características deste segmento. O terceiro segmento (interno) é o setor mais interior e se situa a partir do limite transgressivo marinho-estuarino. Porém, ressalta-se que este segmento ainda é influenciado pelas oscilações no nível de base associadas à mudança do nível relativo do mar. O preenchimento sedimentar é inteiramente fluvial. O tipo de canal fluvial dependerá do suprimento sedimentar, gradiente, descarga e granulometria (entrelaçado, meandrante, anastomosado e/ou retilíneo).

Neste capítulo, o emprego do termo *vale inciso* será utilizado apenas para vales em que seja possível verificar limites de sequência em sua base (esta definição será explanada no tópico 4). Para feições erosionais rebaixadas em que não é identificável o seu limite de sequência (seja pela técnica adotada ou pela não presença deste limite) é sugerido o uso de dois termos: *paleovale*, pois é uma nomenclatura abrangente conforme Blum et al. (2013) ou *paleocanal*, pois nos estudos de geociências marinha no Brasil tradicionalmente é comum o emprego desta nomenclatura como visto em Abreu e Calliari (2005); Melo (2017).

Tabela 1. Principais características identificadas em um vale inciso e estuário. Fonte: modificado de Boyd et al. (2006) a partir de interpretações de Weschenfelder et al. (2016); Aquino da Silva et al. (2016); Ximenes Neto (2018).

<i>Crêterios</i>	<i>Características</i>
1�	Fei�o paleotopogr�fica erosional, em que a sua base trunca os estratos subjacentes, incluindo alguns marcadores regionais (superfícies sísmicas, bentonitas, carvão ou superfícies de inunda�o)
2�	Base e muros do sistema vale inciso representam um limite de sequência que se correlacionam com uma superfície erosiva (hiato) fora do vale (interflúvio), superfície mista (<i>flooding surface + sequence boundary</i>)
3�	Como o rio erode abaixo do nível dos interflúvios quando cria o vale, a água drena em dire�o ao vale, como resultado, o rio principal pode ser alimentado por vales incisos tributários menores
4�	Deslocamento de fácies em dire�o � bacia cruzando uma discordância regional na base do vale (a base do vale inciso preenchido exibe uma justaposi�o erosiva de fácies mais proximais (terrestres) sobre depósitos mais distais (em dire�o ao mar)) e, subseqüentemente, o preenchimento parcial ou total ocorre durante a subida do nível do mar
5�	Como um resultado do preenchimento do vale inciso em resposta ao aumento do nível de base � verificado depósitos com termina�o <i>onlap</i> nos muros e base dos vales
6�	As principais superfícies estratigráficas de sequência são: <i>limite de sequência</i> (base), <i>superfície transgressiva</i> (dentro do preenchimento), <i>superfície de inunda�o máxima</i> (acima – segmento 1; dentro dos depósitos estuarinos – segmento 2 e abaixo de depósitos fluviais no segmento 3) e as <i>superfícies de ravinamento de onda e maré</i> (entre as superfícies limite de sequência e inunda�o máxima)
7�	Canais contidos no vale devem ser substancialmente menores do que o próprio vale principal
8�	Estuários são ambientes transgressivos e de influência de maré que constituem um componente importante e distintivo de vales incisos nas suas partes marítimas (DALRYMPLE et al., 1992). Indicadores de maré podem ser identificados nos vales preenchidos – ritimitos de maré e <i>tidal bundle</i>
9�	Aspectos de <i>input</i> de água e sedimentos dos ambientes marinho e terrestre são fundamentais em estuários; microfauna e macrofauna podem ser identificados – e.g., foraminíferos, moluscos, além de icnof�cies
10�	Vales incisos estuarinos apresentam uma característica mista de fácies sedimentares. Estes incluem fácies terrestres, estuarinas e marinhas - fluvial, canal fluvial de maré, delta de cabeceira, bacia central, barreiras costeiras e <i>bedforms</i> de maré
11�	Zona central de vales incisos estuarinos � ocupada por regiões de baixa energia (bacia central de grãos finos de estuários dominados por onda ou alcance meandrante de grãos finos de estuários dominados por maré)
12�	No caso da incisi�o do vale durante a regressão e queda de nível relativo do mar, devido ao aumento do perfil fluvial como resultado da extensão do rio, o gradiente marinho regional � maior do que o gradiente terrestre do vale do rio
13�	Depósitos de vales incisos estuarinos ocupam corredores de drenagem fluvial que frequentemente são controlados por tendências estruturais e paleotopogr�ficas subjacentes
14�	Migra�o lateral de canais/barras em pontais com presença de termina�o do tipo <i>downlap</i> e estruturas sedimentares do tipo <i>epsilon cross bedding</i> e <i>inclined heterolithic stratification</i>
15�	Fácies sísmicas de refletores plano-paralelos que denotam acre�o vertical de depósitos estuarinos (e.g., por�oes centrais de bacias estuarinas)
16�	Fei�o associadas a presença de gás no preenchimento dos vales incisos, tais como coluna, turbidez, cortinas, plumas, <i>pockmarks</i> , pináculos, sombras

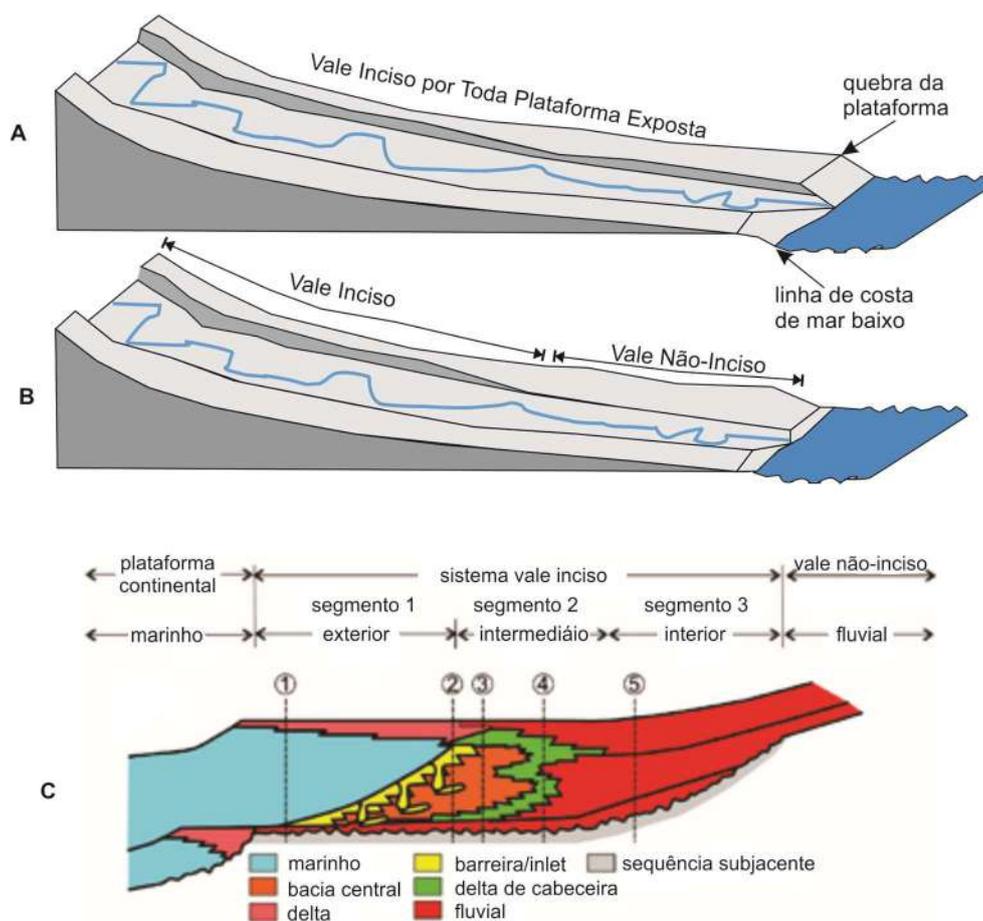


Figura 2. Formação de incisões em resposta a queda do nível do mar em duas situações: A – incisão por toda plataforma exposta e B – incisão apenas em alguns setores. Além da arquitetura estratigráfica longitudinal em três segmentos de um vale inciso - C. Fonte: Modificado de Posamentier e James (1993); Posamentier e Allen (1999); Boyd et al. (2006); Ximenes Neto (2018).

1.2.1 Princípio Source-to-Sink (da fonte a deposição)

O princípio *source-to-sink* (da fonte a deposição) é uma abordagem que conecta áreas de produção sedimentar com locais de transferência e armazenamento através da quantificação dos processos terrestres, sendo possível analisar o sistema de dispersão sedimentar fluvial a marinho (BENTLEY et al., 2016; WALSH et al., 2016; BHATTACHARYA et al., 2016; MAZUMDER, 2017).

Blum et al. (2013) demonstra que os sistemas de antigas drenagens apresentam um importante papel para o entendimento das rotas dos sedimentos *source-to-sink*. Os autores apontam que existe uma dinâmica complexa entre incisão, deposição e exportação de sedimentos a partir de um vale: períodos de incisão correspondem com exportação sedimentar mínima, no entanto, nos períodos de migração lateral e construção de cinturões de canais resulta em um aumento de fluxo para a desembocadura fluvial. A exportação de sedimentos envolvendo vales e a coalescência (*merging*) de drenagens na plataforma exposta apresenta um importante papel na transferência sedimentar para a margem da plataforma e para os sistemas talude-bacia oceânica, figura 3. Ressalta-se que a conexão entre a desembocadura fluvial e a margem da plataforma provavelmente ocorre

por períodos de tempo diferentes dependendo do gradiente do rio e plataforma, além da amplitude das oscilações do nível do mar.

Blum e Törnqvist (2000) apontam a existência de dois modelos de suprimento de sedimentos para as bacias marginais: *vacuum cleaner* e *conveyor belt*, figura 3. O primeiro se refere à incisão e *bypass* sedimentar completo, já o segundo destaca que os sedimentos são continuamente distribuídos para a desembocadura do rio a partir de uma grande bacia de drenagem e não requer incisões profundas com completo *bypass* sedimentar durante a queda do nível do mar. Syvitski e Milliman (2007) destacam que o relevo e a área de drenagem contribuinte são controles de primeira ordem no suprimento sedimentar e os climáticos seriam de segunda ordem.

No sistema *source-to-sink* quatro tipos de vales ocorrem entre o alto curso fluvial até a margem continental: rochoso; misto (rochoso-aluvial), planície costeira e plataformal (BLUM et al., 2013). Os vales de substrato rochoso e misto (rochoso-aluvial) ocorrem no continente. Os de substrato rochoso entalham rochas de idade muito antigas e apresenta arquitetura degradacional, já os vales de substrato misto possuem variabilidade espaço-temporal devido a exposição do embasamento rochoso. Os vales de planície costeira estendem da linha de costa de mar alto (*highstand*) até os limites a montante da influência do nível do mar, alguns destes vales estão modernamente afogados e contém estuários (vales incisos estuarinos afogados), podendo também estar preenchidos por sedimentos holocênicos alúvios-deltaicos. Os paleovales plataformais ocorrem entre a linha de costa de mar alto (*highstand*) e a borda da plataforma continental e possui depósitos variados, tais como fácies deltaica, estuarina, fluvial e marinho-rasa, figura 3.

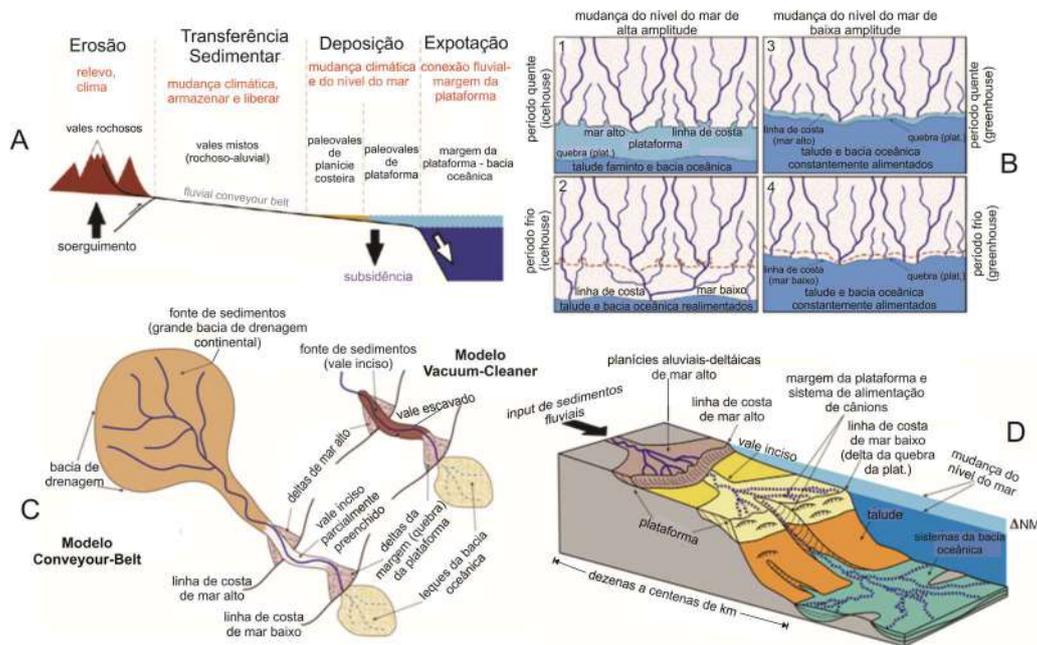


Figura 3. A - Representação espacial e principais características do princípio *Source-to-Sink*; B - Relação entre a distribuição de drenagens com a mudança do nível do mar e períodos frios (2 e 4) e quentes (1 e 3); C - Funcionamento do princípio *Source-to-Sink* conforme dois modelos; D - Características fisiográficas de uma margem continental demonstrando a conectividade entre os sistemas terrígenos e marinhos. Fonte: Blum e Törnqvist (2000); Blum e Womack (2009); Blum et al. (2013).

2. ESTADO DA ARTE NA PLATAFORMA SEMIÁRIDA DO BRASIL

Os primeiros trabalhos que evidenciaram menções aos vales incisos e/ou paleocanais remontam a década de 1980 com a identificação dos paleocanais do Curu e Jaguaribe (FREIRE, 1985) e possivelmente o sistema de paleocanais entre Camocim e o Delta do Parnaíba (ZALAN et al., 1985). Sendo que os primeiros foram estudados por meio de batimetria e o segundo via perfilagem sísmica de subsuperfície e poços.

Maia (1993; 1998) identifica a existência de paleocanais (através de sondagens e sensores orbitais) associados ao baixo curso do Rio Jaguaribe e a tendência de migração para Oeste do atual canal. Desta forma, evidencia-se a identificação de paleocanais na zona costeira e plataforma continental, Almeida et al. (2016) através de sensoriamento remoto destacam a presença de paleocanal afogado na plataforma continental *offshore* a foz do Jaguaribe, assim como em Freire (1985).

Silva filho (2004) através de informações batimétricas reconstituiu a rede de paleocanais da plataforma continental do Ceará, sendo que os principais paleocanais que se destacaram neste modelo foram associados ao Coreau e Curu, além de ter apontado a existência do paleocanal do Apodi-Mossoró. Monteiro (2011) também reconstituiu as antigas redes de drenagens a partir da compilação de dados topográficos e batimétricos, criando um modelo topo-batimétrico. O autor identificou os paleocanais do Coreau, Acaraú, Aracatiaçu, Curu e Jaguaribe.

Silva (2015) e Silva e Morais (2013) utilizando de sensoriamento remoto e informações batimétricas estudaram os aspectos morfológicos do paleocanal do Coreau. Este mesmo paleocanal foi analisado por Farrapeira Neto (2013) a partir de informações sedimentares e batimetria. O autor destaca que este paleocanal afogado na plataforma interna possui profundidade de até ~45m e apresenta uma cobertura sedimentar recente predominantemente de origem bioclástica. Ximenes Neto (2018) também analisando este paleocanal, a partir de informações batimétricas, imagens de satélite e geofísica identificou que a principal incisão possui orientação (SSW-NNE) similar ao *trend* de falhas do domínio Médio-Coreau. Além disto, verifica-se que o preenchimento sedimentar associado ao afogamento da plataforma no estágio isotópico marinho I possui até 20 m de espessura.

Aquino da Silva et al., (2016) estudando os paleocanais afogados na plataforma adjacente ao Delta do Parnaíba através de sísmica rasa identificaram dois tipos de formas de canais (em U e em V) e na análise das fácies e refletores sísmicos foi possível distinguirem depósitos de ambientes fluviais e marinhos. Zalan et al., (1985) destaca a ocorrência no topo da sequência drift na região da sub-bacia de Piauí-Camocim (Bacia do Ceará) de grandes cânions preenchidos, além da presença de uma nítida discordância erosiva no Terciário.

Morais Neto et al. (2003) aponta que no talude continental da Bacia do Ceará diversos cânions se formaram em fases de rebaixamento do nível do mar, tais como o cânion de Curimã (sub-bacia de Mundaú). Almeida (2018) por meio de informações sísmicas e de poços destaca que os cânions nesta sub-bacia apresentam conectividade com a plataforma continental, ou seja, formaram antigos vales incisos que em períodos

de mar baixo funcionavam como importantes áreas de dispersão sedimentar da fonte a deposição (*source-to-sink*).

Através de dados sísmicos e de poços, Pessoa Neto (2003) destaca que os rios Apodi-Mossoró e Piranhas-Açu se implantaram em suas posições atuais pelo menos desde o Mioceno Médio, sendo que durante períodos de queda do nível do mar vales incisos associados a estes rios se formam na plataforma continental adjacente.

Vital et al. (2010) analisando a arquitetura sismoestratigráfica do vale inciso do Apodi-Mossoró verificaram entre 4 a 6 unidades sísmicas e um horizonte principal. Sendo que este horizonte se refere a uma inconformidade erosiva que separa estratos pleistocênicos (abaixo) e holocênicos (acima), desta forma evidencia-se que as unidades acima deste horizonte se referem ao preenchimento do vale inciso durante a Transgressão Holocênica (afogamento da plataforma).

Schwarzer et al. (2006); Gomes e Vital (2010); Gomes (2012); Gomes et al. (2014) utilizando dados batimétricos, de sensores orbitais, gravimétricos e de sísmica rasa possibilitaram verificar a influência da herança estrutural nas principais dissecações da Bacia Potiguar – vales incisos do Piranhas-Açu e Apodi-Mossoró. O primeiro é oblíquo as principais falhas e aos grabéns e horsts da Bacia Potiguar. Já o segundo tem associação com o grabén de Grossos, o qual é uma área rebaixada na plataforma interna; o eixo NW-SE está alinhado com uma depressão alongada a leste, exibindo a extensão longitudinal das falhas costeiras do sistema de falhas Afonso Bezerra.

Almeida et al. (2015) identificaram através de batimetria multifeixe a presença de vários cânions submarinos (profundidades de ~250m de incisões e larguras de ~1700 km) no talude continental da Bacia Potiguar associados a continuação de vales incisos da plataforma. Dentre estes se destacam os cânions Areia Branca, Mossoró, Ponta do Mel, Porto do Manguê, Macau e Açu.

3. PRINCIPAIS TÉCNICAS

Destaca-se que será demonstrado o emprego apenas de técnicas indiretas (imagem de satélite, informação batimétrica e perfilagem sísmica) para a identificação de vales incisos ou paleocanais afogados. O uso de sondagens/testemunhos no piso marinho (técnica direta) propicia a compreensão do padrão de empilhamento sedimentar e arranjo de fácies, desta forma, o uso combinado de técnicas indiretas e diretas fornecem importantes dados para o entendimento da evolução dos processos denudacionais e deposicionais associados à feição que hoje se encontra em ambiente marinho.

3.1. Imagens de Satélite

O emprego de imagens de satélite para a identificação de vales incisos afogados ou qualquer padrão de forma submersa-rasa fornece a base para orientar estudos de campo. Na identificação de vales incisos ou paleocanais submersos na PSB, o principal satélite utilizado é o Landsat (5, 7 e 8), comumente utilizando das bandas do visível, azul/ultra azul e infravermelho (TABOSA et al. 2007; GOMES e VITAL, 2010; MONTEIRO, 2011; GOMES, 2012; SILVA, 2015; XIMENES NETO, 2018). O uso da banda 1 do Landsat 5 e 7 (0,45- 0,52 μ m) e das bandas 1 e 2 do Landsat 8 (0,43-0,51 μ m) são indicados para a visualização do piso marinho, pois esta faixa espectral do azul-ultra

azul permite penetração na coluna d'água (MONTEIRO, 2011; SILVA, 2015; XIMENES NETO, 2018).

A figura 4 demonstra o emprego da Landsat 8 na identificação de vales incisos afogados na plataforma continental. O fluxo de processamento nas bandas se deu a partir do realce de contraste, com posterior aplicação de filtros direcionais para compensação da intensidade nos histogramas de níveis de cinza em cada uma das cenas.

A partir disto, foi possível evidenciar duas principais incisões na Bacia Potiguar associadas aos vales do Apodi-Mossoró (Figura 4C) e Piranhas-Açu (Figura 4D). Já na Bacia do Ceará, evidenciou-se nitidamente o vale do Coreaú (Figura 4B) e uma incisão defronte a foz do Timonha-Ubatuba (Figura 4A). Porém, a incisão principal associada ao Parnaíba como pode ser verificado nos perfis e modelo batimétrico da figura 5 não foi identificada na imagem de satélite, possivelmente devido à maior presença de materiais em suspensão na coluna d'água, pois isto dificulta a penetração do espectro azul até o piso marinho.

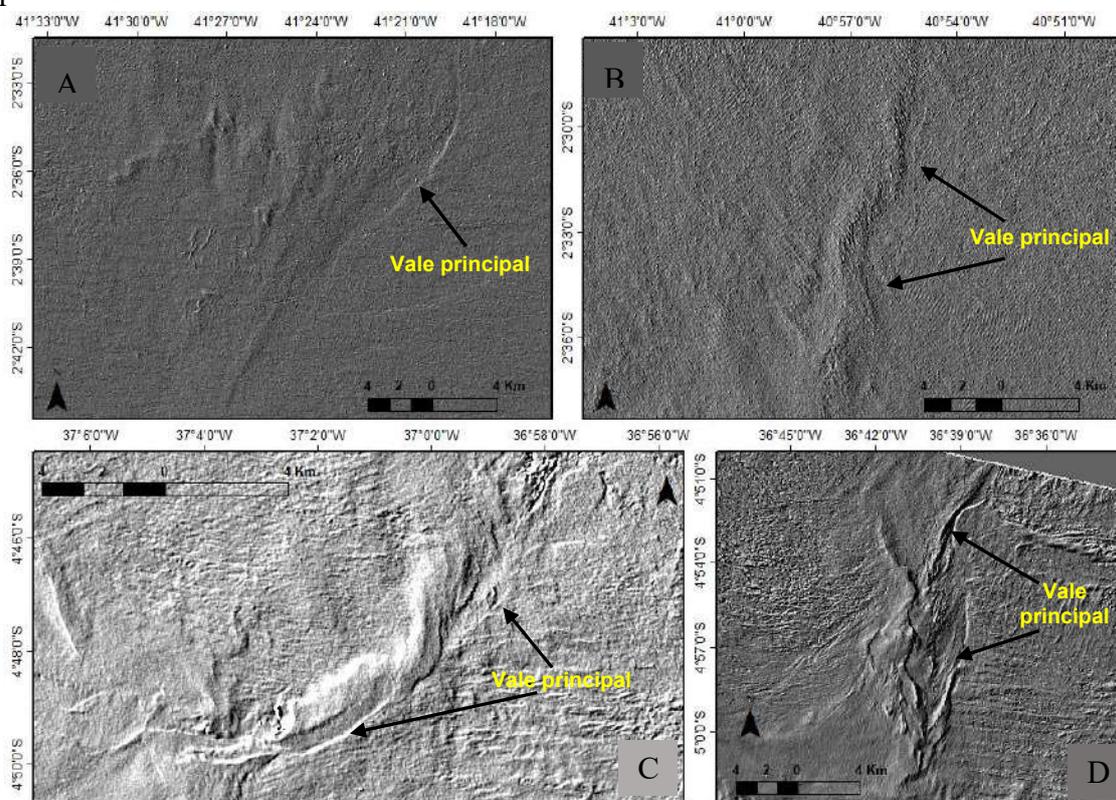


Figura 4. Uso de imagens orbitais Landsat 8 para identificação de vales incisos afogados na plataforma continental. A – Vale localizado entre o Coreaú e Parnaíba, de imageamento realizado em 11/08/2017. B – Vale Coreaú, com imageamento realizado em 05/09/2017. C – Vale Apodi- Mossoró, com imageamento em 16/06/2016. D – Vale Piranhas-Açu, de imageamento realizado em 25/06/2016.

3.2. Informações Batimétricas

A batimetria consiste na obtenção da espessura da coluna d'água/profundidade do piso marinho, é o método sísmico mais tradicional, porém por meio de radar e satélites também se pode obter a batimetria. A técnica básica utilizando um transdutor acústico consiste em emitir um único pulso (batimetria monofeixe) ou múltiplos pulsos (batimetria multifeixe) de som e medir o tempo decorrido até que ele seja refletido no piso marinho

e detectado por um hidrofone a bordo. A metade do tempo de viagem de ida e volta multiplicado pela velocidade do som na água do mar (~1.500 m/s) é igual à profundidade em um determinado ponto (DIERSSEN e THEBERGE Jr, 2014).

A batimetria pode ser obtida via coleta de dado em campo através de um transdutor acústico, via sensores remotos (satélite e radar) e/ou através de cartas náuticas (como disponibilizadas pela Diretoria de Hidrografia e Navegação – DHN). A partir disto, podem-se criar, por exemplo, perfis batimétricos e modelos digitais batimétricos (MDB), pois estes serão fundamentais na identificação de vales incisos.

Com o auxílio das Cartas Náuticas (CN) 21700, 21900 e Folhas de Bordo (FB) 600, 700 da DHN foi possível a identificação de feições que podem estar associada a paleocanais e/ou vales incisos a partir do uso das isóbatas (linhas de mesma profundidade) e MDB. Destaca-se que na figura 5 é demonstrado dois exemplos da Bacia do Ceará e na figura 6 dois exemplos na Bacia Potiguar.

Na figura 5A é possível evidenciar que as principais características associadas a um paleocanal a partir do emprego de uma carta náutica são: inflexão de isóbatas (neste caso de -20m) em direção a costa e/ou setores mais rasos e a nítida presença de setor canalizado (relativamente confinado) que apresenta maiores profundidades. Notar que estas características são facilmente visualizadas no caso do Coreaú (perfil A-A') e Parnaíba (perfil C-C'). Destaca-se que entre estes dois ocorrem áreas rebaixadas delimitadas pela isóbata de -20m que podem se associar a paleocanais, além de um alto batimétrico delimitado pela isóbata de -10m. Essa incisão entre o Parnaíba e o Coreaú é nitidamente verificada na Landsat 8, ver figura 4A.

Ressalta-se que foi realizado um MDB a partir de FB como pode ser visto figura 5C, aonde é possível verificar que os “prováveis paleocanais” do perfil B-B' aparecem com as duas características acima destacada para a identificação de um típico paleocanal, sendo que o emprego de um método direto (como uma sondagem) ou outro método indireto (*e.g.*, sísmica rasa) poderia validar que se trata realmente de um paleocanal (B-B'). Desta forma, evidencia-se que as folhas de bordo apresentam uma maior resolução do que a carta náutica; observar no MDB (figura 5B – para o vale do Parnaíba) aonde foi empregado apenas informações da CN e no MDB (figura 5C – vale do Coreaú) com o uso da FB.

Desta forma, evidencia-se que o emprego de informações batimétricas secundárias (dados pré-existent) é uma ferramenta importante para a identificação de macro-feições, sendo que dois grandes vales foram verificados e uma terceira situação em que o relevo rebaixado e canalizado pode estar associado à paleocanais.

Na figura 6 é possível verificar os dois principais vales incisos da Bacia Potiguar, o Apodi-Mossoró e o Piranhas-Açu. Estas feições foram identificadas a partir do uso de CN. A isóbata de -10m é a principal delimitadora das duas grandes incisões na plataforma interna, sendo que a isóbata de -20m também ocorre no setor confinado principal da incisão, como são verificados nos perfis D-D' e E-E' (Figura 6A). Esta isóbata apresenta uma inflexão em direção a costa associada ao Piranhas-Açu, o que denota a continuação da incisão pela plataforma média. Defronte a incisão principal do Apodi-Mossoró algumas incisões associadas à isóbata de -20m ocorre, porém sem definir bem um relevo

canalizado. No entanto, analisando o MDB é possível verificar a conexão destas incisões com a incisão principal (Figura 6B).

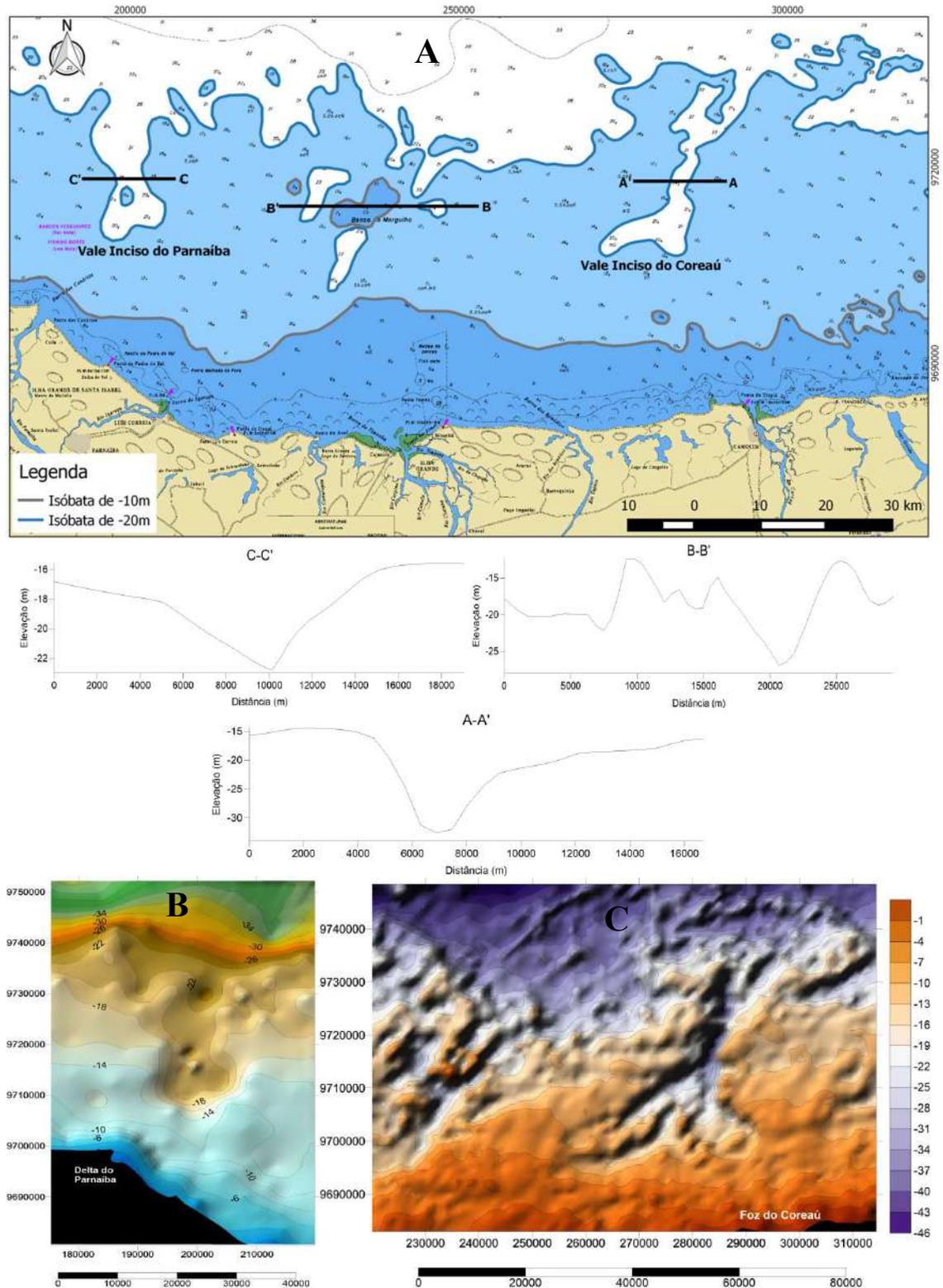


Figura 5. A - Exemplo do emprego de uma Carta Náutica (CN) para a identificação de vales incisos afogados em plataforma continental na Bacia do Ceará, além de perfis batimétricos que validam a ocorrência desta feição. B – MDB associado ao Parnaíba (baixa resolução - CN). C – MDB associado ao Coreáú (maior resolução – Folha de Bordo, FB). Fonte: DHN.

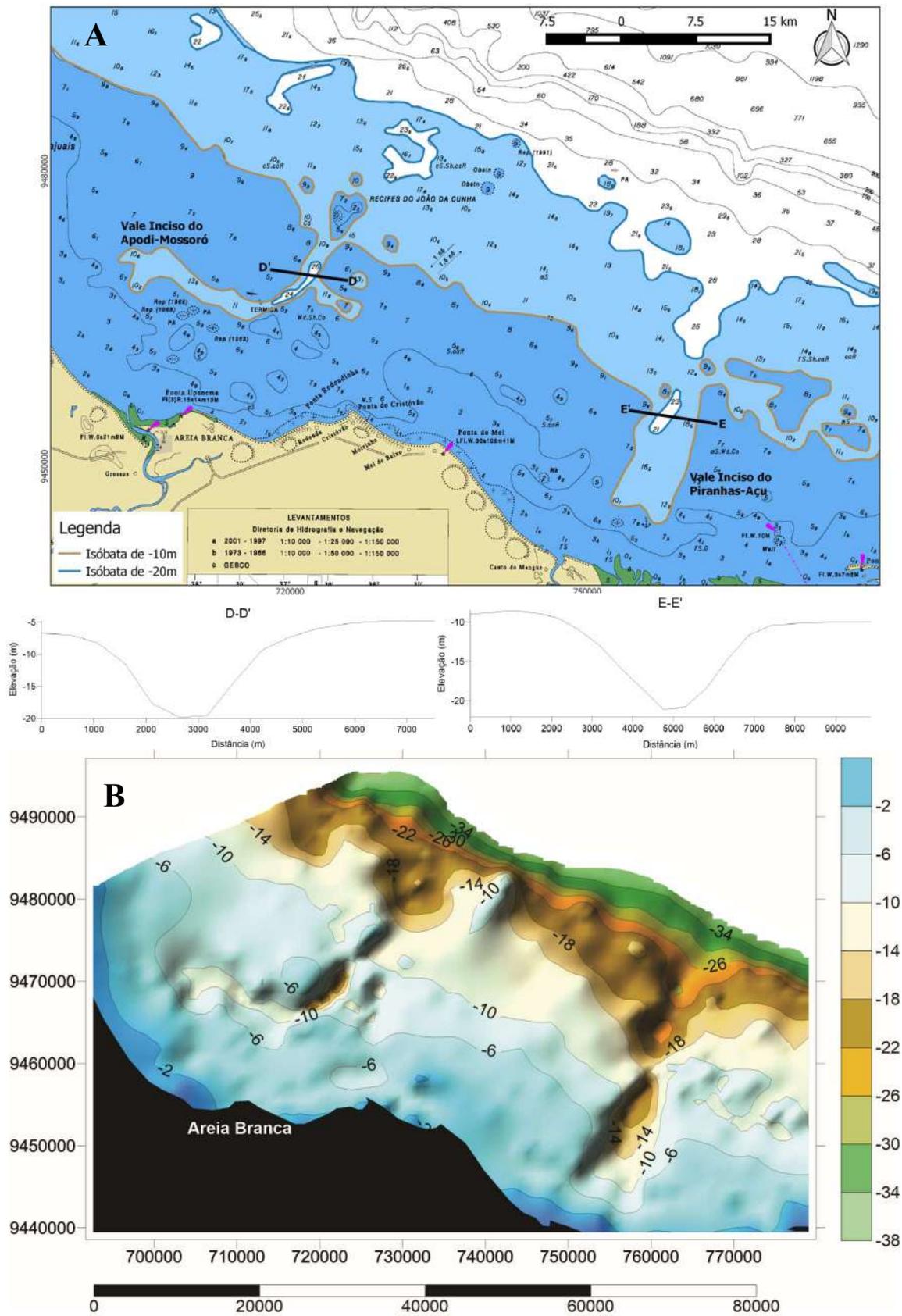


Figura 6. A - Exemplo do emprego de uma Carta Náutica (CN) para a identificação de vales incisos afogados em plataforma continental na Bacia Potiguar, além de perfis batimétricos que validam a ocorrência desta feição. B - MDB associado aos vales do Apodi-Mossoró e Piranhas-Açu. Fonte: DHN.

A principal diferença entre os vales incisos da Bacia Potiguar para os vales incisos da Bacia do Ceará é a ocorrência de incisões em setores na plataforma interna mais proximal da costa (Apodi-Mossoró e Piranhas-Açu).

3.3. Perfilagem Sísmica de Subsuperfície

A perfilagem sísmica de subsuperfície se refere ao emprego de fontes sísmicas que possibilitam a penetração no piso marinho. Souza (2006) enquadra dois sistemas: (a) baixa frequência e alta energia e (b) alta frequência e baixa energia. O primeiro sistema é empregado para investigação profunda (*e.g.*, prospecção de petróleo). Já o segundo sistema se refere à investigação rasa (*e.g.*, engenharia costeira). Destaca-se que o segundo sistema é o mais aplicado na PSB para a identificação de vales incisos na plataforma.

Para o vale inciso do Parnaíba, Aquino da Silva et al. (2016) utilizaram o sub-bottom profiler (SES 2000) em dupla frequência (baixa frequência 4-8 kHz e alta frequência 100 kHz). A partir disto, foi possível evidenciar vales incisos em subsuperfície na morfologia em U e V com estruturas internas de preenchimento em dois padrões: acreção vertical e migração lateral de barras em pontal. Os vales incisos apresentam preenchimento de até ~10m.

Para o vale inciso do Coreaú, Ximenes Neto (2018) utilizou o sub-bottom profiler (SB-216S) no espectro de frequência de 2-12 kHz. Foi possível verificar que este vale inciso está parcialmente preenchido, com até ~20m de pacote sedimentar. Sendo que o preenchimento foi nitidamente influenciado pela paleotopografia, aonde é possível verificar depocentros relacionados a calhas fluviais.

No vale inciso do Apodi-Mossoró, Vital et al. (2010) utilizaram o emprego do sub-bottom profiler (X-Star 3200-XS) no espectro de frequência de 0,5-6 kHz. Verificase que este vale apresenta até ~40m de espessura sedimentar que preenche o vale inciso. Sendo que algumas feições foram evidenciadas como formas tabulares que podem estar associadas a substratos consolidados, apresentando assim, um importante papel da topografia antecedente.

Já no vale inciso do Piranhas-Açu, Gomes (2012) a partir do sub-bottom profiler (X-Star 3200-XS) no espectro de frequência de 0,5-8 kHz verificou um preenchimento do vale inciso em ~40m. Algumas feições foram identificadas, tais como clinofomas progradantes, bioconstruções recifais e antigos terraços.

Algumas seções sísmicas interpretadas destes vales podem ser visualizadas no próximo tópico, na figura 8.

4. ESTRATIGRAFIA DE SEQUÊNCIA DE VALES INCISOS

As principais abordagens metodológicas comumente utilizadas para a compreensão do sistema de vales incisos (erosão e preenchimento) são o modelo de fácies e a estratigrafia de sequência. O modelo de fácies foi brevemente exposto nos tópicos 1.2 e 1.2.1, ver a figura 2 e tabela 1. Desta forma, será explanada aqui apenas a estratigrafia de sequências, principalmente a estratigrafia sísmica por meio de exemplos da PSB apontados no item 3.3.

A estrutura da estratigrafia de sequência é baseada na compreensão da interação de controles locais e globais na acomodação e sedimentação que gera registros cíclicos de múltiplas escalas. Em diferentes escalas podem ser definidas as sequências, os tratos de sistemas e os sistemas deposicionais. Destaca-se que os padrões de empilhamento estratigráficos fornecem a base para a definição de todas as unidades e superfícies da estratigrafia de sequência (CATUNEANU, 2017). Para a compreensão integral desta metodologia, ver Catuneanu et al. (2011) e Catuneanu (2019).

Apresentar-se-á apenas alguns conceitos fundamentais da estratigrafia de sequência aplicada no estudo dos vales incisos, conforme abordagem de Zaitlin et al. (1994) e Boyd et al. (2006). As principais superfícies estratigráficas de sequência identificadas em vales incisos são: limite de sequência (*sequence boundary* - SB), superfície transgressiva (ST), superfície de inundação máxima (SIM), superfície de ravinamento por onda (SRO) e superfície de ravinamento por maré (SRM), tabela 1. Além destas, também se verifica a diastema de cabeceira de baía (DCB). Entre estas superfícies ocorrem os tratos de sistemas, os principais identificados em vales incisos com preenchimento sedimentar são: Trato de Sistema de Mar Baixo (TSMB), Trato de Sistema de Mar Alto (TSMA) e Trato de Sistema Transgressivo (TST). A figura 7 demonstra o posicionamento destas superfícies e tratos de sistemas no Sistema Vales Incisos.

Dentre as superfícies apresentadas, a principal é a SB, pois esta caracteriza a base do vale inciso e justifica o uso deste termo. Sendo assim, um SB é definido como inconformidades erosivas e suas conformidades correlativas que são produto de uma queda do nível do mar que erode a superfície subaérea exposta (CATUNEANU, 2002). O TSMB (material fluvial) se forma entre o SB e a ST.

Com a posterior subida do nível do mar este vale inciso é afogado e as demais superfícies estratigráficas são formadas. Allen e Posamentier (1993) destacam que a ST se forma na base do TST e com a contínua transgressão, areias e lamas estuarinas são sobrepostas por areias de *inlets* de maré provenientes do fim do estuário (*seaward*). A superfície originada entre estas duas associações de fácies é a SRM. Já o recuo da antepraia (*shoreface*) devido à erosão das ondas produz a SRO que pode truncar os depósitos estuarinos subjacentes e acima desta superfície ocorre a deposição de sedimentos marinhos (BOYD et al., 2006). Desta forma, verifica-se que a transgressão marinha no vale inciso proporciona uma migração/avanço da sedimentação costeira/marinho-raso em direção ao continente. No fim da subida do nível do mar é observada uma tendência de mudança de transgressão para regressão, sendo que isto proporciona processos progradacionais, como visto nos deltas de cabeceira de baía (ALLEN e POSAMENTIER, 1993). Nesta fase de mudança (transgressão para regressão) a principal superfície que marca a transição de retrogradação para progradação é a SIM (BOYD et al., 2006). Acima desta superfície ocorre o TSMA, ou seja, isso proporciona uma migração/avanço da sedimentação fluvial/costeira em direção ao mar.

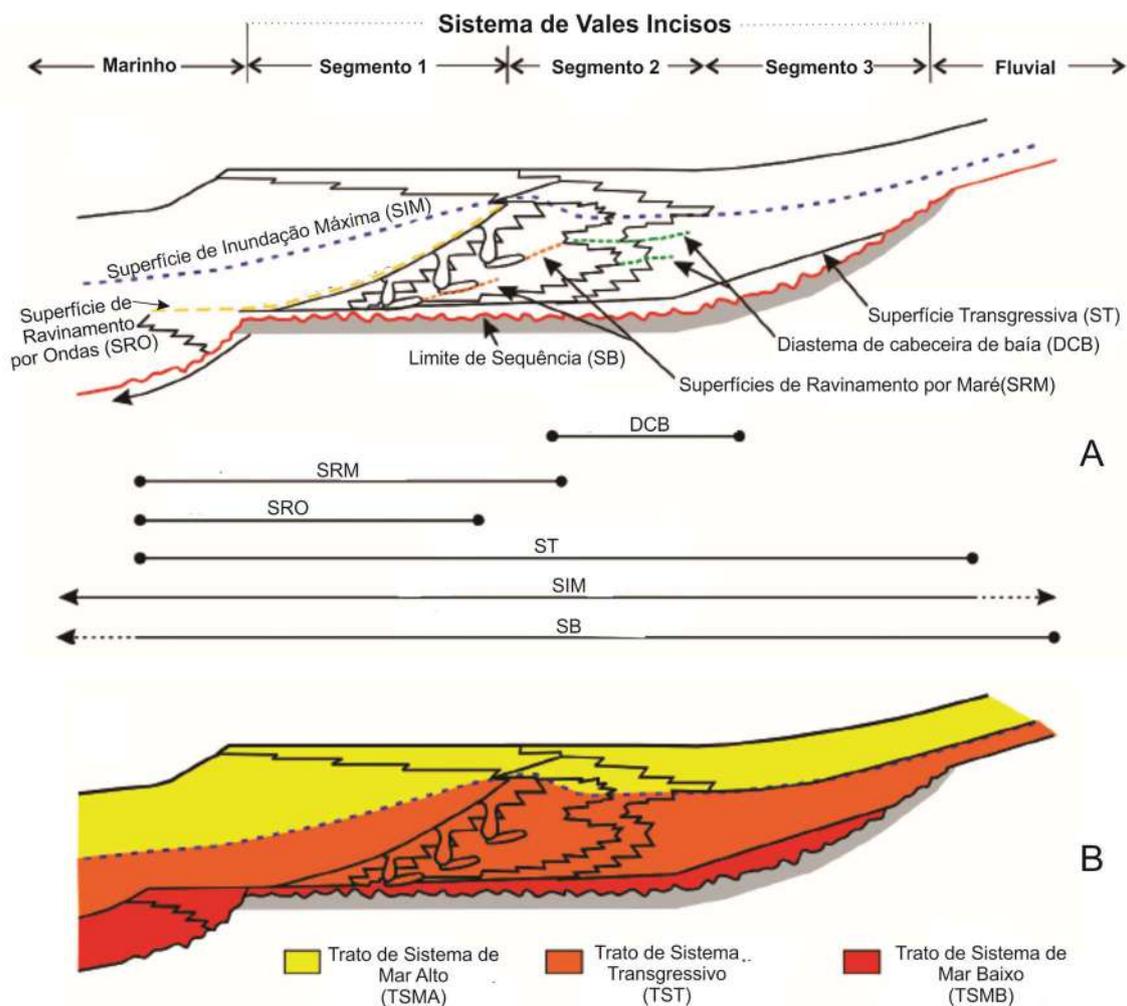


Figura 7. Superfícies estratigráficas (A) e Tratos de Sistemas (B) que se desenvolvem no Sistema de Vales Incisos. Fonte: Boyd et al. (2006).

Dalrymple et al. (1994) destacam que na interpretação estratigráfica de sequência de vale inciso é importante identificar os fatores ambientais locais que controlam a natureza das fácies e superfícies. Estas superfícies podem apresentar origens complexas (podem estar amalgamadas). Além disto, a topografia antecedente pode interferir na amplitude da maré.

Os quatro grandes vales incisos da PSB destacados acima apresentam interpretações sobre a estratigrafia sísmica. A figura 8 demonstra as principais características sismoestratigráficas destes vales.

Analisando as interpretações dos vales incisos da PSB a partir da estratigrafia sísmica é destacada a nítida presença de uma superfície basal principal que representa o limite de sequência (SB). A SB foi originada em período de mar baixo e representa uma inconformidade erosiva de materiais pré-Holocênicos (como a Formação Tibau). Já em relação ao preenchimento sedimentar associado à subida do nível do mar na Transgressão Holocênica, verifica-se os padrões de empilhamento sedimentar representados por TSMB, TST e TSMA, a exceção foi o Apodi-Mossoró, pois a seção que representa o vale inciso só apresenta o TST (no trabalho de VITAL et al., (2010) em demais seções é

possível evidenciar outros padrões de empilhamento). O arranjo distinto dos três Tratos de Sistemas denota a importância de fatores locais na influência do arranjo deposicional, tais como a paleotopografia e processos autogênicos.

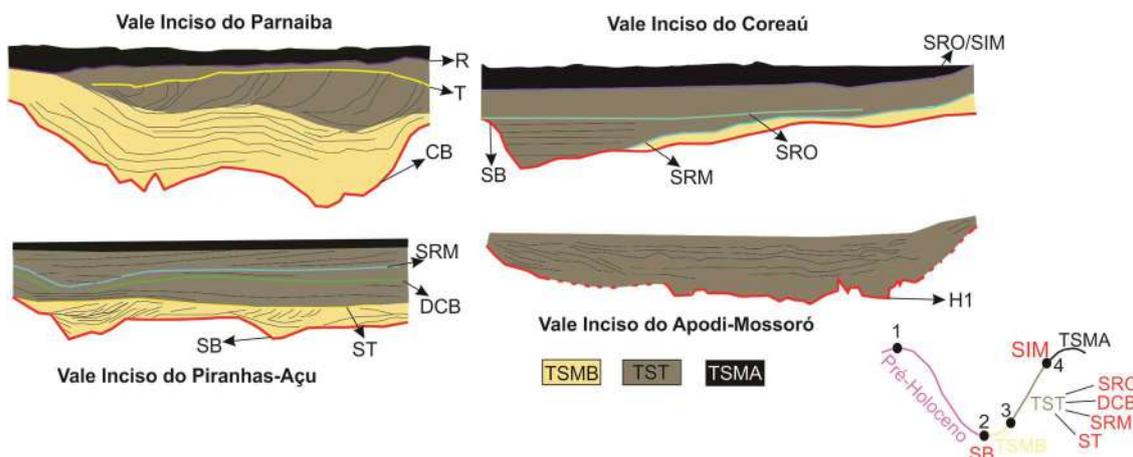


Figura 8. Principais características dos quatro grandes vales incisos da PSB conforme as interpretações da estratigrafia de sequência (Tratos de Sistemas e Superfícies) aplicada a estas feições por meio da estratigrafia sísmica. Notar o uso de termos distintos para se referir as principais superfícies-chave. Destaca-se a curva de eventos conforme a variação do nível do mar (1 – início da queda do nível relativo do mar; 2 - fim da queda do nível relativo do mar; 3 – fim da regressão; 4 – fim da transgressão). Ressalta-se que o TSMA do Piranhas-Açu foi adicionado de maneira demonstrativa da sedimentação moderna. Fonte: adaptado de Vital et al. (2010) - Apodi-Mossoró; Catuneanu et al. (2011) e Boyd et al. (2006) - curva de eventos; Gomes (2012) - Piranhas-Açu; Aquino da Silva et al. (2016) - Parnaíba; Ximenes Neto (2018) - Coreaú.

Destaca-se que nos vales inciso do Coreaú (XIMENES NETO, 2018) e Piranhas-Açu (GOMES, 2012) as superfícies-chave empregadas seguem a denominação de Zaitlin et al. (1994) e Boyd et al. (2006). No vale inciso do Parnaíba (AQUINO DA SILVA et al., 2016) os termos base de canal (CB), horizonte regional (R) e superfície transgressiva (T) se referem respectivamente a SB, SIM e ST. Já no vale inciso do Apodi-Mossoró (VITAL et al., 2010) o termo Horizonte 1 (H1) se refere a SB.

Acima da SB verifica-se a deposição do TSMB que nos vales incisos do Parnaíba, Coreaú e Piranhas-Açu é interpretada como depósitos fluviais. No topo deste trato de sistema é evidenciada uma ST, no Piranhas-Açu que foi interpretada como o limite em direção ao continente de depósitos estuarinos transgressivos (GOMES, 2012). No Coreaú o topo do TSMB é marcado pela SRM que é associada às primeiras incursões marinhas dentro do vale (XIMENES NETO, 2018), esta superfície pode ser a superfície transgressiva destacada por Boyd et al. (2006). Já no caso do Parnaíba, os autores não destacaram a presença de uma superfície chave (AQUINO DA SILVA et al., 2016).

O TST apresenta como superfícies-chave em sua base a SB (Coreaú, Apodi-Mossoró, Piranhas-Açu e Parnaíba), SRM (Coreaú) e ST (Piranhas-Açu). A principal característica do TST é a presença de refletores plano-paralelos e terminações *onlap* nos muros do vale como verificado nos vales do Coreaú e Apodi-Mossoró (VITAL et al., 2010; XIMENES NETO, 2018) e de refletores oblíquos/inclinados com terminações *downlap* como verificado no Apodi-Mossoró, Piranhas-Açu, Coreaú e Parnaíba (VITAL

et al., 2010; GOMES, 2012; AQUINO DA SILVA et al., 2016; XIMENES NETO, 2018). Outras superfícies-chave que ocorrem no TST são a SRM e DCB no Piranhas-Açu (GOMES, 2012), a SRO no Coreaú (XIMENES NETO, 2018) e a ST no Parnaíba (denominada por T – AQUINO DA SILVA et al., 2016).

Nos vales do Piranhas-Açu, Parnaíba e Coreaú são verificados a ocorrência de gás que se associam a depósitos estuarinos. Weschenfelder et al. (2016) destacam que a acumulação de gás apresentam uma forte relação com a paleotopografia de sistemas de vales incisos, sendo que a sua formação se dá a partir da degradação da matéria orgânica e consequente formação nos interstícios granulares.

O topo do TST e consequente base do TSMA é marcado pela SIM como verificado no Parnaíba e Coreaú ou o piso marinho como visto no Coreaú, Piranhas-Açu e Apodi-Mossoró (VITAL et al., 2010; GOMES, 2012; AQUINO DA SILVA et al., 2016; XIMENES NETO, 2018). Sendo que no Coreaú, a ocorrência da SIM é pontual, aonde uma associação com a SRO pode ocorrer. O TSMA do Piranhas-Açu foi adicionado de forma representativa para demonstrar que este trato de sistema é representado pela deposição moderna de lama marinha.

5. IMPORTÂNCIA DA HERANÇA ESTRUTURAL

Os quatro principais vales incisos destacados na PSB apresentam uma nítida associação com o arranjo dos principais falhamentos das bacias marginais, figura 9. Sendo que as suas incisões principais ocorrem nos setores mais rasos da PSB, aonde Silva Filho (2004) destaca a influência do embasamento cristalino mais raso (como na plataforma Parnaíba) e Castro et al. (2012) demonstram a continuação de falhas/zonas de cisalhamento continentais para o ambiente marinho (como na Bacia Potiguar). Denotando assim, a importância da herança estrutural pré-Cambriana. Castro et al. (2012) enfatizam que durante o Cretáceo, a extensão NW-SE favoreceu o desenvolvimento de uma série de *rift* em bacias intracratônicas dentro da Província Borborema, preferencialmente reativando preexistentes zonas de cisalhamento de *trend* NE-SW.

Os vales incisos do Parnaíba e Coreaú na Bacia do Ceará apresentam as suas incisões principais bem delimitadas pela isóbata de -20m, aonde é possível identificar a nítida influência morfoestrutural associada à Plataforma Parnaíba (PP) e a Falha de Camocim (FC), figura 9B. Esta falha está disposta no controle da incisão principal do Parnaíba e do Coreaú. Sendo que neste, a FC delimita o início de um setor confinado na parte central do vale inciso (XIMENES NETO, 2018).

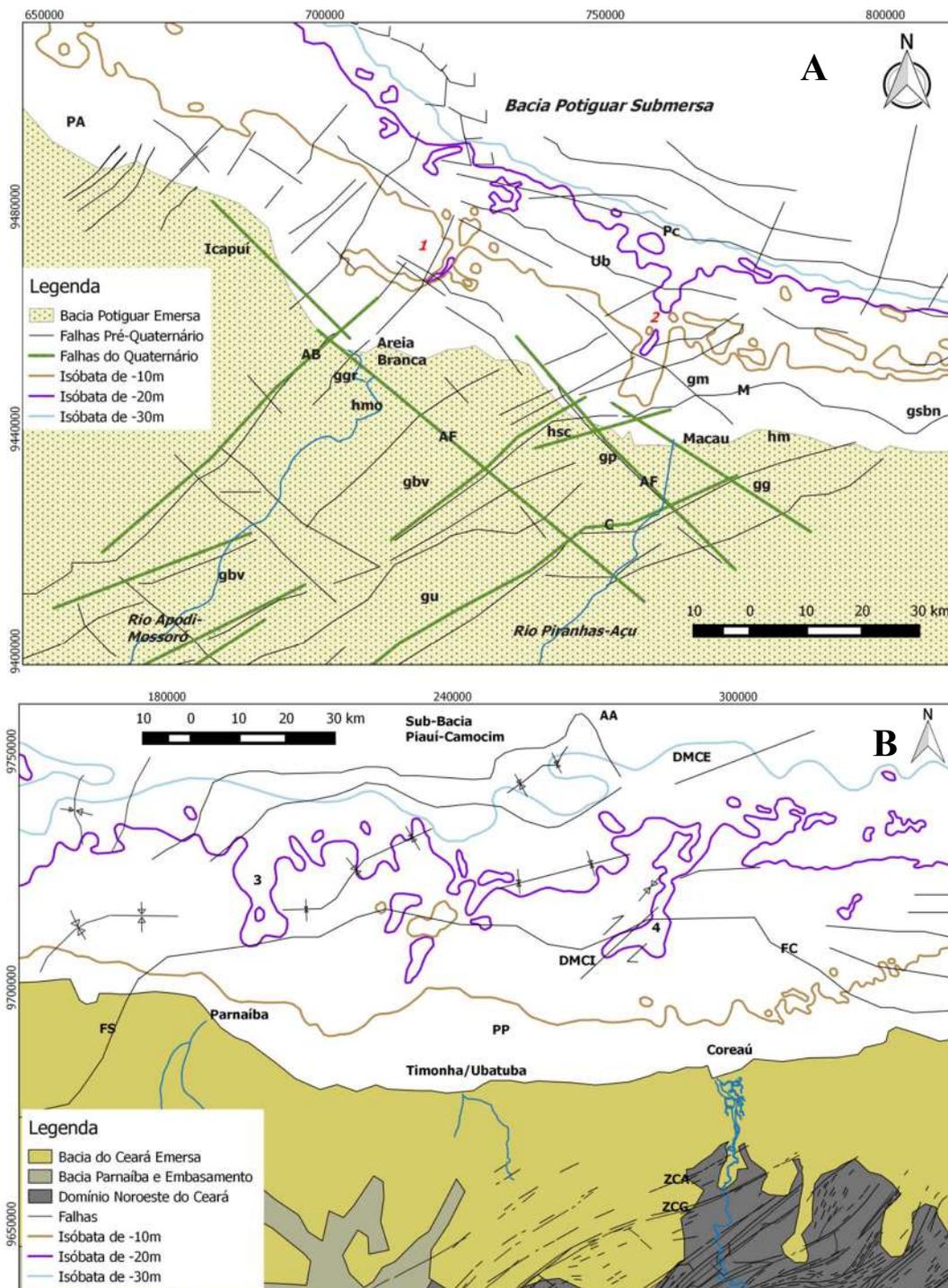


Figura 9. Arcabouço estrutural associado às Bacias Potiguar e do Ceará nos trechos relacionados aos vales incisos do Apodi-Mossoró e Piranhas-Açu (A – 1 e 2) e Parnaíba e Coreaú (B – 3 e 4). Siglas Bacia Potiguar: Falhas – Afonso Bezerra (AF), Carnaubais (C), Macaú (M), Ubarana (Ub), Pescada (Pc), Areia Branca (AB); Grabéns – São Bento do Norte (gsbn), Guamaré (gg), Umbuzeiro (gu); Boa Vista (gbv); Pendências (gp), Macaú (gm), Grossos (ggr); Horsts – Mossoró (hmo), Serra do Carmo (hsc), Macaú (hm); e Plataforma Aracati (PA). Siglas Bacia do Ceará: Plataforma Parnaíba (PP); Falha de Sobradinho (FS); Falha de Camocim (FC); Alto Atlântico (AA); Domínio Morfoestrutural Camocim Interior (DMCI); Domínio Morfoestrutural Camocim Exterior (DMCE); Zona de Cisalhamento de Adrianópolis (ZCA) e Zona de Cisalhamento de Granja (ZCG). Fonte: CPRM (2003); Morais Neto et al. (2003); Silva Filho (2004); Gomes et al. (2014); Souza (2015).

A sub-bacia de Piauí-Camocim possui dois domínios morfoestruturais segundo Silva Filho (2004), o Camocim Interior (DMCI) e o Camocim Exterior (DMCE). O DMCI ocorre na plataforma interna (<20m) apresenta descontinuidades e quebras de declives NE-SW e secundariamente feições NW-SE, além de possuir a PP que apresenta o embasamento raso. O DMCE ocorre acima da isóbata de -20m e apresenta feições alinhadas preferencialmente E-W e NE-SW. Silva Filho (2004) enfatiza que o DMCI apresenta influência da herança estrutural pré-Cambriana devido a continuação em sub-superfície do Domínio Noroeste do Ceará (zonas de cisalhamento NE-SW) associado a PP; já o DMCE demonstra a influência da herança estrutural cretácea associada ao cisalhamento principal (E-W) que ocorre nas proximidades da isóbata de -20m e os cisalhamentos antitéticos (NW-SE) que controlam os *grabéns e horsts*.

Destaca-se também que a falha de Camocim é o prolongamento da falha de Sobradinho (FS). A FS ocorre na Bacia de Barreirinhas (setor emerso) apresentando 1000m de rejeito, esta falha é o limite norte da plataforma de sobradinho, aonde é possível verificar paleoaltos Paleozóicos, altos Cretáceos, sub-bacias Paleozóicas e pequenas estruturas dômicas alinhadas a FS (OJEDA, 1983).

Os vales incisos do Apodi-Mossoró e Piranhas-Açu apresentam a sua configuração nitidamente influenciada pelas estruturas da Bacia Potiguar, destaca-se que a isóbata de -10m delimita as incisões principais dos dois vales, sendo que no Piranhas-Açu a isóbata de -20m demonstra o prolongamento da incisão *offshore*, figura 9A. Assim, como nos vales da Bacia do Ceará, existe um link *onshore-offshore* de falhas, como visto na extensão das falhas Afonso Bezerra - AF (eixo WNW) e Areia Branca - AB (eixo NNE) na conformação do vale inciso do Apodi-Mossoró (GOMES et al., 2014). Este vale em forma de “J” (VITAL et al., 2010) ocorre em um setor côncavo que se associa ao grabén de Grossos (ggr).

Gomes et al. (2014) destacam que o padrão morfológico do vale inciso do Piranhas-Açu é nitidamente influenciado com as falhas de *trend* WNW e NE. Estas falhas e os grabéns de Ubarana (gu) e Boa Vista (gbv) se relacionam com a orientação do canal e quebras de relevo na plataforma continental. Desta forma, destaca-se a importância da herança estrutural pré-Cambriana, Cretácea e atividades de neotectônica na influência geomórfica pré-Holocênica na plataforma continental.

6. CONCLUSÃO

Os estudos de vales incisos submersos na PSB datam pelo menos desde a década de 1980, sendo que as principais ferramentas empregadas para a identificação de vales incisos foram técnicas indiretas – batimetria, imagem de satélite e perfilagem sísmica de subsuperfície. Ressalta-se que a década de 2010 apresenta a maior quantidade de estudos, com destaque para o avanço do emprego de perfilagem sísmica e uso da estratigrafia de sequência para compreender o preenchimento sedimentar dos vales incisos. Nestas quatro décadas, oito paleocanais afogados na PSB foram identificados – Acaraú, Apodi-Mossoró, Aracatiaçu, Coreaú, Curu, Jaguaribe, Parnaíba e Piranhas-Açu. No entanto, apenas na metade destes (Apodi-Mossoró, Coreaú, Parnaíba e Piranhas-Açu) os estudos apresentavam informações da subsuperfície e conseqüente interpretações dos processos denudacionais em períodos de exposição da plataforma e preenchimento sedimentar

durante o afogamento da plataforma. A principal lacuna existente é a ausência de informações sedimentares do preenchimento destes vales incisos a partir de testemunhos. Esta técnica juntamente com a estratigrafia sísmica auxiliária interpretações mais robustas da estratigrafia de sequência e modelo de fácies.

Referências Bibliográficas

ABREU, J. G. N; CALLIARI, L. J. Paleocanais na plataforma continental interna do Rio Grande do Sul: evidências de uma drenagem fluvial pretérita. **Revista Brasileira de Geofísica**, v.23(2), p. 123-132. 2005.

ALLEN, G. P; POSAMENTIER, H. W. Sequence stratigraphy and facies model of an incised-valley fill: The Gironde estuary, France: **Journal of Sedimentary Petrology**, v. 63, p. 378–391, 1993.

ALMEIDA, N.M; VITAL, H; GOMES, M.P. Morphology of submarine canyons along the continental margin of the Potiguar Basin, NE Brazil. **Marine and Petroleum Geology**, v. 68, p. 307-324, 2015

ALMEIDA, N.M; FREIRE, G.S.S; SOUTO, M.V.A; NORMANDO, M.N. Mapeamento de estruturas submersas e sedimentologia utilizando dados SRTM Plus e Landsat 8: Região adjacente ao Rio Jaguaribe, Plataforma Leste do Ceará. **Revista de Geologia**, v. 29, p. 133-146, 2016.

ALMEIDA, N.M. **Evolução tectono-sedimentar e sistema petrolífero de uma nova fronteira exploratória na Margem Equatorial Brasileira**. Tese de doutorado em Geologia, UFC. 143p. 2018.

AQUINO da SILVA, A. G; STATTEGGER, K; SCHWARZER, K; VITAL, H. Seismic stratigraphy as indicator of late Pleistocene and Holocene sea level changes on the NE Brazilian continental shelf. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 70, p. 188-197, 2016.

BHATTACHARYA, J.P; COPELAND, P; LAWTON, T.F; HOLBROOK, J. Estimation of source area, river paleo-discharge, paleoslope, and sediment budgets of linked deep-time depositional systems and implications for hydrocarbon potential. **Earth Science Reviews**, v. 153, p. 77-110, 2016.

BENTLEY SR, S.J; BLUM, M.D; MALONEY, J; POND, L; PAULSELL, R. The Mississippi River source-to-sink system: Perspectives on tectonic, climatic, and anthropogenic influences, Miocene to Anthropocene. **Earth-Science Reviews**, v. 153, p. 139-174, 2016.

BLUM, M. D; PRICE, D. M. Quaternary alluvial plain construction in response to interacting glacio-eustatic and climatic controls, Texas Gulf Coastal Plain. In: Shanley; McCabe. **Relative role of eustasy, climate and tectonism in continental rock [S.]**: Soc. Econ. Paleont. Miner. v. 59, p. 31-48, 1998.

BLUM, M. D; TÖRNQVIST, T. E. Fluvial responses to climate and sea level change: a review and look forward: **Sedimentology**, v. 47, p. 2–48, 2000.

BLUM, M. D; MARTIN, J; MILLIKEN, K; GARVIN, M. Paleovalley systems: Insights from Quaternary analogs and experiments. **Earth-Science Reviews**, v. 116, p. 128–169, 2013.

- BOYD, R; DALRYMPLE, R. W; ZAITLIN, B. A. **Estuarine and incised-valley facies models**. [S.l.]: Society for Sedimentary Geology, p. 171–235, 2006.
- CASTRO, D.L; BEZERRA, F.H.R; SOUSA, M.O.L; FUCK, R.A. Influence of Neoproterozoic tectonic fabric on the origin of the Potiguar Basin, northeastern Brazil and its links with West Africa based on gravity and magnetic data. **Journal of Geodynamics**, v. 54, p. 29– 42, 2012.
- CATUNEANU, O. Sequence stratigraphy of clastic systems: concepts, merits, and pitfalls. **Journal of African Earth Sciences**, v. 35 (1), p. 1-43, 2002.
- CATUNEANU, O; GALLOWAY, W.E; KENDALL, C.G.ST.C; MIAL, A.D; POSAMENTIER, H.W; STRASSER, A; TUCKER, M.E. "sequence stratigraphy: Methodology and Nomenclature". **Newsletters on stratigraphy**, v. 44/3, p. 173–245. 2011.
- CATUNEANU, O. Sequence stratigraphy: guidelines for a standard methodology. In: Montenari, M. (Ed.), **Stratigraphy and Timescales**, v.2, p. 1–57. 2017.
- CATUNEANU, O. Model-independent sequence stratigraphy. **Earth-Science Reviews**, v. 188, p. 312–388, 2019.
- CAVALCANTE, A. A. Geomorfologia fluvial no semiárido brasileiro. **Revista de Geografia**, v. 35(4), p. 254–268. 2018.
- DALRYMPLE, R. W; ZAITLIN, B. A; BOYD, R. A conceptual model of estuarine sedimentation. **Journal of Sedimentary Petrology**, v. 62, p. 1030–1146, 1992.
- DALRYMPLE, R.W; BOYD, R; ZAITLIN, B.A. **Incised-Valley Systems: Origin and Sedimentary Sequences**, SEPM, Special Publication, v. 51, 391 p. 1994.
- DIERSSEN, H. M; THEBERGE Jr, A. E. Bathymetry: Assessing Methods. In: Wang, Y. **Encyclopedia of Natural Resources**, DOI: 10.1081/E-ENRW-120048588, 2014.
- FARRAPEIRA NETO, C. A. **Evolução paleogeográfica do baixo vale do Rio Coreau e plataforma continental, Ceará, Brasil**. Dissertação de Mestrado em Geografia – Universidade Estadual do Ceará, 150p, 2013.
- FISK, H. N. **Geological Investigation of the Alluvial Valley of the Lower Mississippi River**. Mississippi River Commission, Vicksburg: [s.n], 1944.
- FOYLE, A.M; OERTEL, G.F. Transgressive systems tract development and incised valley fills within a Quaternary estuary-shelf system: Virginia inner shelf, USA. **Marine Geology**, v. 137, p. 227–249, 1997.
- FREIRE, G. S. S. **Geologia Marinha da Plataforma Continental do Estado do Ceará**. 1985. Dissertação de Mestrado em Geologia - Universidade Federal de Pernambuco, 168p, 1985.
- GOMES, M.P; VITAL, H. Revisão da compartimentação geomorfológica da Plataforma Continental Norte do Rio Grande do Norte, Brasil. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 40 (3), 321-329. 2010.
- GOMES, M.P. **Geomorfologia e arquitetura interna do vale inciso do Rio Açu na Bacia Potiguar imersa (NE BRASIL)**. Tese de Doutorado em Geodinâmica e Geofísica, UFRN, 183p, 2012.

- GOMES, M. P; VITAL, H; BEZERRA, F. H. R; CASTRO, D. L; MACEDO, J. W. P. The interplay between structural inheritance and morphology in the Equatorial Continental Shelf of Brazil. **Marine Geology**, v. 355, p. 150–161, 2014.
- GOMES, M. P; VITAL, H; STATTEGGER, K; SCHWARZER, K. Bedrock control on the Assu Incised Valley morphology and sedimentation in the Brazilian Equatorial Shelf. **International Journal of Sediment Research**, v. 31, p. 181–193, 2016.
- GREEN, A. N. Palaeo-drainage, incised valley fills and transgressive systems tract sedimentation of the northern KwaZulu-Natal continental shelf, South Africa, SW Indian Ocean. **Marine Geology**, v. 263, p. 46–63. 2009.
- HAY, W.W. Submarine Canyons. In: HARFF, J; MESCHEDE, M; PETERSEN, S; THIEDE, J. **Encyclopedia of Marine Geosciences**. Springer, 2016.
- HANEBUTH, T. J. J; STATTEGGER, K. Depositional sequences on a late Pleistocene–Holocene tropical siliciclastic shelf (Sunda Shelf, southeast Asia). **Journal of Asian Earth Sciences**, v. 23, p. 113–126, 2004.
- JOLIVET, M; BARRIER, L; DAUTEUIL, O; LABORDE, A; LI, Q; REICHENBACHER, B; POPESCU, S-M; SHA, J; GUO, Z. Late Cretaceous–Palaeogene topography of the Chinese Tian Shan: New insights from geomorphology and sedimentology. **Earth and Planetary Science Letters**, v. 499, p. 95–106, 2018.
- KUMAR, V. Palaeo-Channel. In: VIJAY P. SINGH; PRATAP SINGH; UMESH K. HARITASHYA. **Encyclopedia of Snow, Ice and Glaciers**. Springer. 2011.
- MAIA, L.P. **Controle tectônico e evolução geológica/sedimentar da região da desembocadura do Rio Jaguaribe**. Dissertação de Mestrado em Geologia, UFPE, 144p. 1993.
- MAIA, L.P. **Procesos costeros y balance sedimentario a lo largo de Fortaleza (NE-BRASIL): implicaciones para una gestión adecuada de la zona litoral**. Tese de Doutorado em Geologia - Universidade de Barcelona, 269p, 1998.
- MAZUMDER, R. **Sediment provenance: influences on compositional change from Source to Sink**. Elsevier, 595p, 2017.
- MELO, B.F. **Estudo do sistema de drenagem quaternário da plataforma continental na porção Norte da Bacia de Pelotas**. Monografia de Graduação em Oceanologia, 43p, 2017.
- MOLION, L.C.B; BERNARDO, S.O. Uma revisão da dinâmica das chuvas no nordeste brasileiro. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 17, p. 1–10, 2002.
- MONTEIRO, L. H. U. **Feições superficiais da plataforma continental cearense entre o litoral de Fortaleza e Icapuí**. Tese de Doutorado em Oceanografia - Universidade Federal de Pernambuco, 181p, 2011.
- MORAIS, J.O; XIMENES NETO, A.R; PESSOA, P.R.S; PINHEIRO, L.S. Morphological and sedimentary patterns of a semi-arid shelf, Northeast Brazil. **Geo-Marine Letters**. <https://doi.org/10.1007/s00367-019-00587-x>. 2019.
- MORAIS NETO, J. M; PESSOA NETO, O. C; LANA, C. C; ZALÁN, P. V. **Bacias Sedimentares Brasileiras: Bacia do Ceará**. **Phoenix**. 2003.
- NASCIMENTO SILVA, L.L; GOMES, M.P; VITAL, H. The Açú Reef morphology, distribution, and inter reef sedimentation on the outer shelf of the NE Brazil equatorial margin. **Continental Shelf Research**, v. 160, p. 10–22, 2018.

- OJEDA, H. A. O. Estrutura e Evolução das Bacias Mesozóicas Emersas da Margem Continental Brasileira. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 13(2), p. 71-83, 1983.
- PESSOA NETO, O.C. Estratigrafia de seqüências da plataforma mista neogênica na Bacia Potiguar, Margem Equatorial Brasileira. **Revista Brasileira de Geociências**, 33 (3), p. 263-278, 2003.
- PINHEIRO, L.S; XIMENES NETO, A.R; MEDEIROS, D.H.M; PESSOA, P.R.S; MORAIS, J.O. A Plataforma Continental Semiárida do Brasil. In: Muehe, D; Lins-de-Barros, F; Pinheiro, L.S. **Geografia Marinha: Oceanos e Costas na Perspectiva de Geógrafos**. 2020.
- POSAMENTIER, H. W; JERVEY, M. T; VAIL, P. R. Eustatic controls on clastic deposition I - conceptual framework. In: WILGUS, C. K., HASTINGS, B. S., KENDALL, C. G. St. C., POSAMENTIER, H. W., ROSS, C. A., VAN WAGONER, J. C (Orgs.). **Sea Level Changes: An Integrated Approach**. [S.l]: SEPM, Special Publication, 412p, 1988.
- POSAMENTIER, H. W; JAMES, D. P. Sequence stratigraphy – uses and abuses. In: **Sequence Stratigraphy and Facies Associations** (H. W. Posamentier, C. P. Summerhayes, B. U. Haq and G. P. Allen, Eds.). International Association of Sedimentologists Special Publication, v. 18, p. 3–18. 1993.
- POSAMENTIER, H. W; ALLEN, G. P. **Siliciclastic sequence stratigraphy: concepts and applications**. SEPM Concepts in Sedimentology and Paleontology v. 7, 210p, 1999.
- POSAMENTIER, H. W. Lowstand alluvial bypass systems: Incised vs. unincised: **AAPG Bulletin**, v. 85, n. 10, p. 1771–1793, 2001.
- SILVA, M. V. C; MORAIS, J. O. Morfologia de fundo do litoral do Camocim Estado do Ceará. **Anais: XVI Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto - SBSR**, Foz do Iguaçu, PR, Brasil, 13 a 18 de abril de 2013, INPE.
- SILVA, M. V. C. **Análise Ambiental da Plataforma Continental do Ceará – Nordeste do Brasil**. Tese de Doutorado em Geografia - Universidade Estadual do Ceará, 158p, 2015.
- SILVA FILHO, W. F. **Domínios morfoestruturais da plataforma continental do Estado do Ceará**. Tese de Doutorado em Geologia - Universidade Federal do Rio Grande do Sul, 288p, 2004.
- SCHWARZER, K; STATTEGGER, K; VITAL, H., BECKER, M. Holocene coastal evolution of the Rio Açu area (Rio Grande do Norte, Brazil). **Journal of Coastal Research** Special Issue, v. 39, p. 141–145, 2006.
- SOUZA, L. A. P. **Revisão crítica da aplicabilidade dos métodos geofísicos na investigação de áreas submersas rasas**. Tese de Doutorado em Oceanografia - Universidade de São Paulo, 311p, 2006.
- SUMMERFIELD, M. A. Plate tectonics and landscape development on the African continent. In **Tectonic Geomorphology** (M. Morisawa and J. Hack, Eds.), p. 27–51. Allen and Unwin, Boston, 1985.
- SYVITSKI, J.P.M; MILLIMAN, J.D, Geology, geography, and humans battle for dominance over the delivery of fluvial sediment to the coastal ocean. **Journal of Geology**, v. 115/1, p. 1-19, 2007.

TABOSA, W. F; AMARO, V. E; VITAL, H. Análise do ambiente costeiro e marinho, a partir de produtos de sensoriamento remoto na região de São Bento do Norte, NE Brasil. **Revista Brasileira de Geofísica**, v.25 (1), 2007.

TESSON, M; POSAMENTIER, H; GENSOUS, B. Compound incised-valley characterization by high-resolution seismics in a wave-dominated setting: Example of the Aude and Orb rivers, Languedoc inner shelf, Gulf of Lion, France. **Marine Geology**, v. 367, p.1–21, 2015.

TJALLINGII, R; STATTEGGER, K; STOCCHI, P; SAITO, Y; WETZEL, A. Rapid flooding of the southern Vietnam shelf during the early to mid-Holocene. **Journal of Quaternary Science**, v. 29(6), p. 581–588, 2014.

VAIL, P. R; MITCHUM, R. M. Jr; THOMPSON, S. III. Seismic stratigraphy and global changes of sea level; Part 3, Relative changes of sea level from coastal onlap. **AAPG Memoir**, v. 26, p. 63-81, 1977.

VAN WAGONER, J. C; MITCHUM, R. M. Jr; CAMPION, K. M; RAHMANIAN, V. D. Siliciclastic sequence stratigraphy in well logs, core, and outcrops: concepts for high-resolution correlation of time and facies. **American Association of Petroleum Geologists Methods in Exploration Series**, v. 7, p. 55, 1990.

VITAL, H; FURTADO, S. F. L; GOMES, M. P. Response of the Apodi-Mossoró estuary-incised valley system (NE Brazil) to sea-level fluctuations. **Brazilian Journal of Oceanography**, v. 58, p. 13-24, 2010.

XIMENES, NETO, A.R. **Evolução do Sistema de Paleocanais na Plataforma Continental Rasa de Camocim, CE-Brasil, durante o Quaternário Superior**. Dissertação de Mestrado em Geografia – UECE, 2018. 134p.

WALSH, J.P; WIBERG, P.L; AALTO, R; KUEHL, S. Source-to-Sink Research: Economy of the Earth's Surface and its Strata. **Earth-Science Reviews**, v. 153, p. 1-6, 2016.

WELLNER, R. W; BARTEK, L. R. The effect of sea level, climate, and shelf physiography on the development of incised-valley complexes: a modern example from the east China sea. **Journal of Sedimentary Research**, v. 73 (6), p. 926–940, 2003.

WESCHENFELDER, J; KLEIN, A. H. F; GREEN, A. N; ALIOTTA, S; MAHIQUES, M. M; AYRES NETO, A; TERRA, L. C CORRÊA, I. C. S; CALLIARI, L. J; MONTOYA, I; GINSBERG, S. S; GRIEP, G. H. The control of palaeo-topography in the preservation of shallow gas accumulation: Examples from Brazil, Argentina and South Africa. **Estuarine, Coastal and Shelf Science**, v. 172, p. 93-107, 2016.

ZAITLIN, B. A; DALRYMPLE, R. W; BOYD, R. The stratigraphic organisation of incised valley systems associated with relative sea-level change. In: DALRYMPLE, R.W., BOYD, R.J., ZAITLIN, B.A. (Orgs.). **Incised Valley Systems: Origin and Sedimentary Sequences**. [S.l]: Society of economic paleontologists and mineralogists., 1994. 380p.

ZALAN, P. V; NELSON, E. P; WARME, J. E; DAVIS, T. L. The Piauí Basin: Rifting and Wrenching in an Equatorial Atlantic Transform Basin. **The Society of Economic Paleontologists and Mineralogists**, p. 177-192, 1985.

17. GEOMORFOLOGIA EÓLICA CONTINENTAL E OS CAMPOS DE DUNAS HOLOCÊNICAS DO PAMPA NO RIO GRANDE DO SUL, BRASIL

Tania Cristina Gomes¹ & Roberto Verdum¹

¹ Universidade Federal do Rio Grande do Sul; geotania.gomes@gmail.com; verdum@ufrgs.br

Resumo: Os sistemas de depósitos eólicos continentais constituem feições arenosas inativa e ativas, composta de sedimentos eólicos, que surgem de uma multiplicidade de conformações ambientais, sob distintas condições climáticas, que variam de úmidas/subúmidas a semiáridas/áridas. O sudoeste do Rio Grande do Sul expõe *manchas de areia* (areais) encravadas na paisagem do Pampa, o bioma campestre, que representa 63% do território do estado. São formações superficiais, compostas por depósitos eólicos estáveis e instáveis, que representam a herança de variações climáticas, ao longo do Quaternário, sob condições de climas mais secos do que o atual, e que fornecem evidências paleoclimáticas importantes na compreensão dessa paisagem. Os depósitos de areia, cuja gênese é identificada em climas secos, estão, ao mesmo tempo, sob a ação eólica mais intensa, nos períodos de escassez hídrica, e sujeitos às erosões superficial e subsuperficial, em estações chuvosas, o que remobiliza os sedimentos eólicos inconsolidados, dando início ao processo de *arenização* e à formação de areais. Dessa maneira, com o intuito de compreender a dinâmica hídrica-eólica na área de ocorrência de *arenização* e de formação dos areais, faz-se pertinente o estudo das tipologias de feições típicas de ambientes semiáridos, áridos e hiperáridos, bem como o estabelecimento das relações entre as formações superficiais, os processos de arenização e os depósitos eólicos do Quaternário. Assim, pretende-se, neste capítulo, expor os pressupostos teórico-metodológicos, que fundamentaram a pesquisa, a partir da revisão da literatura, referente à temática abordada, trazendo o estado da arte sobre os sistemas eólicos continentais de interiores nessa porção do Pampa do Rio Grande do Sul, Brasil.

Palavras-Chave: Dinâmica eólica continental. Campos de dunas continentais. Arenização. Areais. Pampa.

Abstract: Continental eolian deposit systems constitute inactive and active sandy features, composed of eolian sediments, which arise from a multiplicity of environmental conformations, under distinct climatic conditions, ranging from humid/sub-humid to semi-arid/arid. The southwest of Rio Grande do Sul exposes sand spots (called areais) embedded in the landscape of the Pampa, the grassland Biome, which represents 63% of the state's territory. These are superficial formations, composed of stable and unstable eolic deposits, which represent the legacy of climatic variations throughout the Quaternary period, under drier climates than the present one, and which provide important paleoclimatic evidence for the understanding of the landscape. The

sand deposits, whose genesis is identified in dry climates, are, at the same time, under the most intense wind action during periods of water scarcity, and subject to surface and subsurface erosion during rainy seasons, which remobilizes the unconsolidated aeolian sediments, initiating the sandification process and the formation of sand spots. Thus, in order to understand the aeolian-water dynamics in the area of occurrence of arenization and sand spots, it is pertinent to study the typologies of typical features of semi-arid, arid and hyper-arid environments, as well as to establish the relations between the surface formations, the arenization processes and the aeolian deposits of the Quaternary. Thus, this chapter intends to present both theoretical and methodological assumptions, which were the basis of the research, from the literature review, referring to the theme addressed, bringing the state of the art about the interior continental wind systems in this portion of the Pampa of Rio Grande do Sul State, Brazil.

Keywords: Continental wind dynamics. Continental dune fields. Sandization. Sand spots. Pampa Biome.

Tema: Geomorfologia Eólica Continental

1. INTRODUÇÃO

Sistemas eólicos e de campos de dunas interiores (inativas, estabilizadas, relictos, fixos ou fósseis) têm sido amplamente apontados como *proxy* geomorfológico de mudança climática, durante o Quaternário, sendo interpretados como indicadores de períodos de expansão do deserto ou de paleoaridez. No entanto, apesar das dunas do deserto serem uma valiosa ferramenta paleoambiental nas latitudes médias e tropicais, sua interpretação exige a consideração cuidadosa sobre uma série de fatores ambientais e a avaliação de resultados de estudos recentes (THOMAS & SHAWT, 1990).

Os sistemas de dunas, e os depósitos eólicos continentais associados, constituem feições arenosas inativas e ativas, compostas de sedimentos eólicos, que surgem de uma multiplicidade de conformações ambientais, sob distintas condições climáticas, que variam de úmidas e subúmidas a semiáridas e áridas, inclusive, hiperáridas.

A evolução dos sistemas eólicos do Quaternário, sobretudo, do Holoceno, na América do Sul, foi inferida, a partir de poucos estudos, concentrados em áreas limitadas, enquanto muitas regiões se conservam inexploradas. Além disso, as heterogeneidades ambientais e geomorfológicas continentais geram questionamentos sobre a representatividade dos registros estudados e, conseqüentemente, colocam em dúvida, se os resultados e as interpretações, obtidos a partir destes estudos, podem ser compreendidos em escala regional, visto que os campos de dunas interiores da América do Sul têm sido pouco explorados, enquanto foco de interesse científico, sendo estas formações menos conhecidos do que as sucessões de *loess* no continente (TRIPALDI & ZÁRATE, 2014).

No entanto, na década passada, houve uma retomada dos estudos sobre os sistemas eólicos interiores da América do Sul, sobretudo, com o registro de informações

paleoambientais e paleoclimáticas, ocorridas durante o Quaternário. Os estudos recentes trazem descrições e interpretações mais detalhadas sobre a gênese, a composição, a idade absoluta e a geomorfologia dos sistemas eólicos. Alguns se propuseram a catalogar novos campos de dunas, ainda desconhecidos, estimando a idade, a partir de luminescência opticamente estimulada (LOE). A idade é um parâmetro fundamental para correlacionar os sistemas eólicos com outros registros de *proxy*, além de compreender as respostas dessas morfologias às mudanças climáticas (TRIPALDI & ZÁRATE, 2014).

A contribuição de Tripaldi & Zárate (2014) contribui com o estado da arte, pertinente à pesquisa de sistemas eólicos interiores, na qual o Norte tropical (~10°N ~10°S) abrange os campos de dunas de *Llanos del Orinoco* e da bacia amazônica, compostos, principalmente, por dunas parabólicas, *blowouts* (ou deflação) e lineares, desenvolvidas nas várzeas do rio. O Sul tropical (~10°S ~22°S) compreende sistemas eólicos, situados ao longo das extensas planícies do *Gran Chaco*, e aqueles, localizados em bacias fluviais, associadas ao escudo cratônico brasileiro (São Francisco, Pantanal e Mato Grosso), não havendo dados cronológicos disponíveis para as dunas lineares e para as *lunettes*, descritas no Pantanal, mesmo que se admita que estas cristas lineares foram distinguidas no alto rio Paraná (Mato Grosso), como acúmulos de areia, associados em diferentes fases do Holoceno. Já o *Piemonte* andino e os pampas ocidentais, no Leste subtropical da América do Sul, compreendem uma grande variedade de morfologias de origem eólica, como, por exemplo, as dunas do tipo *Barchan-barchanoid*, lineares, parabólicas, transversais e *lunettes*, bacias de deflação e lençóis de areia, sendo que as datações por luminescência sugerem atividade eólica, durante tempos glaciais tardios e no Holoceno.

Este é o panorama resumido sobre os sistemas eólicos interiores no conjunto da América do Sul, sendo oportuno aprofundar a temática, a partir da relação de um sistema eólico correspondente no Sudoeste do Rio Grande do Sul, o qual pode integrar o sistema eólico transfronteiriço do Pampa – Brasil, Uruguai e Argentina (províncias de Buenos Aires, de La Pampa, de Santa Fé, Córdoba, de Entre Rios e de Corrientes).

No Sudoeste do Rio Grande do Sul, há manchas de areia (*areais*) encravadas na paisagem do Pampa, bioma campestre que representa 63% do território do estado. São formações superficiais, compostas por depósitos eólicos estáveis e instáveis, que representam a herança de variações climáticas, ao longo do Quaternário, sob condições de climas mais secos do que o atual, que fornecem evidências paleoclimáticas importantes para a compreensão da paisagem.

Deste modo, com o intuito de compreender a dinâmica hídrico-eólica na área de ocorrência de *arenização* e de formação dos areais, faz-se pertinente o estudo das tipologias de feições típicas de ambientes semiáridos, áridos e hiperáridos, bem como o estabelecimento das relações entre as formações superficiais, os processos de *arenização* e os depósitos eólicos do Quaternário. Assim, pretende-se, neste capítulo, expor os pressupostos teórico-metodológicos, que fundamentaram a pesquisa, a partir da revisão

da literatura, referente à temática abordada, trazendo o estado da arte sobre os sistemas eólicos continentais de interiores numa porção do Pampa do Rio Grande do Sul, Brasil.

2. SISTEMAS EÓLICOS CONTINENTAIS E INTERIORES DO BRASIL

Como já mencionado, os sistemas de dunas interiores têm sido amplamente empregados como *proxy* geomorfológico da mudança climática do Quaternário, caracterizando períodos de expansão de condições desérticas e de paleoaridez. Thomas & Shawt (1990) inferem a existência de sistemas de dunas em cinco continentes, sendo que, para a América do Sul, foram mapeadas quatro regiões com sistemas de dunas relictos: no *Llanos*, entre Venezuela e Colômbia (TRICART, 1974); no São Francisco, no Brasil (TRICART, 1974); no Pantanal, no Brasil (KLAMMER, 1982); e no Pampa, na Argentina (TRICART, 1979). Particularmente, interessa-nos este último sistema, por se situar próximo à área de ocorrência de arenização no Pampa gaúcho, visto que tais ocorrências podem se assemelhar em gênese, em morfologia e em processo. A Figura 1 ilustra a espacialização dos principais sistemas eólicos de interior continental já conhecidos pela sociedade científica brasileira.

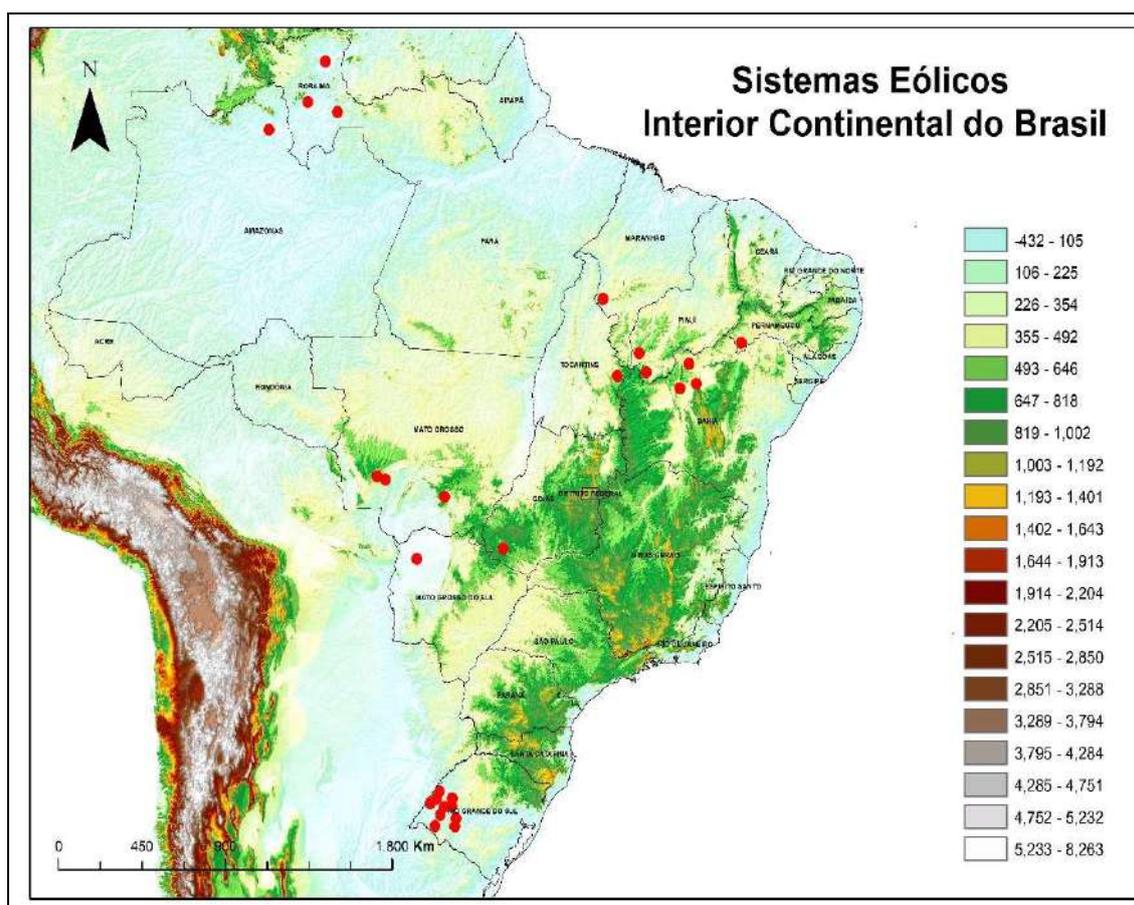


Figura 1: sistemas eólicos do Brasil (Fonte: Elaborado pelos autores, 2021)

Giannini *et al.* (2005)¹ infere e classifica três áreas de ocorrência de dunas eólicas interiores e destaca que as idades destas paleodunas permitem supor uma atividade eólica intensificada por clima mais seco, sobretudo, durante o Último Máximo Glacial:

O sistema de paleodunas do **baixo Rio Negro (AM)** é formado por vários campos interconectados, contendo formas parabólicas simples e compostas de cristas bem definidas [...]. Destaca-se o campo de dunas entre os rios Catrimani e Água Boa, com 40 km de extensão e 25 km de largura. O sistema do **médio Rio São Francisco** corresponde a campos de dunas livres formadas por ventos de SE e E, com controle topográfico-estrutural evidenciado pela espessura elevada da acumulação (100 m). As **paleodunas do Pantanal Mato-Grossense** resultaram do retrabalhamento eólico de sedimentos de leques aluviais, com deposição no sotavento de depressões deflacionares. Na parte sul do Leque do Taquari, onde as paleodunas estão alinhadas segundo NE, reconhecem-se *lunettes* estabilizadas por vegetação arbórea ao redor de antigas depressões deflacionares, hoje lagoas. (GIANNINI *et al.*, 2005 p. 235, grifos nossos)

Ainda conforme Giannini *et al.* (2005), há outros dois campos de dunas gigantes em Anauá (RR) e em Aracá (AM), bem como campos de dunas menores, dunas isoladas e “[...] extensos campos de areia, sem estruturação de dunas” (possivelmente, lençóis de areia). O sistema do médio São Francisco corresponde à acumulação de areias, supridas pelo rio São Francisco e transportadas pelos ventos de SE e de E, com a maior concentração de dunas inativas, ocupando parte dos municípios de Barra e de Pilão Arcado, na Bahia.

As paleodunas do Pantanal Mato-Grossense foram compostas, a partir de leques aluviais e são constituídas sob condições de clima semiárido no final do Pleistoceno. No Rio Taquari, há um megaleque aluvial e, na sua porção sul, existe uma área, conhecida como Nhecolândia, em que há pequenas lagoas, distribuídas em meio à trama de paleocanais distributários e de canais tributários atuais. Essas lagoas são margeadas por elevações de areia fina, com até 4 m de altura (denominadas “cordilheiras”). No entanto, é importante salientar que foi a partir do trabalho de Almeida (1945) que passou a se admitir a existência de paleodunas no Pantanal:

Na Nhecolândia, Almeida (1945) observou uma lagoa associada à obstrução de vale por barragem arenosa de 2 m de altura e concluiu que as lagoas teriam sido derivadas de vales barrados por dunas eólicas. Para corroborar sua interpretação, apresentou resultados de análises granulométricas das barragens, em que se observa o predomínio de areias limpas e bimodais (finas a médias).

Valverde (1972), por exemplo, considerou que as cordilheiras são a expressão morfológica de antigas dunas eólicas formadas em condições desérticas pretéritas. Posteriormente, Klammer (1982) identificou milhares de dunas longitudinais fósseis orientadas segundo as direções NNE-SSW e NNW-SSE,

¹ As inferências de morfologias eólicas interiores foram inferidas, a partir de trabalhos realizados por Almeida (1945), por Braun (1977), por Tricart (1982), por Klammer (1982), por Ab’Saber (1988), por Santos *et al.* (1993) e por Carneiro Filho *et al.* (2002).

concluindo que os ventos foram constantes de NNE e NNW e que “o relevo do Pantanal é como o de um deserto posto sob influência de clima úmido”. A suposta existência desse padrão uniforme de dunas levou Clapperton (1993) a considerar que o Anticiclone do Atlântico Sul estava numa posição mais austral durante a formação do campo de dunas.

Numa outra perspectiva de análise, mas também considerando a atuação do vento como agente geológico modelador de parte da paisagem pantaneira, Almeida & Lima (1959) sugeriram que processos de deflação eólica contribuíram para a gênese das lagoas. A hipótese foi retomada muitos anos depois por Tricart (1982), para quem as lagoas foram formadas a partir de depressões de deflação, em analogia a formas similares existentes na área da Pampa Deprimida, na Argentina. Com base na interpretação de imagens de satélite, mapeou as principais áreas de atuação pretérita de processos eólicos

Segundo Assine & Soares (2004), a paisagem do Pantanal Mato-Grossense é resultado da superimposição de diversos eventos geológicos atuantes nos últimos 120.000 anos. Durante o último período seco, coincidente com o máximo glacial no final do Pleistoceno, distributários de lobos aluviais da parte sul do Leque do Taquari foram abandonados e os sedimentos retrabalhados pelo vento, gerando depressões de deflação. Pequenas dunas eólicas foram formadas no lado de sotavento das depressões, muitas vezes em forma de meia-lua (*lunette dunes*), constituindo elevações marginais de areias finas a muito finas (as chamadas cordilheiras). Com a deglaciação, a mudança para um clima mais úmido na região promoveu a elevação do nível freático, dando origem às lagoas. Muitas delas, devido ao seu isolamento da drenagem superficial, tornaram-se salinas, tendo sido por isso consideradas *salt pans* por Klammer (1982) (GIANNINI *et al.*, 2005, p. 251).

Outros estudos também apontam que, no norte tropical do Brasil, os sistemas eólicos interiores abrangem os campos de dunas da bacia amazônica, compostos, principalmente, por dunas parabólicas, *blowouts* (ou deflação) e lineares, desenvolvidas nas várzeas do rio (TRIPALDI & ZÁRATE, 2014). Os campos de dunas da Bacia Amazônica estão relacionados às áreas abertas², em que predominam formações arenosas, associadas a depósitos aluvionares de paleodrenagem e a depósitos *in situ* de rochas intemperizadas do escudo cristalino das Guianas, que, remodeladas pelos ventos, deram origem a feições eólicas (atualmente, paleodunas) do tipo dunas parabólicas ativas e inativas. Essas áreas merecem uma melhor discussão, dos pontos de vista físico e biológico, pois compreendem as áreas-chave dos estudos paleoambientais, caracterizando as feições discordantes, em relação ao clima atual, tropical úmido (CARVALHO, 2015).

A exemplo, estas áreas ocorrem nos *Llanos do Orinoco* (Venezuela), no Chaco (Bolívia) e, no Brasil, são observadas no estado de Roraima (em Boa Vista), nos lavrados e nas campinaranas (planícies e areias brancas) do centro-sul do estado, que, juntas, recobrem cerca de 27% do território de Roraima (com cerca de 43.281 km² e de 17.500 km², respectivamente) (LATRUBESSE & NELSON, 2001; CARNEIRO-FILHO *et al.*, 2003; CARVALHO, 2015). Ainda há exemplo de depósitos eólicos, restritos às regiões dos rios Cauamé e Tacutu e à foz do rio Mucajaí (MENESES *et al.*, 2007).

² “Dentre as áreas abertas amazônicas, podemos citar as do rio Trombetas (EGLER, 1960); Negro (DUCKE & BLAKE, 1953); Tapajós (VELOSO *et al.*, 1976); Madeira (MURÇA-PIRES, 1974); no Amapá (MURÇA-PIRES, 1974); além de outras áreas, pouco documentadas.” (CARVALHO, 2015, p. 447).

No Sul tropical, os sistemas eólicos estão localizados em bacias fluviais, associadas ao escudo cratônico brasileiro (São Francisco, Pantanal e Mato Grosso, como descrito, anteriormente), não havendo dados cronológicos disponíveis para as dunas lineares e para as *lunettes* do Pantanal, mesmo que se admita que estas cristas lineares tenham sido distinguidas no alto rio Paraná (Mato Grosso) como acúmulos de areia, associados a diferentes fases do Holoceno (TRIPALDI & ZÁRATE, 2014).

O mais recente trabalho em escala nacional sobre a temática aparece no livro *Brasil - Feições Arenosas*, organizado por Suertegaray e Silva (2020). Na obra, foram registradas duas áreas do estado do Rio Grande do Sul, os municípios de São Francisco de Assis e de Quaraí; o Parque Nacional Chapada das Mesas, em Carolina, no Maranhão; Gilbués e Corrente, no Sudoeste do Piauí; Jalapão, no Tocantins; Xique-Xique, Barra e Casa Nova, no sertão da Bahia; Petrolina, em Pernambuco; Serranópolis, em Goiás; e Reserva do Cabaçal, Salto do Céu e Planalto dos Guimarães (Jacara), no Mato Grosso. Essas são as áreas mais conhecidas, por parte dos pesquisadores brasileiros. Cada uma delas expõe características geomorfológicas distintas na sua gênese e na sua origem, mas assinalam, como ponto de conexão, as características típicas de feições arenosas eólicas interiores.

As feições arenosas do Maranhão são conhecidas como o portal da Chapada no Cerrado. Pertencem ao Parque Nacional da Chapada das Mesas (com destaque para o Morro do Chapéu) e abrangem os municípios de Carolina, de Riachão, de Estreito e de Imperatriz. É uma complexa paisagem de transição fitogeográfica, com características do Cerrado, da Amazônia e da Caatinga. Nos topos das mesas e das chapadas, encontram-se formações savânicas e florestais, além da vegetação ciliar. São feições arenosas, associadas a paredes areníticas, expostas às erosões química e física da água e à ação dos ventos, condições que facilitam o transporte e a deposição dos arenitos eólicos (NUNES, 2020).

Do ponto de vista geológico, a área está inserida na Bacia Sedimentar do Parnaíba (Paleozoico) e assentada sobre a formação Sambaíba (Paleotriássico – Grupo Balsas). É composta por arenitos, provenientes de ambientes desérticos, com contribuição fluvial. No âmbito da geomorfologia, compreende os domínios das Chapadas e das Mesetas de Estreito-Carolina, sendo caracterizada por extensa superfície de aplainamento conservada, com significativa quantidade de relevos residuais, em forma de mesas, de mesetas, de platôs isolados e de morros testemunhos. No sopé das mesas, há o acúmulo de depósitos de coluviões pleistocênicos, oriundos da ação da gravidade (NUNES, 2020).

As feições arenosas de Gilbués (malhadas, grotas, terra nua e morrotes vermelhos, em denominações regionais) no Sudoeste do Piauí se caracterizam como áreas de intenso processo erosivo, desencadeado pelas dinâmicas hídrica e eólica sobre solos descobertos e frágeis. São feições em forma de rampas alongadas e de topografia ondulada, com vegetação rasteira ou arbustiva, produzindo uma paisagem do tipo *badland*, com encostas e com topos dissecados (SILVA, 2020).

As feições arenosas do Parque Estadual do Jalapão (Ponte Alta do Tocantins, de Mateiros e de São Félix do Tocantins) estão situadas nos patamares Leste do estado do Tocantins, inseridas nas bacias sedimentares dos rios São Francisco e Parnaíba. A área do parque exibe uma paisagem de morros residuais (*inselbergs*) de arenito, de topos planos e de vertentes bem dissecadas, em zona de confluência entre os estados da Bahia, do Maranhão e do Piauí. São os conhecidos Patamares Leste do Tocantins, representando as feições mais elevadas, em formato de mesas (exemplos: Morro do Bigorna, Serra do Espírito Santo, Serra do Porco e Serra da Jalapinha), caracterizando áreas de dissecção e de fornecimento de materiais sedimentares (GARÇÃO, 2020).

As formações arenosas são feições de acumulação, com extensos cordões arenosos, ao longo do seu perfil longitudinal, entremeadas por cursos fluviais de grande volume de água, como os dos rios Novo, Soninho e Sono, que deságuam na bacia hidrográfica do Tocantins. Assim, as feições, conhecidas como dunas do Jalapão, estão associadas às areias finas, carregadas das escarpas das serras, pelos ventos, e depositadas sobre os cordões arenosos, formando areais, em um processo semelhante ao da arenização, que ocorre no Sudoeste do Rio Grande do Sul. São terrenos com predomínio de Neossolos Quartzarênicos Órticos e compreendem solos susceptíveis a processos erosivos, conformando áreas de morfogênese acelerada, formando areais de origem natural, associados à estrutura rochosa, ao escoamento superficial, à ação eólica e à declividade das rampas (GARÇÃO, 2020).

De acordo com Pacheco (2014; 2020), o Semiárido Nordestino abriga um dos maiores registros eólicos do Brasil, configurando depósitos de areia e de dunas inativas, de evolução e de gênese intrinsecamente associadas às mudanças climáticas e ambientais, ocorridas durante o Quaternário. Dessa maneira, as dunas e as paleodunas do Sertão da Bahia (paleodunas de Xique-Xique, às margens do Rio São Francisco, por exemplo) são depósitos sedimentares fluviais, carregadas ao longo do tempo.

Os depósitos arenosos de Xique-Xique foram descritos como um “[...] pequeno Saara, ao longo do São Francisco” (WILLIAMS, 1925 apud GIANNINI *et al.*, 2005, p. 250) e, no ano seguinte, Moraes Rego (1926) incluiu os depósitos aluviais e eólicos, que margeiam o Rio São Francisco na Formação Vazantes. Do ponto de vista paleoclimático, Giannini *et al.* (2005) destacam que as primeiras inferências sobre a área são de Domingues (1948), que atribuiu as paleodunas à fase de acentuada aridez, durante o último período glacial do Hemisfério Norte. Os mesmos autores ainda destacam características morfológicas, granulométricas, morfoscópicas e mineralógicas das areias das dunas inativas.

A maioria das dunas exibe grandes dimensões e apresenta **forma parabólica composta**, com **diferentes graus de preservação da morfologia eólica**, o que permite o reconhecimento de **três domínios geomorfológicos...: lençol de areia, dunas com morfologia tênue e dunas com morfologia nítida**. O gigantismo das dunas (com até 13 km de extensão) deve refletir efeitos combinados de **alta energia dos ventos, abundante suprimento de areias e resistência aerodinâmica oferecida pela vegetação local**. Teria sido

originado assim extenso e espesso “mar de areia”, através do empilhamento sucessivo de várias gerações de dunas durante o Quaternário. Estudos granulométricos, morfoscópicos e mineralógicos das areias das dunas inativas indicaram **altas maturidades textural e química** e auxiliaram na delimitação dos três diferentes domínios eólicos. O teor de minerais pesados em relação à amostra total é baixo, não ultrapassando a 0,7%. A **ausência** aparente de **estruturas sedimentares** é bastante comum. Sondagens elétricas verticais indicam que o embasamento das dunas, constituído principalmente pelos metassedimentos dos grupos Chapada Diamantina e Bambuí e pelos calcários da Formação Caatinga, apresenta desníveis de até 140 m em relação ao nível de base atual do Rio São Francisco e que as areias encontram-se acumuladas com espessuras variáveis entre 50 e 150 m (GIANNINI *et al.*, 2005, p. 250-251, grifo nosso)

O campo de dunas do submédio São Francisco possui cerca de 148 km² e se situa no extremo Oeste do estado, à margem esquerda do rio e a Oeste/Sudoeste da sede municipal de Petrolina. É um depósito arenoso de 11 km de extensão na direção Norte/Sul e de 23 km, no sentido Leste/Oeste. São dunas de areias muito fina e fina, com grãos, que variam de moderadamente selecionados a bem selecionados (CABRAL *et al.*, 2020). Diversos autores (BARRETO, 1996; BARRETO *et al.*, 2002; AB’SABER, 2006; FERREIRA *et al.*, 2013; CABRAL *et al.*, 2020) indicam gênese, associada às flutuações climáticas, ocorridas ao longo do Pleistoceno e do Holoceno, que ora resultou na diminuição, ora no aumento do volume de água no leito fluvial. Assim, as areias foram transportadas do canal fluvial do rio São Francisco para as suas margens, quando a lâmina d’água foi reduzida, em períodos de severa semiaridez, que, sob ventos intensos (de SE), formaram feições dunares de variados tipos, como, por exemplo, *nebkhas*, parabólicas, *blowouts* e lençóis de areia (CABRAL *et al.*, 2020).

As feições arenosas do Sudoeste de Goiás, especialmente, nos municípios de Serranópolis e de Mineiros, são areais originados de paisagens degradadas ou de solos cultivados com cana-de-açúcar e abandonados *a posteriori*, sobretudo, em áreas de acentuada fragilidade ambiental. Os areais (areões, na denominação regional) ocorrem, associados às depressões, que sobrevivem da dissecação dos chapadões dos Cerrados no Sudoeste do estado, permitindo o afloramento dos arenitos da Formação Botucatu, que, conseqüentemente, originam Neossolos Quartzarênicos, altamente suscetíveis à erosão. Ainda, nessas depressões, o relevo é suave-ondulado, o que, associado às friabilidades da rocha e do solo, constitui um ambiente propício à dinâmica erosiva acelerada e à dificuldade de fixação da vegetação em solos desnudos (SOUSA, SCOPEL, PEIXINHO, 2020).

As feições arenosas de Mato Grosso, no município de Reserva do Cabaçal, têm se destacado, na paisagem, como manchas de areia de diferentes extensões. A área de ocorrência dessas feições se situa na região alta, denominada Bacia do Alto Paraguai (BAP), fazendo parte das sub-bacias da cabeceira do Pantanal. A região ainda é constituída pelo Planalto Dissecado, pela Chapada dos Parecis e pela Depressão do Alto Paraguai (NOGUEIRA, 2020).

Nogueira (2017; 2020) infere que a origem das manchas de areia está relacionada às fragilidades do ambiente, ou seja, associa-se aos aspectos físicos da região, bem como às atividades antrópicas, ligadas ao uso da terra, “[...] uma vez que, somente a partir da ocupação territorial e da substituição da vegetação nativa, iniciou-se o processo de formação dos areais” (NOGUEIRA, 2020, p. 129). A supressão da vegetação nativa do Cerrado e a conversão de áreas em pastagens facilita a ação direta da chuva sobre os solos, potencializando o escoamento superficial e levando à formação de ravinas e de voçorocas.

De acordo com Ferreira & Silva (2020), as feições arenosas da Reserva do Cabaçal e do Salto do Céu, no Sudoeste de Mato Grosso, resultam de processos erosivos à disposição do relevo em rampas declivosas e de processos de escoamento, vinculados ao regime de chuvas. Dessa maneira, as feições estão associadas à dinâmica hídrica de escoamento concentrado dos tipos ravinas e voçorocas, que promovem a erosão e o transporte de material arenoso, depositando-o em áreas de menor declividade.

As feições arenosas do Planalto dos Guimarães e da depressão de Rondonópolis ocorrem na borda Noroeste da Bacia Sedimentar do Paraná e estão associadas aos processos morfodinâmicos da abertura da Depressão Interplanáltica de Rondonópolis, sob o Planalto dos Guimarães. Nessa direção, a origem dos areais no Sul e no Sudeste mato-grossenses pode estar relacionada:

(I) ao **Sistema Denudacional**, através do processo de esculturação das áreas do planalto, em que são identificadas as superfícies regionais de aplainamento, com maior instabilidade do relevo, nas quais há possibilidades de serem intensificadas pela ação das descontinuidades lito-estruturais de falhamentos e de fraturas, resultando em vários conjuntos de patamares abatidos, que se formam nessas áreas; ou (II) no **Sistema Agradacional**, vinculado à queda de material por ação da gravidade no sopé de escapas e de depósitos aluviais, em sua maioria, com características alóctones. (TAKATA & CABRAL, 2020, p. 143, grifos nossos)

Essas feições arenosas ainda podem estar relacionadas à ocorrência de Neossolos Quartzarênicos, os quais são altamente friáveis e apresentam alto índice de erodibilidade, alto déficit hídrico e reduzida fertilidade, atributos que limitam o seu uso (TAKATA & CABRAL, 2020).

3 SISTEMAS EÓLICOS CONTINENTAIS INTERIORES DO RIO GRANDE DO SUL E O SIGNIFICADO PALEOGEOMORFOLÓGICO DOS AREAIS DO PAMPA BRASILEIRO

O estado do Rio Grande do Sul é formado por dois grandes domínios ambientais: os biomas da Mata Atlântica e do Pampa, sendo que este último representa 63% do território do estado, segundo Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística (IBGE). A paisagem do Pampa gaúcho, na porção Sul do estado, caracteriza-se pelas colinas (*coxilhas*, na denominação regional), pelos relevos testemunhos (cerros), cobertos por vegetação herbáceas-arbustivas, por vertentes côncavas e por fundos de vales, em que se encontram as matas ciliares. Já a porção Norte do estado está representada pelo Bioma

Mata Atlântica, em que predominam os Campos de Cima da Serra, em meio a formações florestais robustas, ambos ambientes associados a terrenos elevados, de constituição de rochas vulcânicas, ácidas e básicas.

O Sudoeste do estado, no Bioma Pampa, expõe, como característica marcante, a ocorrência de *areais* e de focos de *arenização*, e são inúmeros são os esforços de pesquisadores da Universidade Federal do Rio Grande do Sul, especialmente, do *Grupo de Pesquisa Arenização/desertificação: questões ambientais*, na investigação da origem e da gênese dessas morfologias arenosas. Estudos sistemáticos, desenvolvidos pelo grupo, têm comprovado que a gênese dos areais daquela região é natural, visto que sua formação procede do processo de arenização de depósitos arenosos não consolidados, retrabalhados pelas dinâmicas hídrica e eólica, ao longo do tempo geológico.

A região de ocorrência dos areais no Pampa gaúcho (Figura 2) se limita, a partir do meridiano de 54°, em direção Oeste, até as fronteiras com a Argentina e com a República Oriental do Uruguai. A área afetada pelo fenômeno da arenização abrange cerca de 4.948,19 ha (última atualização em 2010), espacializados nos municípios brasileiros de Alegrete, de Cacequi, de Itaqui, de Maçambará, de Manuel Viana, de Quaraí, de Rosário do Sul, de São Borja, de São Francisco de Assis e de Unistalda (SUERTEGARAY *et al.*, 2001; GUASSELLI, 2012).

Cabe destacar que, com exceção dos areais do município de Quaraí, os demais núcleos arenosos ocorrem na área de abrangência da bacia hidrográfica do Rio Ibicuí, a qual pertence à Região Hidrográfica do Uruguai (U050) e compreende uma área de 36.397,69 km². Esta bacia hidrográfica se limita, ao Norte, pela bacia do Ijuí-Piratinim-Icamaguã; ao Sul, pelas bacias do Quaraí e do Santa Maria; a Leste, pelas bacias do Alto Jacuí e do Vacacaí-Vacacaí-Mirim; e a Oeste, com o Rio Uruguai, na divisa com a Argentina.

Diversos elementos e dinâmicas desta paisagem revelam heranças de condições de ressecamento climático, que se contrapõem à típica paisagem de clima subtropical úmido atual. Atualmente, os depósitos de areia, cuja gênese é atribuída a climas secos, estão, ao mesmo tempo, sob ação eólica, nas estações secas, e sujeitos às erosões superficiais e subsuperficiais, em estações chuvosas, o que remobiliza os sedimentos eólicos inconsolidados, dando início ao processo de *arenização* e à formação dos areais.

Estudos paleogeográficos, já realizados, na região estudada, vêm evidenciando uma grande variabilidade climática, ocorrida ao longo do tempo geológico, nos quais o entendimento dessas oscilações climáticas, especialmente, as ocorridas no Quaternário, possuem relação com a morfodinâmica do relevo e com os agentes erosivo-deposicionais, que apresentam comportamento desigual, em condições distintas de temperatura e de umidade.

Em síntese, os areais derivam do retrabalhamento de depósitos arenosos de formações superficiais quaternárias, sendo resultado de dinâmicas morfogenéticas, nas quais os processos hídricos superficiais, particularmente, os de escoamento concentrado dos tipos ravina e voçoroca, associados às chuvas torrenciais, expõem, transportam e

depositam areia, dando origem à formação de areais, que, em contato com o vento, tendem a uma constante remobilização (SUERTEGARAY & VERDUM, 2008).

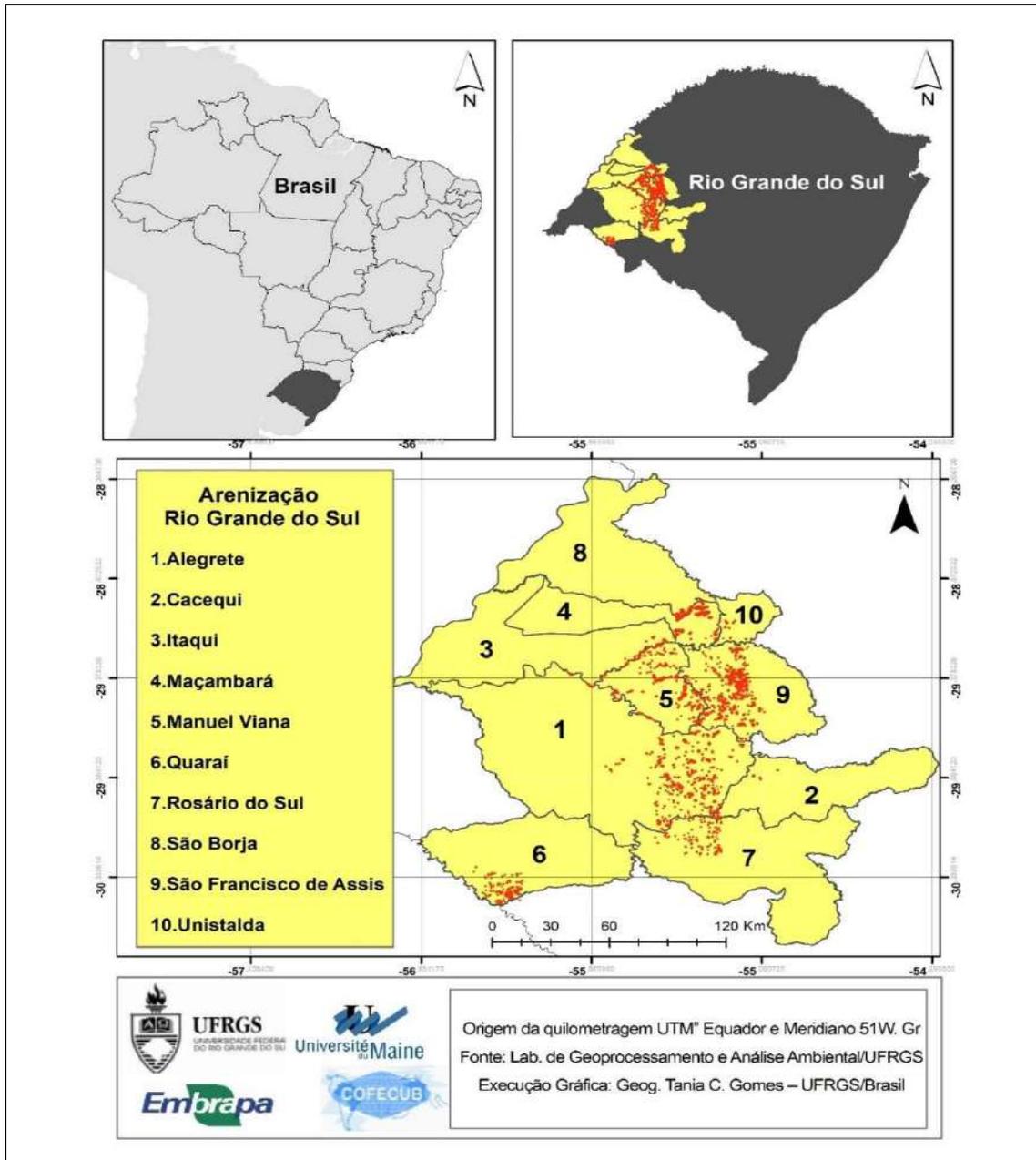


Figura 2. mapa de localização dos municípios, sob processos da arenização (Fonte: elaborado pelos autores, 2021).

Igualmente, o processo de arenização e a formação de areais são reconhecidamente de origem natural, associados às paisagens de um passado recente do Pampa, os quais são considerados relictos geomorfológicos e um patrimônio natural a ser preservado. Destaca-se, ao mesmo tempo, que a região, sob domínio de clima úmido, atualmente, conjuga fatores, que favorecem à formação de depósitos eólicos, como, por exemplo, topografia de terras baixas, regime de ventos apropriado (em velocidade e em direção), disponibilidade de sedimentos arenosos (areia quartzosa), expostos à ação dos

ventos, para transporte e para posterior deposição, além de afloramentos rochosos de ancoragem, entre outras características.

Estes fatores caracterizam os elementos fundamentais na composição da paisagem atual e o conhecimento sobre formações superficiais, especialmente, o relacionado aos depósitos eólicos antigos continentais. Contudo, tal contexto é ainda incipiente ou insuficiente, para explicar, com maior precisão, a complexa interpretação associativa, a propósito da morfologia, da gênese e dos processos erosivos/deposicionais, sobretudo, no Brasil e, conseqüentemente, no Rio Grande do Sul.

3.1. Apresentação e relevância da área experimental de estudo³

A área experimental de estudo, com cerca de 144 mil ha, situa-se entre os municípios de Alegrete e de Manoel Viana, ao longo da BR-377 (municípios 1 e 5, na Figura 2). Optou-se por este recorte espacial, por representar a complexidade dos processos geomorfológicos, pois abrange características substanciais no estudo das morfologias eólicas. Entre os elementos evidenciados na área escolhida, observa-se a presença de *areais*, morfologias tipicamente associadas aos depósitos eólicos estáveis e/ou instáveis; de afloramento de blocos areníticos, condicionante estrutural de ancoragem de depósitos eólicos; de lagos em bacia de deflação; de estrangulamento de paleodrenagem/valão, por depósitos eólicos; de processos erosivos lineares dos tipos ravina e voçoroca; entre outras características.

No âmbito da compartimentação geomorfológica (Figura 3), o Rio Grande do Sul está inserido em oito unidades morfoesculturais: Cuesta de Haedo, Depressão Central Gaúcha, Escarpa da Serra Geral, Planalto Dissecado do rio Uruguai, Planalto Sul-riograndense, Planalto de Uruguaiana, Planalto dos Campos Gerais e Planície Costeira Gaúcha. Contudo, a área experimental de estudo está inserida na morfoescultura Planalto de Uruguaiana e esta unidade, também denominada, pelo IBGE (1995), Planalto da Campanha Gaúcha, constitui-se de basaltos e de andesitos da Fácies Alegrete da Formação Serra Geral (de idade jurocretácica), com afloramento de basaltos da Fácies Gramado e de arenitos de origem eólica da Formação Botucatu, em fundos de vales encaixados, formando vultuosos aluvionamentos nas calhas dos cursos d'água e gerando amplas planícies de inundação, como nos rios Uruguai, Quaraí, Ibicuí e Butuí (CPRM, 2006; DANTAS; VIERO; SILVA, 2010).

Conforme os mesmos autores, próximo ao reverso da unidade Cuesta de Haedo, o planalto apresenta um relevo dissecado em colinas e em morros. Em direção ao rio Uruguai, esse relevo é substituído por superfícies aplainadas, suavemente entalhadas, por uma rede de drenagem de baixa densidade, caracterizando o amplo domínio de superfícies aplainadas, refletindo o baixo grau de dissecação, a que esse baixo planalto foi submetido.

No entanto, se desconsiderarmos a cuesta, enquanto compartimento geomorfológico, divisão adotada por alguns autores, os *areais* ocorrem somente sobre a

³ Como área experimental de estudo, entende-se o recorte espacial, definido como área-piloto, para a elaboração do mapeamento das morfologias eólicas e de seus atributos.

escarpa erosiva do Planalto Meridional, caracterizando áreas de relevo acidentado e com presença de relevos testemunhos, e sobre a Depressão Periférica, na qual predominam as paisagens do Pampa brasileiro, com presença de relevos do tipo colinas (coxilhas) e morros testemunhos (cerros), com cotas altimétricas de até 200 m. Assim, os *areais* ocorrem, predominantemente, nos compartimentos de colinas com substrato arenítico e são, em sua maioria, originários de deposição eólica, admitindo-se a fragilidade das morfologias de colinas, em virtude da presença de solos incipientes e de formações superficiais quaternárias inconsolidadas (GUASSELLI, 2012).

Como já mencionado, as feições geomorfológicas continentais, como depósitos eólicos antigos e estáveis, também são testemunhos de que as condições climáticas do passado eram bem diferentes das atuais, porém pouco estudadas. Por constituírem feições de difíceis identificação e classificação, quando em regiões continentais, os depósitos eólicos continentais (inativos/fixos e/ou paleodunas inativas/fixas) podem guardar evidências e indicadores geomorfológicos e sedimentológicos de flutuações climáticas, durante o Quaternário, igualmente.

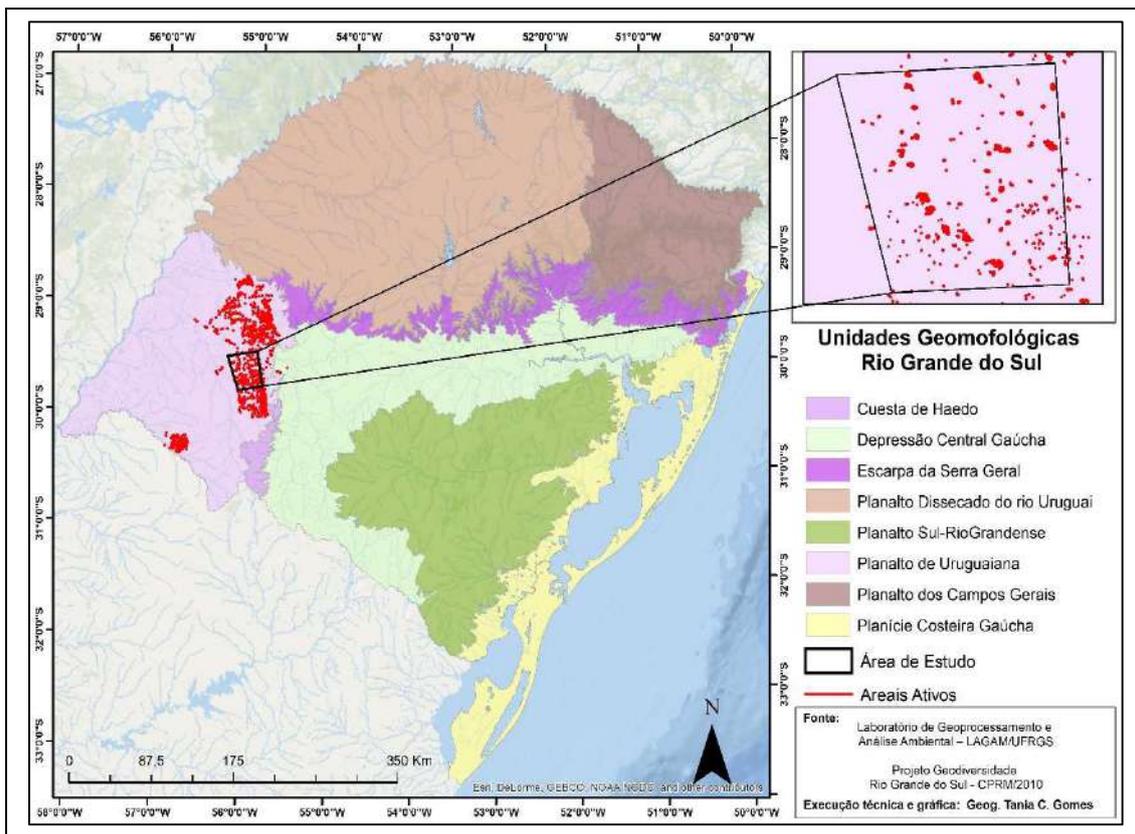


Figura 3: unidades geomorfológicas do Rio Grande do Sul e área experimental de estudo (Fonte: CPRM, 2010 Elaboração: Os autores, 2021).

De acordo com Giannini *et al.* (2005), os campos de dunas e os lençóis de areia de idade quaternária⁴ são registrados em diferentes setores do interior continental

⁴ A exemplo das Dunas do Jalapão, dunas do Paleodeserto de Xique-Xique, depósitos eólicos no Oeste de Salvador, paleodunas no Sudoeste de Roraima e planície do Rio Negro.

brasileiro, e a origem destas feições geomorfológicas comumente tem sido associada a períodos de ressecamento climático, ocorridos nos finais do Pleistoceno e do Holoceno. Dessa maneira, os depósitos eólicos estáveis e/ou instáveis, identificados no Sudoeste do estado, também guardam respeitáveis evidências e informações sobre mudanças climáticas, ocorridas, regionalmente, que influenciaram a formação e a transformação da paisagem atual, especialmente, por torná-la única no mundo, abrigando características específicas da região do Pampa.

3.2 Processos e feições geomorfológicas eólicas do Pampa brasileiro, associadas a ambientes pretéritos semiáridos, áridos e desérticos

Com o intuito de compreender a dinâmica eólico-geomorfológica do recorte espacial estudado, faz-se pertinente o estudo da classificação e das tipologias de feições em ambientes semiáridos, áridos e hiperáridos. Dessa maneira, buscou-se caracterizar os mecanismos, que envolvem a atividade eólica, associada as suas feições erosivas e deposicionais. Tal caracterização legou suporte à elaboração da chave de interpretação (Quadro 1), necessária à identificação e à classificação dos depósitos eólicos estáveis ou instáveis, que compõem a paisagem atual da região de ocorrência de arenização no Pampa.

Foram abordados, também, subtemas, referentes à distribuição espacial dos ambientes desérticos no globo terrestre, os agentes atuantes na esculturação das feições típicas desses ambientes secos, as diferentes feições eólicas, trazendo suas classificações e tipologias, e, por fim, a ocorrência de processos flúvio-eólicos em ambientes semiáridos, áridos e hiperáridos. No entanto, esses conceitos não serão detalhados nesse momento, devido à extensão teórica da temática.

Para Goudie (2004), a morfologia das dunas responde às características dos sedimentos e à variabilidade direcional do vento, sendo que estas ocorrem em padrões auto-organizados, que se desenvolvem, ao longo do tempo, de acordo com o regime de ventos e com o fornecimento de areia. A vegetação e os obstáculos topográficos são fatores, que influenciam a morfologia das dunas em regiões costeiras, em regiões semiáridas e em regiões subsumidas. Portanto, a diversidade de dunas surge da variação da intensidade e da combinação dos processos de formação de dunas: os padrões de vento diários e anuais, a estabilidade atmosférica e a estratificação, a força do vento, o tamanho do sedimento, o fornecimento de sedimentos, a cobertura vegetal e a forma da planta, a topografia de rochas duras, as chuvas e a história geológica recente.

De acordo com Sígolo (2009), as dunas possuem, como características principais, estratigrafia cruzada e marcas de ondulações, existindo duas classificações fundamentais para dunas: uma, considerando seu aspecto morfológico; e outra, o aspecto da estrutura interna (a forma, pela qual os grãos de areia se dispõem, em seu interior). Dessa maneira, a classificação fundamentada na estrutura interna de dunas considera sua dinâmica de formação, reconhecendo dois tipos principais: dunas estacionárias (estáticas) e

migratórias. Considerando as morfologias, as dunas podem ser: transversais, barcanas, parabólicas, estrelas e longitudinais.

Sígolo (2009) descreve, também, dunas fósseis, dunas antigas ou paleodunas. Elas constituem feições dunárias, que sofreram processos de consolidação de suas areias, ao longo do tempo. São feições características da ação eólica, que podem ser reconhecidas em rochas sedimentares de diferentes idades, permitindo, ainda, a reconstituição de ambientes eólicos do passado, ou seja, podem testemunhar ambientes desérticos da Era Mesozoica, a exemplo dos registros encontrados na Bacia Sedimentar do Paraná, os quais abrangem vários estados brasileiros (Mato Grosso, São Paulo, Santa Catarina, Paraná e Rio Grande do Sul) e no Uruguai, no Paraguai e na Argentina. A identificação, em rochas sedimentares antigas, de estruturas interna e externas, típicas de dunas atuais (estratigrafia cruzada e marcas onduladas), permite, também, o reconhecimento de uma duna fóssil, visto que, pela análise da orientação das faces em dunas fósseis, é possível identificar o sentido preferencial do vento na época de sua formação, bem como reconhecer as faces de barlavento e de sotavento pretéritas.

Para Suguio (2003), existem vários tipos de depósitos eólicos, mas os mais significativos são os lençóis eólicos (*eolian sheets*) e as dunas eólicas (*eolian dunes*). Os lençóis eólicos correspondem a extensos depósitos arenosos, de superfícies mais ou menos planas, os quais resultam da sedimentação, por ventos de alta velocidade, transportando areia de granulometria heterogênea. As dunas eólicas constituem feições distintas entre os depósitos arenosos de ambientes desérticos, ainda que não sejam uma exclusividade deste tipo de ambiente. Suguio (2003) sugere as classificações de dunas propostas por diferentes autores (MELTON, 1940; MCKEE, 1966; e COOPER, 1967), que as distinguem em: barcanas, transversais, parabólicas, *seif*, estreladas, dômicas e reversas, considerando as formas barcanas e *seif* como as mais frequentes.

Ainda de acordo com Suguio (2003), quando há acumulação de lençóis eólicos em superfícies mais ou menos planas, na dimensão de 1.000 a 10.000 km², observam-se os mares de areia (*sand seas*) ou *ergs*. Os chamados campos de dunas (*dunefields*) se aplicam a acumulações menos extensas, de algumas centenas de quilômetros quadrados.

A região de ocorrência dos areais, em toda a sua extensão, comporta depósitos aluviais e eólicos, e muitos deles margeiam o rio Ibicuí, rio da maior bacia hidrográfica do Oeste do estado. Os depósitos eólicos estáveis da área de estudo exibem formas originais remodeladas e desfiguradas pelas erosões pluvial e fluvial, ou seja, apresentam diferentes graus de preservação da morfologia eólica (Figura 4).

As figuras 4A, 4B e 4C caracterizam depósitos eólicos estáveis, os quais, em uma aproximação de classificação, podem ser definidos como campo de dunas (*dunefield*), típico de clima mais seco do que o atual, refletindo a combinação entre a alta energia de ventos e o abundante fornecimento de areia, apresentando resistência aerodinâmica, favorecida por afloramentos rochosos, atualmente aparentes, evidenciando a abrasão, na face à barlavento (SE), e sustentando a deposição eólica à sotavento (NO).

Quadro 1. Chave de interpretação, para o mapeamento das feições geomorfológicas

Atributos	Característica do atributo		Materiais e técnicas aplicadas
Classificação das unidades de relevo	Vales	<i>Vales secos:</i> canais sem fluxo herdados, em que três fases levam à forma atual: modelagem anterior em vale, preenchimento de areais, soprados pelo vento e, às vezes, remodelados em concavidades (cabeça de vale seco)	Classificadas, a partir da forma do terreno, segundo o Projeto TOPODATA – INPE (Banco de Dados Geomorfométrico do Brasil, disponibilizado pelo Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais) Rede de drenagem atual Agência Nacional de Águas (ANA) Imagem SRTM – TIN (INPE) (Resolução 30m) (<i>Software</i> ArcGIS 10.5)
		<i>Vales Drenados:</i> caracteriza a atual Rede hidrográfica. Incluem um canal ou leito. O fluxo que os empresta pode ser intermitente ou perene	
	Espaços intermediários ou vertentes	São planas ou setores tabulares entre o topo das encostas dos vales e o sopé das colinas	
	Colinas de topo agudo e topo plano	São os pontos altos do relevo. Sua cartografia torna possível localizar sua forma e sua altitude. Os topos foram interpretados, a partir de imagem SRTM - TIN	
Depósitos eólicos estáveis	Depósitos de areia estáveis, identificados a partir de fotointerpretação. Classificados por textura, por cor, por forma e por altimetria		Fotointerpretação digital em anaglifos (interpretação visual e vetorização) (<i>software</i> ILWIS 3.3 Academic e ArcGIS10.5)
Depósitos eólicos instáveis (Arais)	Depósitos de areia ativos, identificados a partir de fotointerpretação e validados em imagens de alta resolução espacial Classificados por textura, por cor e, principalmente, por ausência de vegetação		Fotointerpretação digital em anaglifos Imagens de alta resolução espacial do <i>Google Earth Pro</i> (interpretação visual e vetorização) (<i>software</i> ILWIS 3.3 Academic e ArcGIS 10.5)
Afloramento rochoso	Passíveis de interpretação em imagens de alta resolução espacial		Fotointerpretação digital em anaglifos Imagens de alta resolução espacial do <i>Google Earth Pro</i> (interpretação visual e vetorização) (<i>software</i> ArcGIS 10.5)
Relevo abrupto ou tabular	Passíveis de interpretação por fotografias aéreas		Fotointerpretação digital em anaglifos Imagens de alta resolução espacial do <i>Google Earth Pro</i> (interpretação visual e vetorização) (<i>software</i> ArcGIS 10.5)
Bacia de deflação	Passíveis de interpretação por fotografias aéreas e por imagem de alta resolução espacial		Fotointerpretação digital em anaglifos Imagens de alta resolução espacial do <i>Google Earth Pro</i> (interpretação visual e vetorização) (<i>software</i> ArcGIS 10.5)
Processos erosivos dos tipos ravinas e voçorocas	Passíveis de interpretação por fotografias aéreas e por imagem de alta resolução espacial		Fotointerpretação digital em anaglifos Imagens de alta resolução espacial do <i>Google Earth Pro</i> (interpretação visual e vetorização) (<i>software</i> ArcGIS 10.5)

Fonte: Gomes (2019)

A Figura 4C ilustra as morfologias eólicas, ainda bem preservadas, associadas à cobertura herbácea, as quais já demonstram sinais de erosão, como aqueles visíveis no

quadrante superior esquerdo da imagem. Na imagem, é possível observar dois pequenos lagos (no centro e no quadrante superior direito), denominados lagos em deflação (*lunettes*) ou PAN, que consistem, basicamente, em uma área rebaixada pela erosão e pela abrasão eólica, causada pelos paleoventos do quadrante Sudeste, originando pequenos lagos deflacionados em áreas de baixa precipitação.

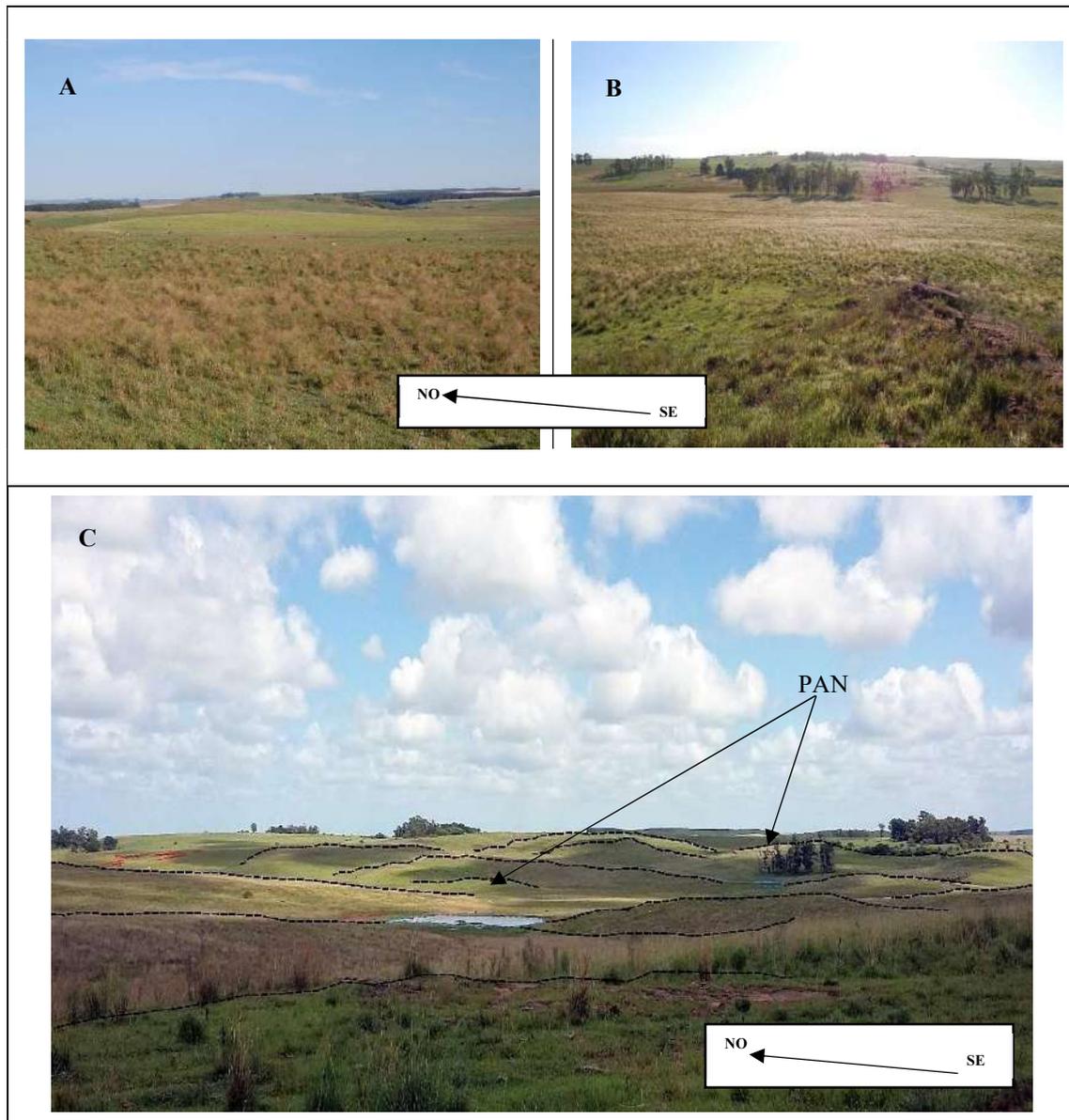


Figura 4: Colinas, associadas a campos de dunas (*dune fields*) do Quaternário. (A) Colinas, associadas a campos de dunas (*dune fields*) do Quaternário, dispostas, de forma alongada, no sentido SE-NO, estáveis, com cobertura herbácea; (B) Colinas, associadas a campos de dunas (*dune fields*) do Quaternário, dispostas, de forma alongada, no sentido SE-NO, estáveis, com cobertura herbácea e com afloramentos rochosos, sustentando a deposição eólica à sotavento (NO) (Fonte: Trabalho de Campo – novembro/2014; Fotografia: Roberto Verdum); (C) Colinas, associadas a campos de dunas (*dune fields*) do Quaternário, dispostas, de forma alongada, no sentido SE-NO, estáveis, com cobertura herbácea, com formação de PAN (*lunettes*) ou, ainda, bacia ou lagos em deflação (Fonte: Gomes (2019); Fotografia: Tania C. Gomes)

As morfologias do tipo PAN, também denominadas *playas*, *pfannen*, *sabkhas*, *chotts*, *kavirs*, etc., são depressões topográficas fechadas, características de superfícies de baixo ângulo, situadas em terras secas do mundo (JAEGER, 1939 *apud* GOUDIE, 2004, p. 758), especialmente bem desenvolvidas nas *High Plains* dos EUA, nos Pampas argentinos, na Manchúria, nas estepes ocidentais siberianas e cazaques, na Austrália ocidental e meridional e no interior do sul da África. A origem tem intrigado geomorfologistas há mais de um século. Hipóteses incluíram deflação, escavação por animais, cárstica (*dayas*) e solução de pseudocárstica. O que está claro é que uma série de processos tem sido envolvida na iniciação e na manutenção do PAN, porém nenhuma hipótese pode explicar todas as facetas de suas próprias histórias, de seus tamanhos variados e de suas morfologias (GOUDIE, 2004).

Os PANs se desenvolvem em superfícies suscetíveis. No sul da África, por exemplo, eles são mais bem desenvolvidos nas areias do *Kalahari Bed* e em xistos, de granulação fina. Também ocorrem em situações topográficas particulares – em pisos de lagos deflacionados, em antigas linhas de drenagem, nas valas entre dunas, nos narizes de dunas parabólicas e nas planícies costeiras (por exemplo, em Carolina Bays, na Costa Leste dos EUA). São orientados, em relação às tendências regionais de vento, e, em muitos casos, tendem a ter lados bulbosos, protegidos do vento. Em áreas, como a do Pampa, na América do Sul, nas *High Plain*, nos EUA, e no interior da África do Sul, existem, literalmente, dezenas de milhares de depressões e elas podem cobrir extensas áreas da superfície da Terra (GOUDIE, 2004).

Um modelo integrado de PAN define que estas depressões ocorrem, preferencialmente, em áreas de relativamente baixa precipitação efetiva. Esta condição predisponente de baixa precipitação significa que a cobertura vegetal é escassa e que a atividade deflacional pode ocorrer. Além disso, uma vez que uma pequena depressão inicial é formada e que a água tenha se evaporado, para se obter um ambiente fisiológico, o crescimento de vegetação é mais retardado, o que incentiva ainda mais a deflação. O papel da deflação, na remoção de material, a partir de uma depressão, pode ser aumentado por animais, que tendem a se concentrar ali, devido à disponibilidade de água. Também é importante que qualquer depressão inicial, uma vez formada e por qualquer meio, não seja destruída pela ação dos sistemas fluviais integrados ou eficazes. Os fatores, que podem causar a falta de integração fluvial, são: encostas de ângulo baixo, dessecação episódica e duna invasão, presença de intrusões de dolerite e de perturbações tectônicas. Além de sua ocorrência em desertos, vários tipos de lagos também são uma característica de algumas áreas de tundra (GOUDIE, 1999; 2004).

Vale destacar, ainda, as feições do tipo *lunette*, que são acumulações eólicas concêntricas, que ocorrem nas margens à sotavento (na direção dos ventos) de PAN (Figura 5). Elas tendem a ocorrer em áreas, nas quais os níveis de precipitação atuais variam entre 100 mm e 700 mm e sua estratigrafia pode indicar mudanças passadas nas condições hidrológicas e climáticas. Algumas bacias podem ter dois ou mais *lunettes* em seus lados, protegidos do vento, e podem ter diferentes características mineralógicas e de

tamanho de grãos. As *lunettes* podem ter dimensões de alguns quilômetros de extensão e, em circunstâncias excepcionais, podem atingir alturas superiores a 60 m (GOUDIE, 2004).



Figura 5: Colina, associada a campo de dunas (*dune fields*) do Quaternário, e deflação, do tipo PAN. No primeiro plano da foto, colina, associada a campo de dunas (*dune fields*) do Quaternário, disposta, de forma alongada, no sentido SE-NO, com cobertura de pastagem artificial (*Brachiaria decumbens*); no segundo plano da foto, lago, associado à deflação do tipo PAN, situado na depressão entre as colinas (intraduna) (Fonte: Trabalho de Campo – novembro/2014; Fotografia: Roberto Verdum).

Os materiais destas feições podem variar, de acordo com sua composição e com os tamanhos das areias e das argilas (no caso de dunas de argila, podem conter de 30% a 70% de sua composição total). Igualmente, algumas *lunettes* são ricas em carbonato de quartzo, enquanto outras o sejam em sua quase totalidade. Conforme o mesmo autor, várias são as hipóteses formuladas, para explicar a composição das *lunettes*. Hills (1939) acreditava que elas foram construídas, quando as depressões continham água, e que elas eram compostas de pó atmosférico, capturado por gotas de pulverização, provenientes do corpo de água. Stephens & Cocker (1946) sugeriram que muitas das *Lunettes* foram construídas de agregados, transportados a partir dos pisos das depressões. Campbell (1968) acreditava que essa hipótese, da ação da deflação, poderia realmente representar muitas características das *lunettes*, ao observar que o seu material era oriundo do leito do lago. No entanto, a mesma autora reconheceu que alguns materiais poderiam ter origem nas praias, gerados pelas ondas, e, por isso, poderiam ser análogos aos das dunas costeiras primárias, do tipo frontais. De acordo com Goudie (2004), esta é uma visão desenvolvida por Bowler (1973), que observou fácies arenosas, associadas às praias, enquanto fácies ricas em argila, que também podem ter um alto teor de grãos evaporíticos, foram formadas durante as fases mais secas, quando a deflação do fundo do lago dessecado era possível.

Portanto, as *lunettes* podem fornecer evidências, para compreender as mudanças hidrológicas no tempo (GOUDIE, 2004).

Os depósitos eólicos também podem estar associados a canais fluviais, soterrados pelas suas areias, barrando/estrangulando a continuidade da drenagem, visivelmente encaixada em áreas úmidas, atualmente. A Figura 6A ilustra o processo de soterramento de canal fluvial por depósito arenoso.

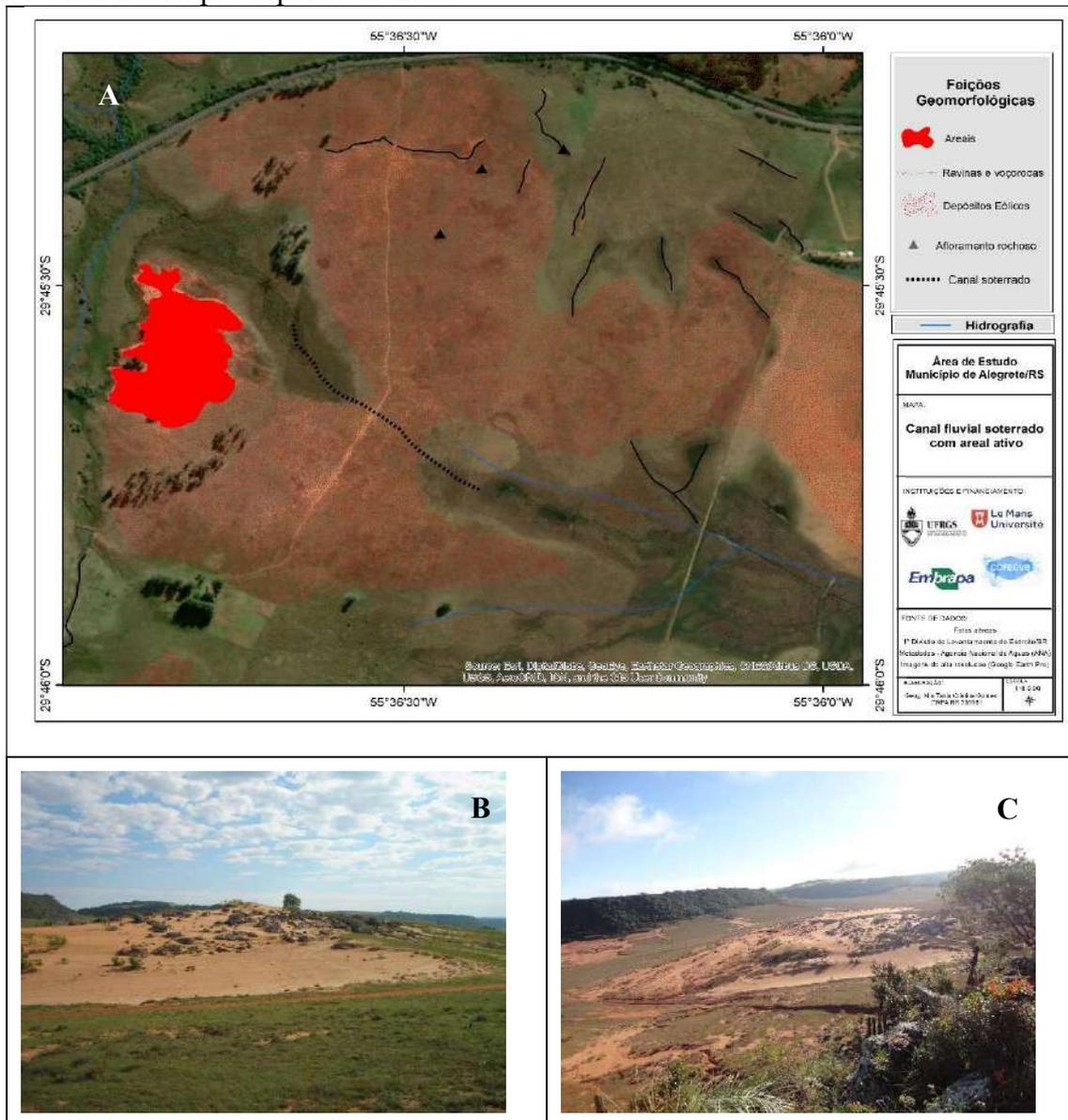


Figura 6: (A) mapa ilustra a área de depósito eólico instável (areal ativo – em vermelho), processos de ravinamentos e de reativação de canais (segmentos em preto), atuando sobre o depósito eólico. Presença, também, de canal, soterrado por depósito arenoso (segmento pontilhado em preto). Pela imagem, é possível observar, ainda, o depósito eólico, barrando/estrangulando a continuidade da drenagem atual, encaixada em área úmida (Fonte: Gomes (2019)); (B) depósito eólico instável, com areal ativo em topo de colina e em blocos de rochas aparentes, em São Francisco de Assis (RS) (Fonte: trabalho de campo 2011; Fotografia: Tania Gomes); (C) depósito eólico instável, com areal ativo em topo de colina e em rampa; processo erosivos dos tipos ravinas e voçorocas, em São Francisco de Assis (RS) (Fonte: trabalho de campo 2013; Fotografia: Tania Gomes)

Pela imagem, é possível observar o depósito eólico, barrando/estrangulando a continuidade da drenagem, atualmente, a qual se encontra encaixada em áreas úmidas. O canal soterrado está representado pelo segmento pontilhado em preto. A mancha na cor vermelha ilustra um depósito eólico instável (areal ativo (figuras 6B e 6C)), os segmentos em preto representam processos erosivos (do tipo voçoroca), atuando sobre os depósitos eólicos, que compõem a paisagem. Os triângulos pretos representam afloramentos da Formação Botucatu, os quais serviram de ancoragem às areias desse depósito eólico.

Após o estudo das feições geomorfológicas, associadas aos depósitos eólicos, foram estabelecidas a condição de compartimentação e a classificação das unidades de relevo. A Figura 7 compõe o mapa das unidades de relevo da área de estudo, as quais são individualizadas em: vales (vales secos e vales drenados); colinas; espaços intermediários ou vertentes, associadas a feições geomorfológicas do tipo afloramentos rochosos; bacias de deflação; depósitos eólicos estáveis e/ou instáveis (*areais*); e processos erosivos dos tipos ravinas e voçorocas.

A área de estudo possui cerca de 144 mil ha, dos quais cerca de 38 ha são de vales drenados, 21 ha são de vales secos, 18 ha são de vertente/espacos intermediários e 65 ha são de topo de colinas (agudo ou plano). Também foram calculadas as áreas e os percentuais, equivalentes a cada feição geomorfológica em cada unidade de relevo. Dessa maneira, tem-se, na unidade **vales drenados**, 0,28% de areais, 0,017% de processos erosivos e 7,47% de depósitos eólicos. Os **vales secos** têm 0,9% de areais, 0,04% de processos erosivos e 22,25% de depósitos eólicos. As **vertentes/espacos intermediários** possuem 0,43% de areais, 0,02% de processos erosivos e 17,82% de depósitos eólicos. E, por fim, na unidade **topo de colinas**, são cerca de 0,44% de areais, de 0,0098% de processos erosivos e de 20% de depósitos eólicos (Quadro 2).

Quadro 2. Demonstrativo de área e de percentual de cada feição geomorfológica, em relação as unidades de relevo

Unidades de relevo (ha)	Depósitos eólicos	Areais	Processos erosivos	
Vales drenados	38.495	2.878	110	
Vales secos	21.729	4.836	197	
Espacos intermediários	18.807	3.353	81	
Topos de colinas	65.422	13.235	289	
Total	144.453	24.302	677	
			269.624 (m ²) – 27 (ha) *calculados, a partir de um <i>buffer</i> de 0,5 m	
Percentual proporcional sobre cada unidade (%)		Areal	Processos erosivos	Depósitos eólicos
	Vales drenados	0,2849	0,0171	7,4754
	Vales secos	0,9070	0,0465	22,2571
	Espacos intermediários	0,4333	0,0206	17,8281
	Topos de colinas	0,4416	0,0098	20,2297

Fonte: Gomes (2019)

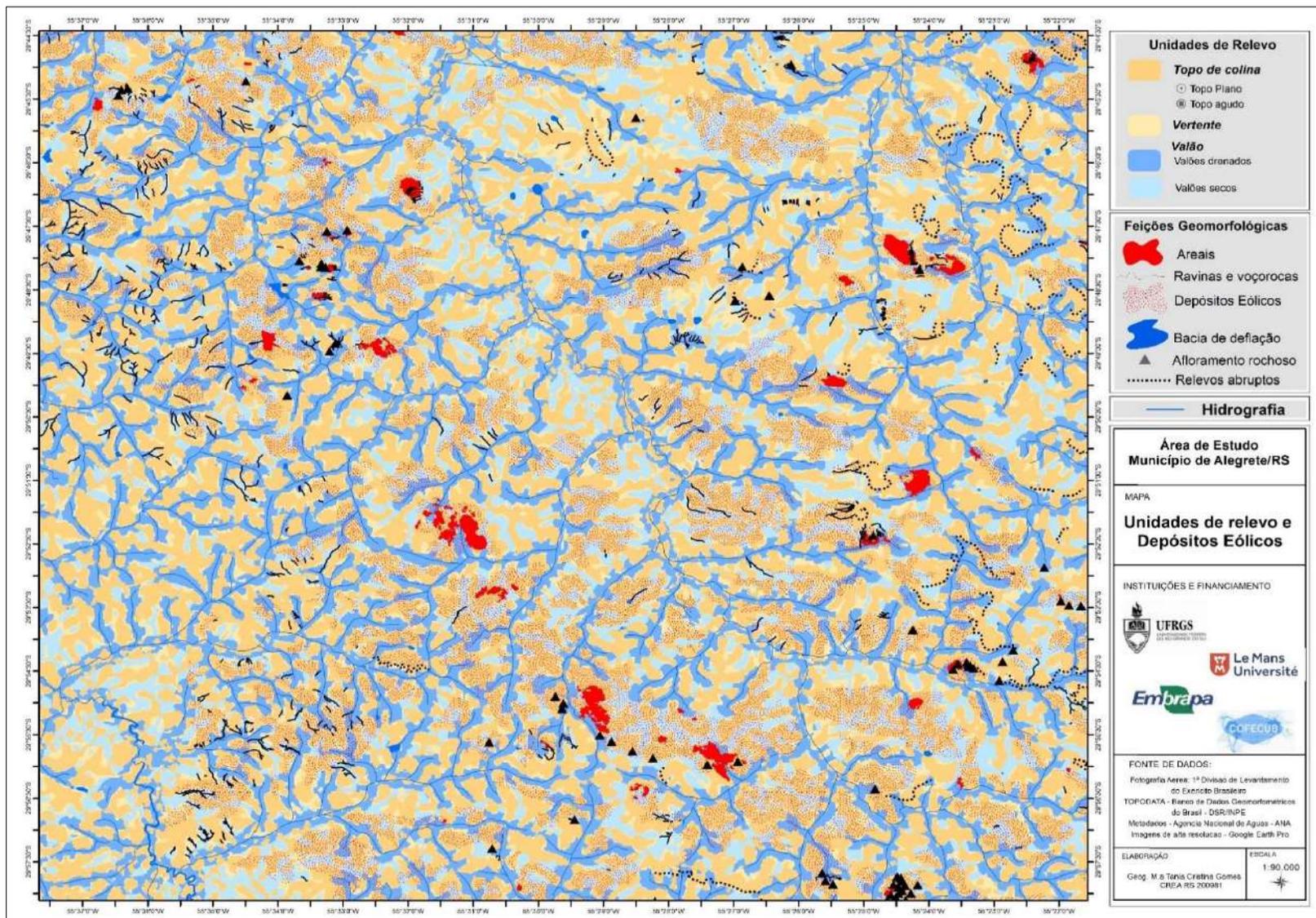


Figura 7: Feições geomorfológicas, associadas às unidades de relevo (Fonte: Gomes (2019)).

Nas unidades colina e vales secos, os depósitos eólicos são mais representativos, com cerca de 20% e de 22%, respectivamente, muito provavelmente, por serem camadas superficiais mais jovens, isto é, por terem sido as últimas a ser depositadas, em fase de ressecamento climático. Os cálculos demonstram que, nos vales secos, a dinâmica atual, típica de clima úmido, ainda está incidindo, visto que é nesta unidade que ocorrem os maiores percentuais de processos erosivos e de areais, possivelmente, pela composição sedimentológica frágil – de material arenoso, friável e inconsolidado –, como pode ser observado na Figura 8, que quantifica a distribuição das feições geomorfológicas sobre as unidades de relevo.

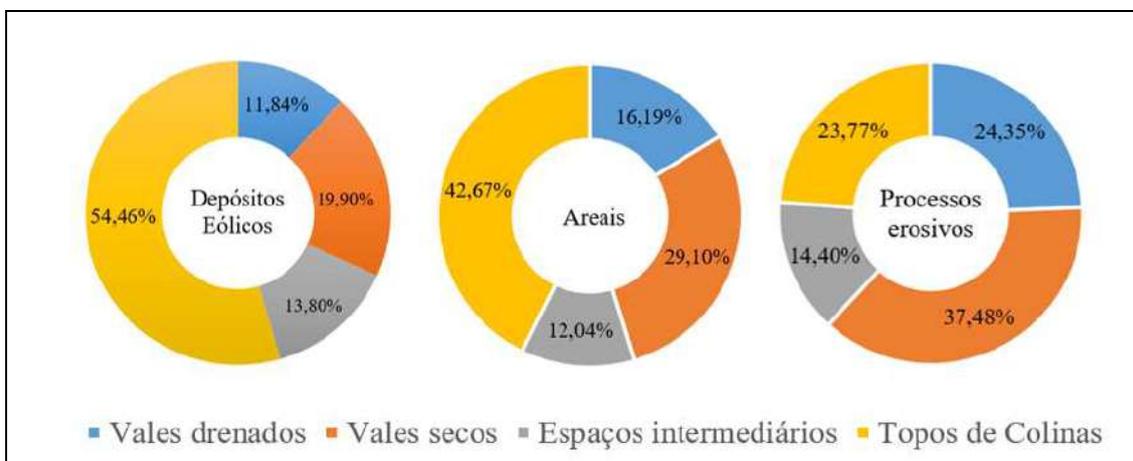


Figura 8: Distribuição das feições geomorfológicas sobre as unidades de relevo. (Fonte: Gomes (2019)).

De 24.302 ha de depósitos eólicos, cerca de 11% está sobre os vales drenados, 19% sobre os vales secos, 13% se encontra sobre espaços intermediários e 54% recai sobre topos de colinas. Dos 677 ha de areais, cerca de 16% está sobre os vales drenados, 29% está sobre os vales secos, 12% está sobre os espaços intermediários e 42% está sobre os topos de colinas. Quanto aos processos erosivos, cerca de 24% deles ocorre sobre os vales drenados, por compor o compartimento dos canais fluviais, cerca de 37% está instalado sobre os vales secos, 14% está sobre os espaços intermediários e 23% ocorre sobre os topos de colinas.

A distribuição das feições geomorfológicas, associada às unidades de relevo, mostra que os depósitos eólicos ocorrem, substancialmente, sobre os topos de colinas, seguido de vales secos, refletindo sobre o percentual de ocorrência de processos erosivos, os quais também ocorrem, em maior número, sobre esses compartimentos, com cerca de 37% identificados em topos de colinas e de 23% sobre os vales secos.

4 CONCLUSÕES

Este capítulo compõe um registro da formação, em uma espécie de catalogação, dos sistemas eólicos e das feições eólicas interiores do Brasil, as quais possuem um significado paleogeomorfológico importante na composição dos biomas e das paisagens brasileiras. São feições *proxy*, logo são indicadoras de mudanças climáticas do Quaternário, caracterizando períodos de expansão de condições desérticas e de paleoaridez, sobretudo, no Holoceno. Portanto, do ponto de vista da evolução geomorfológica, estão associados a morfologias e a processos típicos de ambientes semiáridos e áridos, de um passado recente da história geológica.

Os areais têm origem em processos muitos semelhantes. Associados às formações superficiais, são acumulações arenosas com morfologia de dunas, compondo campos de dunas, com tipologias, essencialmente, longitudinais e de barcanas. Compreendem terrenos, formados, predominantemente, por solos Neossolos Quartzarênicos Órticos, susceptíveis a processos erosivos, de morfogênese acelerada, formando areais. Estes estão associados aos aspectos litológicos, pedológicos, à cobertura herbácea pouco protetora, a escoamentos superficial e subsuperficial, em episódios de chuvas torrenciais, e à ação eólica, ao mesmo tempo.

Portanto, os campos de dunas inativas e os areais ativos do Pampa brasileiro, em especial, compreendem feições eólicas excepcionais, possuindo relevante valor geomorfológico e compondo um importante geossítio, por constituírem feições relictos e características de um clima mais seco do que o atual, devendo ser preservados, inclusive, por seu potencial, enquanto registros paleoclimático, paleobotânico e paleozoológico.

Agradecimentos

Este capítulo é parte da pesquisa de doutorado da autora, sendo que ambos agradecem ao Programa CAPES/Embrapa, pela concessão da bolsa de doutorado (processo 88882.157107/2017-01), e ao Programa CAPES/COFECUB, pela concessão da bolsa de doutorado Sanduíche/Cotutela (processo 88887.137176/2017-00). Também agradecemos aos coorientadores, François Laurent e Jeannine Corbonnois – *Laboratoire Espace et Société* (ESO), *Le Mans Université*, França.

Referências Bibliográficas

- ASSINE, Mario Luis; SOARES, Paulo César. Quaternary of the Pantanal, west-central Brazil. **Quaternary International**, v. 114, p. 23-34, 2004.
- CABRAL, Cláudio José; LIRA, Daniel de; SILVA, Osvaldo da; CORRÊA, Antonio Carlos de Barros. Feições arenosas de Pernambuco: campos de dunas do submédio São Francisco. *In*: SUERTEGARAY, Dirce Maria Antunes; SILVA, Ivamauro Ailton de Sousa (org.). **Brasil feições arenosas**. Porto Alegre: Compasso Lugar-Cultura, 2020. p. 105-117.
- CARNEIRO-FILHO, Arnaldo; TATUMI, Sonia Hatsue; YEE, Márcio. Dunas fósseis na Amazônia. **Ciência Hoje**, São Paulo, v. 32, n. 191, p. 24-29, 2003.

CARVALHO, Thiago Morato. Síntese dos aspectos hidrogeomorfológicos do estado de Roraima, Brasil. *In*: GORAYEB, P.; LIMA, A. (org.). **Contribuições à Geologia da Amazônia**. 1. ed. Belém: SGB Núcleo Norte, 2015. v. 9, p. 435-450.

DANTAS, Marcelo Eduardo; VIERO, Ana Cláudia; SILVA, Diogo Rodrigues Andrade da. Origem das Paisagens. *In*: VIERO, Ana Cláudia; SILVA, Diogo Rodrigues Andrade da (org.). **Geodiversidade do estado do Rio Grande do Sul**. Porto Alegre: CPRM, 2010.

FERREIRA, Ana Rosa; SILVA, Ivamauro Ailton de Sousa. Feições arenosas de Mato Grosso: areais em travessia: feições de Reserva do Cabaçal e de Salto do Céu. *In*: SUERTEGARAY, Dirce Maria Antunes; SILVA, Ivamauro Ailton de Sousa (org.). **Brasil feições arenosas**. Porto Alegre: Compasso Lugar-Cultura, 2020. p. 139-146.

GERÇÃO, Lucimar. Feições arenosas de do Tocantins: dinâmicas da natureza no Parque Estadual do Jalapão. *In*: SUERTEGARAY, Dirce Maria Antunes; SILVA, Ivamauro Ailton de Sousa (org.). **Brasil feições arenosas**. Porto Alegre: Compasso Lugar-Cultura, 2020. p. 75-89.

GIANNINI, Paulo César Fonseca; ASSINE, M. L.; BARBOSA, L.; BARRETO, A. M. F.; CLAUDINO-SALES, V.; MAIA, L. P.; MARTINHO, C. T.; PEULVAST, J.; SAWAKUCHI, A. O.; TOMAZELLI, L. J. Dunas e paleodunas eólicas costeiras e interiores. *In*: SOUZA, Celia Regina de Gouveia; SUGUIO, Kinitiro; OLIVEIRA, Antonio Manoel dos Santos; OLIVEIRA, Paulo Eduardo de. (org.). **Quaternário do Brasil**. São Paulo: Holos, 2005. p. 235-257.

GOMES, Tania Cristina. **Feições eólicas quaternárias e vulnerabilidades agrícolas em áreas de Arenização no Pampa Brasileiro**. 2019. 294f. Tese (Doutorado em Geografia) – Programa de Pós-Graduação em Geografia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 2019.

GOUDIE, Andrew S. **Encyclopedia of geomorphology**. Londres: Routledge, 2004. 1156 p. (Vol. 1)

GUASSELLI, Laurindo Antonio. O mapeamento de areias a partir de sensoriamento remoto. *In*: SUERTEGARAY, D. M. A.; SILVA, L. A. P. da; GUASSELLI, L. A. (org.). **Arenização: natureza socializada**. Porto Alegre: Compasso Lugar-Cultura; Imprensa Livre, 2012. p. 97-123.

KLAMMER, G. Die Palaeowüste des Pantannal von Mato Grosso und die pleistzäne Klima-geschichte der brasilianischen Randtropen. **Zeitschrift für Geomorphologie**, v. 26, p. 393-416, 1982.

LATRUBESSE, Edgardo M.; NELSON, Walker B. Evidence for Late Quaternary Aeolian activity in the Roraima-Guyana Region. **Catena**, v. 43, p. 63-80, 2001.

MENESES, Maria Ecilene Nunes da Silva; COSTA, Marcondes Lima da; COSTA, José Augusto Vieira. Os lagos do lavrado de Boa Vista - Roraima: fisiografia, físico-química das águas, mineralogia e química dos sedimentos. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 37, n. 3, p. 478-489, 2007.

NOGUEIRA, Adivane Morais. **Caracterização do Processo de Arenização na Bacia Hidrográfica do Córrego Guanabara, Reserva do Cabaçal - BAP/MT**. 2017. Dissertação (Mestrado em Geografia) – Programa de Pós-Graduação em Geografia, Universidade Federal do Mato Grosso (UFMT), Cuiabá, 2017.

- NUNES, Hikaro. Feições arenosas do Maranhão: feições arenosas do Portal da Chapada. *In: SUERTEGARAY, Dirce Maria Antunes; SILVA, Ivamauro Ailton de Sousa (org.). **Brasil feições arenosas**. Porto Alegre: Compasso Lugar-Cultura, 2020. p. 41-49.*
- PACHECO, Clecia. Feições arenosas da Bahia: paleodunas do Sertão da Bahia. *In: SUERTEGARAY, Dirce Maria Antunes; SILVA, Ivamauro Ailton de Sousa (org.). **Brasil feições arenosas**. Porto Alegre: Compasso Lugar-Cultura, 2020. p. 93-102.*
- SERVIÇO GEOLÓGICO DO BRASIL (CPRM). **Mapa Geodiversidade do Brasil**. Escala 1:2.500.000. Legenda expandida. Brasília: CPRM, 2006. 68 p. CD-ROM.
- SÍGOLO, Joel Barbujianni. Processos eólicos e produtos sedimentares. *In: TEIXEIRA, Wilson; FAIRCHILD, Thomas Rich; TOLEDO, Maria Cristina Motta de; TAIOLI, Fabio (org.). **Decifrando a Terra**. 2. ed. São Paulo: Companhia Editora Nacional, 2009. p. 334-347.*
- SILVA, Ivamauro Ailton de Sousa. Feições arenosas do Piauí: malhadas e grotas: feições abstratas. *In: SUERTEGARAY, Dirce Maria Antunes; SILVA, Ivamauro Ailton de Sousa (org.). **Brasil feições arenosas**. Porto Alegre: Compasso Lugar-Cultura, 2020. p. 53-70.*
- SOUSA, Marluce; SCOPEL, Iraci; PEIXINHO, Dimas. Feições arenosas de Goiás. *In: SUERTEGARAY, Dirce Maria Antunes; SILVA, Ivamauro Ailton de Sousa (org.). **Brasil feições arenosas**. Porto Alegre: Compasso Lugar-Cultura, 2020. p. 105-117.*
- SUERTEGARAY, Dirce Maria Antunes; SILVA, Ivamauro Ailton de Sousa (org.). **Brasil feições arenosas**. Porto Alegre: Compasso Lugar-Cultura, 2020. 158 p.
- SUERTEGARAY, Dirce Maria Antunes; VERDUM, Roberto. Desertification in the Tropics. **Encyclopedia of Life Support Systems**. Paris: UNESCO Publishing, 2008. p. 1-17.
- SUERTEGARAY, Dirce Maria Antunes; VERDUM, Roberto; GUASSELLI, Laurindo Antonio (org.). **Atlas da Arenização, Sudoeste do Rio Grande do Sul**. Porto Alegre: Secretaria da Coordenação e Planejamento e Secretaria de Ciência e Tecnologia, Governo do Estado do Rio Grande do Sul, 2001. 85 p.
- TAKARA, Rodrigo; CABRAL, Ivaniza de Lourdes. Feições arenosas de Mato Grosso: feições arenosas do Planalto dos Guimarães e Depressão de Rondonópolis. *In: SUERTEGARAY, Dirce Maria Antunes; SILVA, Ivamauro Ailton de Sousa (org.). **Brasil feições arenosas**. Porto Alegre: Compasso Lugar-Cultura, 2020. p. 139-146.*
- THOMAS, David S. G.; SHAW, Paul. A. “Relict” desert systems: interpretations and problems. **Journal of Arid Environments**, v. 20, p. 1-14, 1990.
- TRICART, J. **Traité de Geomorphologie**. Paris: SEDES, 1965. (Vol. 5: Le Modele des Régions Chaudes – Forêts et Savanes)
- TRICART, J. Actions éoliennes dans la Pampa deprimada. **Revue Geomorphologie Dynamique**, v. 19, p. 178-189, 1969.
- TRICART, J. Existence de périodes seches au quaternaire en Amazonie et dans les régions voisines. **Revue Geomorphologie Dynamique**, v. 23, p. 145-158, 1974.
- TRIPALDI, Alfonsina; ZÁRATE, Marcelo A. A review of Late Quaternary inland dune systems of South America east of the Andes. **Quaternary International**, v. 410, p. 96-110, 2014.

VIERO, Ana Cláudia; SILVA, Diogo Rodrigues Andrade da. **Geodiversidade do estado do Rio Grande do Sul**. Porto Alegre: CPRM, 2010. 212 p. (Programa Geologia do Brasil - Levantamento da Geodiversidade)

18. EROSÃO POR VOÇOROCAS: ESTADO DA ARTE

Juliana Sousa Pereira¹ & Silvio Carlos Rodrigues²

¹Doutoranda em Geografia (Universidade Federal de Uberlândia) julianasousa.geo@hotmail.com

²Professor Titular junto ao Instituto de Geografia (Universidade Federal de Uberlândia).
silgel@ufu.br

Resumo: A erosão do solo pode ser de origem natural e influenciada pelas atividades antrópicas, definida pela atuação do fluxo hídrico na vertente e diferenciada em laminar e linear. Por serem formas que exibem grande complexidade devido ao estabelecimento dos processos atuantes é difícil a definição de parâmetros rígidos de diferenciação entre as feições lineares. Considerando essa problemática, o trabalho objetivou o levantamento teórico-conceitual sobre voçorocas. A distinção entre ravina e voçoroca é fundamentada em grande parte no caráter dimensional, tanto na literatura nacional quanto na internacional, e, portanto, é apontado que, mesmo apresentando características morfológicas muitas vezes correspondentes, a gênese pode ser diferente, sendo preciso ponderar nesse sentido, o afloramento do lençol freático e também a dinâmica de infiltração. As ravinas são causadas apenas pela ação do escoamento superficial concentrado, enquanto no processo de voçorocamento pode existir uma interconexão entre processos associados ao escoamento superficial e subsuperficial. Contudo, a grande questão envolvida, a princípio transcende os elementos morfológicos classificatórios para uma questão de magnitude do impacto ambiental, precisamente definida e interferente nas diferentes capacidades de uso da terra.

Palavras-chave: Erosão dos solos, Voçorocas; Degradação dos solos; Vertente.

Abstract: Soil erosion can be of natural origin and influenced by anthropic activities, defined by the performance of the water flow in the slope and differentiated in sheetflow and lineflow. They are forms that exhibit great complexity due to the establishment of active processes, it is difficult to define rigid parameters for differentiation between line flow features. Considering this problem, the work aimed at the theoretical-conceptual survey on gullies. The distinction between rill and gully is largely based on the dimensional character, both in national and international literature, and therefore it is pointed out that, even with morphological characteristics often corresponding, the genesis can be different, and it is necessary to consider in this sense, the outbreak of the water table and also the infiltration dynamics. The rills are caused only by the action of the concentrated runoff, while in the in erosion process by gullies there may be an interconnection between processes associated with the runoff and subsurface. However, the big issue involved, at first, transcends the morphological classificatory elements to an issue of

magnitude of environmental impact, precisely defined and interfering in the different land use capacities.

Key-words: Soil erosion, Gullies; Soil degradation; Slopes.

Tema: Geomorfologia das Vertentes

1. INTRODUÇÃO

Oriunda do vocábulo latino *erosio*, que tem como significado “roer distante”, a erosão provoca a remoção da camada superior dos solos por variados fatores condicionantes, como as gotas de chuva, vento e à ação gravitacional, acarretando efeitos adversos na agricultura, especialmente pelo esgotamento do potencial produtivo do solo, minimizando assim, esse recurso base (LAL, 1990). Selby (2005 p. 219) define como erosão o “desprendimento e remoção de solo e rocha pela ação da água corrente, vento, ondas, degelo e movimento de massa”.

Considerando os solos como sistemas abertos, devido a dinâmica de fluxo de ganho e perda de energia é perceptível que as ações humanas desenvolvidas sobre as vertentes têm ocasionado impactos ambientais *on site* e *off site*, evidenciando a magnitude dos danos, como a diminuição da fertilidade natural, bem como a redução de água no solo decorrente da formação de ravinas e voçorocas (GUERRA, 2015; MORGAN, 2005).

A erosão dos solos é um processo natural de modificação das vertentes, no entanto pode ser acelerada pelas atividades antrópicas. Especialmente em áreas tropicais, os processos erosivos são desencadeados com maior intensidade, no qual a força de cisalhamento gerada pela energia cinética é mais intensa com as chuvas torrenciais específicas desse tipo climático.

Segundo Salomão (2015) a forma como acontece o escoamento superficial sobre a vertente é que diferenciará o tipo de erosão processada, podendo ser de dois tipos: laminar e linear, o primeiro causado pelo escoamento difuso das águas pluviais, responsável pela remoção das camadas superficiais do solo. O segundo tipo de erosão, acontece quando o fluxo hídrico se torna concentrado e resulta em pequenas incisões na superfície do terreno podendo formar as ravinas.

No Brasil, os problemas suscitados pela erosão dos solos em áreas rurais estão intrinsecamente relacionados ao crescimento das atividades agrícolas e à pecuária extensiva, aliados a solos com significativa fragilidade e submetidos a condições climáticas em que os totais pluviométricos são elevados e muitas vezes concentrados sazonalmente.

Juntamente com essas questões destacadas, o manejo incorreto e as práticas conservacionistas pouco eficientes corroboram para um cenário de degradação dos solos por erosão hídrica. Talvez o pouco incentivo à conservação dos solos pelos órgãos governamentais se configura na inoperante aplicabilidade dos estudos voltados para essa questão, impedindo muitas vezes, a materialização das técnicas desenvolvidas.

Em áreas urbanas o aumento da população e o crescimento espontâneo das cidades exercem grande pressão sobre o meio físico efetuando inclusive, mudanças significativas na dinâmica do escoamento pluvial, uma vez que, interfere na permeabilidade dos solos. A ausência de um planejamento urbano adequado, a não consideração do uso da terra na ocupação das vertentes condicionam grande risco a população, colocando-a em situação de vulnerabilidade ambiental.

A erosão dos solos e o seu controle abrange vários aspectos concomitantemente, e tem sido abordada pelos diversos campos científicos, desde as ciências da terra até as ciências econômicas e sociais. Testificando que a degradação do solo pelos processos de voçorocamento é um problema relevante, e por isso é bastante debatido na atualidade, nos diferentes universos científicos.

Nessa conjuntura, por mais que existam estudos voltados para o entendimento dos processos erosivos e que os resultados alcançados, bem como as técnicas e metodologias aplicadas sejam diferentes em virtude das condições geográficas, de acordo com Lal (1990) os processos e os princípios intrínsecos às medidas de controle da erosão não modificam.

No cenário internacional a última década tem sido protagonizada pelos trabalhos convergidos para a análise de áreas susceptíveis a erosão por voçorocas, com base em modelos estatísticos, e ênfase na calibração, validação e desempenho dos diferentes algoritmos desenvolvidos para essa finalidade, como os artigos publicados por: Arabameri et al., (2020); Azareh (2019); Garosi (2018); Pourghasemi et al., (2017); Rahmati et al., (2014); Zabihi et al., (2018); fruto das pesquisas em várias bacias hidrográficas no Irã. Segundo Arabameri et al., (2020), a grandeza dos impactos causados por esse fenômeno conduziu a comunidade geomorfológica iraniana aos esforços nos estudos orientados para essa temática, em praticamente todo território.

As técnicas de Sensoriamento Remoto e Geoprocessamento estão cada vez mais aplicadas na investigação da erosão de voçorocas, e nessa circunstância, fundamentados na comparação de modelos digitais, na quantificação de perdas volumétricas de solos, na deposição de sedimentos, técnicas de reabilitação de áreas degradada, zoneamento de susceptibilidade erosiva e gestão de risco, faz-se notável as pesquisas de Castillo et al., (2012) em Córdoba, Espanha; Dube et al., (2014) no Distrito de Mbire, Zimbábue; Evans e Lindsay (2010) no planalto de Bleaklow, Inglaterra; Gayen et al., (2019), na bacia do Rio Pathro, Índia; Kuhnert et al., (2010) na bacia do Burdekin, na Austrália; Perroy et al., (2010), na Ilha de Santa Cruz, Califórnia; e Yitbarek; Belliethathan; Stringer (2012) na Etiópia.

Nesse cenário, muitos pesquisadores têm desenvolvido estudos com o intuito de compreender o desencadeamento da erosão e os impactos ocasionados tanto na esfera ambiental quanto na esfera econômico-social. A exemplo dos trabalhos publicados em língua portuguesa por Albuquerque (2015); Alencar (2018), Biffi (2019), Cabral (2018), Cassaro (2018), Cavalcanti (2019), Confessor; Machado e Rodrigues (2016), Frota Filho; Abreu; Vieira (2020), Goulart et al., (2016), Siqueira Junior (2018), Lima (2016); Lima

(2019), Lisboa et al., (2016), Lisboa (2018), Marquez (2018), Marchioro, et al., (2016), Matiazo (2018), Melo, (2017), Pinto (2018), Sampaio (2019), Souza (2017), Ribeiro (2015), Utsumi (2019), Teixeira (2018), Vieira (2008), dentre vários outros que trouxeram em seu bojo as temáticas: revegetação de áreas degradadas por voçorocas, o uso de imagens de satélites direcionadas para a identificação das feições, à aplicação de modelos voltados para a quantificação de sedimentos, dentre outros temas relevantes.

Como elucidado, a busca pelo maior entendimento do estabelecimento da erosão linear está presente na discussão científica e de inúmeros estudos realizados no país. Contudo, existe uma relativa divergência no meio acadêmico em relação à conceituação de voçorocas, considerada a feição mais agressiva da erosão dos solos. Os pesquisadores Camapum de Carvalho et al. (2006), Fendrich (1997), Guerra (2008), Morgan (2005), Oliveira (2015), Poesen et al., (2003), Poesen, Vandaele e Van Wesemael (1996), Selby (2005) e Vrieling et al., (2007) consideram os aspectos dimensionais das formas para a classificação das voçorocas. Enquanto estudiosos como Augustin e Aranha (2006), Baccaro (2015), Coelho Netto (2008) e Salomão (2015) reiteram que somente características relacionadas ao tamanho e profundidade não são satisfatórias para a definição de tal feição, considerando também, os processos distintos de formação, devido a ação do escoamento superficial, infiltração e escoamento subsuperficial na gênese da erosão por voçorocamento.

A discussão acerca dos processos de voçorocamento praticamente esbarram em algumas questões pontuais, voltadas para os processos morfológicos e para os aspectos morfológicos envolvidos na esculturação da forma. Diante o exposto, é sabido da existência de diferentes entendimentos no que diz respeito a formação das voçorocas. O trabalho em questão tem o intuito de contribuir para a discussão relacionada à gênese desta feição, nomeadamente complexa pela interação dos fatores naturais e/ou antrópicos.

Considerando o enfoque teórico da temática supracitada, os procedimentos metodológicos constituíram no levantamento bibliográfico e análise interpretativa dos conceitos. A partir dessa etapa foi elaborado um texto expositivo com o intuito de agrupar as principais concepções sobre a erosão dos solos pelo processo de voçorocamento.

2. EROSÃO DOS SOLOS

A erosão dos solos é definida como um processo decorrente do rompimento do equilíbrio existente entre vegetação, solo e clima, oriundo de elementos naturais ou antrópicos (LAL, 1990), ocorre continuamente sobre a superfície terrestre e pode suceder em três fases relacionadas à remoção, ao transporte e a deposição do material removido, submetida ao equilíbrio entre as forças de desagregação e resistência do material em ser erodido (FENDRICH, 1997; GUERRA, 2008; MORGAN, 2005).

Classificada quanto a forma de desgaste provocava no solo, diferenciando-se em erosão superficial, causada pela água em solo exposto ou parcialmente exposto e erosão subterrânea. Essa última está relacionada ao gradiente de permeabilidade dos solos, no qual o fluxo hídrico infiltrado no perfil não consegue transpor as camadas impermeáveis

e passa a aflorar nas vertentes ocasionando as rupturas interna com o desmonte de maciços saturados e a aberturas de sulcos (FENDRICH, 1997).

A erosão pode ser classificada de acordo com o agente responsável pelo processo, tipo ou origem e pela natureza da erosão. Denominada de geológica (submetida às condições naturais ou não perturbada) e/ou erosão acelerada (decorrente do aumento das taxas de erosão sobre a erosão geológica ou normal), oriundas do rompimento do equilíbrio do ambiente pelas atividades antrópicas (CAMAPUM DE CARVALHO et al., 2006; FENDRICH, 1997; ROCHA, 2012).

Lal (1990) define erosão geológica como um processo natural, inevitável, moroso e construtivo, causado pelos processos geológicos ao longo do tempo. Nessa perspectiva, os impactos sobre o ambiente não são necessariamente negativos. Agora, quando as taxas de erosão são elevadas devido à atividade humana, pode haver o esgotamento da capacidade produtiva, especialmente pelo rompimento do equilíbrio anteriormente existente entre o solo, a vegetação e o clima, em que as as taxas de erosão são maiores que as taxas de pedogênese.

2.1. Fatores controladores da erosão

São ponderados por Bertoni e Lombardi Neto (2012), Camapum de Carvalho et al. (2006); Fendrich (1997), Guerra (2008), Lal (1990), Lepsch (2010), Morgan (2005), Salomão (2015), Rodrigues (2014), Wischmeier e Smith (1978), como fatores controladores da erosão: a erosividade da chuva, propriedades do solo, cobertura vegetal, características das vertentes e o manejo dos solos. Também definido por Lal (1990) como fatores que determinam a magnitude da perturbação ocorrida no solo.

Selby (2005) reitera os aspectos climáticos e geológicos como os condicionantes de maior relevância no estabelecimento dos processos erosivos, juntamente com os tipos pedológicos e a vegetação.

A complexidade da erosão dos solos é fruto da interdependência e inter-relação entre os fatores atuantes: a exemplo dos fatores climáticos, que interferem diretamente na erodibilidade dos solos, que submetidos a condições diferentes de temperaturas e umidade apresentam graus distintos de susceptibilidade a erosão. Ao mesmo tempo a topografia interfere na erosividade por meio da sua influência na pluviosidade e velocidade do escoamento superficial (LAL, 1990).

2.1.1. Erosividade

Os fatores climáticos que interferem na erosão dos solos são: a precipitação, a velocidade do vento, o balanço hídrico, as temperaturas médias anuais e sazonais. A erosividade é a capacidade da chuva em causar erosão pela desagregação e transporte das partículas do solo, ocasionada pelo impacto direto das gotas de chuva e pelo escoamento superficial da água juntamente com as partículas desagregadas (GUERRA, 2008; LAL, 1990; SELBY, 2005; WISCHMEIER; SMITH, 1978).

A intensidade da chuva influencia a taxa de infiltração, responsável pelo estabelecimento do escoamento superficial quando a capacidade de infiltração é excedida

(HORTON, 1945). Salientando que a precipitação pluvial juntamente com o *runoff* são componentes importantes do fator erosividade (LAL, 1990).

2.1.2 Erodibilidade

A erodibilidade diz respeito a susceptibilidade do solo aos processos erosivos. É uma propriedade intrínseca dos solos, e influenciada pela textura, estrutura, permeabilidade, matéria orgânica, PH do solos, minerais de argila e óxidos de ferro e alumínio (GUERRA, 2008; LAL, 1990).

De acordo com Selby (2005) a erodibilidade é a vulnerabilidade de um solo à erosão devido as condições de chuva e pode ser dividido mediante as características dos solos (composição química e física) e manejo (tratamento do solo, manejo, etc...). É a resistência do solo frente ao desprendimento e transporte das partículas (LAL, 1990; MORGAN, 2005; WISCHMEIER; SMITH, 1978), e ocorre mediante a ação de duas forças opostas, a força motriz do agente de erosão e a força de resistência do solo.

Devido as diferenças específicas das propriedades pedológicas, os mesmos apresentam diferentes graus de suscetibilidade frente ao estabelecimento dos processos erosivos, confirmando que a susceptibilidade do solo a erosão é uma resposta integrada entre a suas propriedades e a dinâmica climática (LAL, 1990). Assim, os diversos tipos pedológicos respondem de maneiras distintas as diferentes tensões de cisalhamento exercida sobre eles, evidenciando que a resposta do solo frente a erosão depende de sua estrutura química e mecânica (LAL, 1990; LEPSCH, 2010).

2.1.3 Características da vertente

A topografia interfere no potencial erosivo de uma determinada área por meio da inclinação, comprimento e forma da vertente, interferindo assim, nas características dos fluxos e na capacidade de transporte do material desagregado (LANE; SHIRLEY; SINGH, 1988; LAL, 1990). Nas vertentes os processos dominantes na erosão são respectivamente: a ação das gotas de chuvas, o fluxo hídrico superficial, subsuperficial e perda de massa (SELBY, 2005).

A declividade e o comprimento são variáveis morfológicas importantes para estudos da erosão dos solos. Visto que, a perda de solos tende a crescer com o aumento da declividade e do comprimento das vertentes, influenciando o volume e também a velocidade do escoamento da água na superfície (BERTONI; LOMBARDI NETO, 2012; MORGAN, 2005; WISCHMEIER; SMITH, 1978).

Morgan (2005) assegura que a forma da vertente representa importante papel na erodibilidade dos solos. No entanto, é um parâmetro que deve ser investigado juntamente com os demais fatores influentes, a exemplo da declividade e das propriedades dos solos (GUERRA, 2008).

2.1.4 Cobertura vegetal

A cobertura vegetal é essencialmente dependente dos fatores climáticos como as chuvas e temperaturas, bem como do solo, derivado da rocha intemperizada, responsável pela configuração topográfica (SELBY, 2005). Os fatores controladores são elucidados didaticamente de forma individual, não obstante, no processo erosivo eles tem ação

conjunta, exercendo maior ou menor influência na perturbação do equilíbrio do solo (LAL, 1990).

A cobertura vegetal é capaz de conferir maior rugosidade aos solos, atuando como agente dissipador da energia proveniente das gotas de chuva, melhorando as taxas de infiltração e reduzindo conseqüentemente a velocidade do *runoff*, protegendo o solo contra erosão hídrica de diversas maneiras (GUERRA, 2008; MORGAN, 2005; SELBY, 2005)

As raízes das plantas e os restos de vegetais incorporados aos sedimentos são responsáveis pela diminuição do transporte do material desagregado pelo efeito do *splash*, respingo e o dossel formado intercepta as partículas limitando o transporte pelo fluxo superficial, (FENDRICH, 1997; LAL, 1990; LANE; SHIRLEY; SINGH, 1988; SELBY, 2005).

A vegetação utiliza o solo como suporte para o seu desenvolvimento, absorção de nutrientes, ao mesmo tempo que fornece matéria orgânica e proteção contra impactos das gotas de chuva por meio da diminuição das tensões de cisalhamento (GUERRA, 2008; LANE; SHIRLEY; SINGH, 1988; SELBY, 2005).

2.1.5 Manejo dos solos

De acordo com Guerra (2008) as práticas conservacionistas são fundamentais para a diminuição do escoamento superficial. O cultivo em curva de nível, o terraceamento, a captação hídrica juntamente com as estruturas de estabilização e geotêxteis são exemplos de métodos mecânicos e práticas agrônômicas voltadas para a conservação dos solos.

Lal (1990) afirma que as ações antrópicas são consideráveis no desencadeamento da erosão, especialmente pelo uso excessivo dos recursos naturais. O manejo incorreto, como desmatamento, superpastoreio e sistemas agrícolas realizados de maneira intensa podem prejudicar a fertilidade natural dos solos.

Nesse contexto, as ações que permitem a diminuição da energia cinética da chuva, o aumento da infiltração e o armazenamento de água no solo são fundamentais no controle dos processos erosivos e, por conseguinte na minimização da degradação dos solos (PRUSKI, 2009).

Como supracitado, a susceptibilidade dos solos frente aos processos erosivos é complexa e influenciada por vários fatores coexistentes e que se estabelecem ao longo do tempo e espaço, podendo ser modificados mediante aos sistemas de manejos implementados (LAL,1990).

O manejo juntamente com as práticas conservacionistas, denominados também de sistemas de gestão, influenciam em algumas propriedades pedológicas, como a estabilidade dos agregados e o teor de matéria orgânica. Todos os fatores mencionados impactam em maior ou menor grau o escoamento superficial e a infiltração no solo.

3. PROCESSOS HIDROLÓGICOS NA VERTENTE

O escoamento superficial em encostas é frequentemente acompanhado de erosão dos solos (LAL, 1990). E os processos que controlam a desagregação, transporte e

deposição dos sedimentos, são complexos e interativos (LANE; SHIRLEY; SINGH, 1988) e dependente da ação conjunta dos diversos fatores controladores.

Os processos hidrológicos na vertente se tornam atuantes através dos mecanismos de infiltração da água no solo, armazenamento e escoamento em superfície e subsuperfície (GUERRA 2008; SELBY, 2005). É baseado no conhecimento dos processos atuantes na dinâmica hidrogeomorfológica, como o *splash*, o *runoff* e o *piping* que se torna possível o entendimento da ação da água nas suas diversas formas erosivas.

3.1 Splash

Erosão por embate, *splash*, denominada de erosão por salpicamento, respingo, também entre os sulcos e *interril*, de acordo com Foster e Meyer (1972) apud Lal (1990), é oriunda da energia do impacto das gotas de chuvas no solo, desintegrando os agregados, interferindo na porosidade e conseqüentemente no aumento do escoamento superficial devido à formação de crostas (FENDRICH, 1997; GUERRA, 2015; LAL, 1990; MORGAN, 2005).

É a fase inicial da erosão, e a sua intensidade depende da energia cinética das gotas de chuvas e também da erodibilidade dos solos. Ocorre com maior vigor entre o início da precipitação e a formação do *runoff* (FENDRICH, 1997; GUERRA, 2015; LAL, 1990; MORGAN, 2005). Deste modo, associados ao tipo pedológico e a impermeabilização da superfície, as chuvas erosivas aceleram o processo de erosão (POESEN, et al., 2003; RODRIGUES, 2014). A incidência das gotas de chuva é o principal agente do processo erosivo, por causar o desprendimento e deslocamento das partículas de solo. Tais mecanismos são complexos devido a modificação no nível de energia do sistema hídrico do solo (LAL, 1990).

3.2 Runoff

O *runoff* é iniciado a partir do momento que a capacidade da chuva excede a capacidade de infiltração do solo (HORTON, 1945). O escoamento superficial acontece de maneira difusa, mas pode se tornar concentrado à medida que tem continuidade espacial e temporal. Nos estágios evolutivos do processo erosivo a interação do *splash* com o *runoff* é capaz de acelerar ainda mais o destacamento do solo (*detachment*), quanto maior a turbulência do fluxo, maior a capacidade erosiva (GUERRA, 2008; MORGAN, 2005).

O transporte de sedimento pelo fluxo hídrico superficial é influenciado pelos fatores controladores da quantidade de sedimento disponibilizada, do fornecimento de sedimentos e pelos processos hidráulicos intrínsecos ao fluxo em superfície. Como o impacto das gotas de chuva, a profundidade do fluxo e a velocidade (LANE; SHIRLEY; SINGH, 1988). O aumento do gradiente hidráulico está relacionado a diversos fatores, como aumento da intensidade das chuvas, aumento do gradiente da encosta e diminuição da capacidade de infiltração no solo (GUERRA, 2008).

Por conseguinte, técnicas simples de manejo podem reduzir a ocorrência de erosão por ravinamento, como a implementação de barragens, construção de bolsões de captação do escoamento superficial e o cultivo em curvas de nível (POESEN, et al., 2003; RODRIGUES, 2014).

3.3 Piping

A erosão por *piping* é oriunda do fluxo subsuperficial e ocorre em todas formas de vertentes (LAL, 1990). Os pipes, denominados também de túneis são canais abertos pelo escoamento subsuperficial com diâmetros variados. São originados através do próprio intemperismo, que submetido a circunstâncias geoquímicas e hidráulicas específicas possibilitam a dissolução e carreamento de partículas no interior dos solos (GUERRA, 2008).

Os túneis são resultados de chuvas prolongadas que acarretam elevados índices de umidade em subsuperfície oriundas da longa infiltração e são desenvolvidos em função da diferença de textura e pela diminuição da permeabilidade entre os horizontes. O *piping* pode ser iniciado por meio de fissuras, sulcos ou até mesmo tocas de animais (GUERRA, 2008; LAL, 1990)

Para Augustin e Aranha (2006), Guerra (2008); Lal (1990) e Salomão (2015) a ação conjunta dos processos atuantes no escoamento subsuperficial aumenta as forças envolvidas no alargamento do canal. O material ao ser removido amplia o diâmetro dos túneis, potencializando o colapso do solo situado acima. A atuação desse processo erosivo pode originar grandes voçorocas (GUERRA, 2008, SELBY, 2005). O transporte desse material se faz através do transporte de sólidos e de componentes dissolvidos em rotas preferenciais, o que lhes confere tanto a atuação de forças físicas, quanto químicas (AUGUSTIN E ARANHA, 2006; GUERRA, 2008; LAL, 1990).

4. TIPOS DE EROSÃO

A água como agente erosivo é dependente dos fatores controladores e manifesta-se de várias maneiras sobre a vertente, caracterizando as diversas formas de erosão. Segundo Guerra (2008) e Vieira (2008) a erosão hídrica é analisada de acordo com a sua forma de manifestação na superfície do terreno, sendo diferenciada em laminar e linear (sulcos, ravinas e voçorocas).

4.1 Erosão Laminar

A erosão laminar, ou em lençol (*sheet erosion*) compreende a remoção de camadas de solos de forma mais ou menos uniforme sobre a superfície de uma área, resultante do escoamento superficial na forma de fluxo laminar delgado ou turbulento e distribui-se pela encosta de maneira anastomosada, sem a delimitação de canais (GUERRA, 2008; LAL, 1990; MORGAN, 2005).

A erosão superficial começa com a incidência das gotas de chuva no solo (*splash*), e evolui para os estágios de escoamento superficial até a consolidação de formas erosivas (GUERRA, 2015; LAL, 1990). É um processo difícil de ser observado devido à sutileza

da sua manifestação no terreno, à percepção ocorre em consequência do aparecimento das raízes, decréscimo na produtividade e marcas nas plantas rasteiras salientando que o solo foi arrastado (BERTONI E LOMBARDI NETTO, 2012; FENDRICH, 1997; MORGAN, 2005).

Fendrich (1997) considera que a erosão em ravinas (*rill erosion*) se configura no estágio mais avançado da erosão laminar, consiste em pequenos canais desenvolvidos na vertente por meio da concentração do fluxo hídrico e que podem ser corrigidas através de práticas agrícolas simples. É visivelmente mais fácil de identificação frente à erosão laminar, contudo, também é uma forma bastante negligenciada por não apresentar impactos negativos de maneira imediata.

4.2 Erosão Linear

Poesen et al., (2003), após a análise de diversos trabalhos sobre erosão linear, reconheceram a existente dificuldade no estabelecimento de padrões rígidos de distinção entre as ravinas e voçorocas. A interação entre os mecanismos envolvidos no estabelecimento dos processos e a possibilidade de associação entre as formas, intrinca a conceituação dessas feições exclusivamente por sua morfologia e localização na paisagem (POESEN; VANDAELE; WESEMAEL, 1996).

4.2.1 Sulcos

Para Lepsch (2010) a erosão em sulcos é oriunda das deformidades na superfície do solo, em virtude da concentração da enxurrada em determinados locais da vertente. O fluxo concentrado pode direcionar-se para outros mais acentuados até formarem cavidades ramificadas. O autor classifica em sulcos rasos, as incisões que podem ser desfeitas com maquinários agrícolas, e de profundos os que não conseguem ser desfeitos com os tipos de manejo já citado.

Rodrigues (2014) descreve os sulcos e ravinas como incisões de pouca profundidade, geometricamente alongadas, manifestadas no solo em função dos fluxos hídricos concentrados conforme a rugosidade do terreno, comumente em áreas desprovidas de cobertura vegetal, em terras agricultáveis, pastagens e estradas. Comprovando que a erosão dos solos está associada às práticas de manejo e muitos dos impactos ocasionados estão diretamente ligados às atividades agrícolas (AMORE et. al, 2004; BACCHI et al, 2003; COGO, LEVIEN, SCHWARZ, 2003; NUNES et.al, 2011; SHI et al, 2012).

4.2.2 Ravinas

Com o intuito de propor uma classificação prática, o IPT (1989) define que as ravinas são feições criadas pelo escoamento superficial e as voçorocas pelo afloramento de lençol freático.

Para Guerra (2015) e Lal (1990) as ravinas são incisões nas encostas, resultante da evolução dos estágios *sheet erosion* para o *rill erosion* provenientes da concentração do *runoff*, podendo representar o estágio inicial de um processo erosivo mais violento. Guerra (2015), Morgan (2005) e Selby (2005) ponderam que as ravinas nem sempre tem

continuidade com a rede fluvial, sendo a maior parte do sistema descontínuo sobre a vertente. Ao atingir o estágio de canal com fluxo hídrico perene e conectado à rede de canais de drenagem a feição já evoluiu para voçoroca.

No *Soil Science Society of America* (2001) as ravinas correspondem a canais de pequenas polegadas de profundidade e largura, oriundas da ação do escoamento superficial. São feições passíveis de obliteração por máquinas agrícolas, ao passo que para as voçorocas não existe a perspectiva de eliminação com as técnicas de cultivo usual (GUERRA, 2008; LAL, 1990; POESEN; VANDAELE e VANWESEMAEL, 1996).

Camapum de Carvalho (2006), Fendrich (1997), Guerra (2008), Morgan (2005), Oliveira (2015) e Poesen et al., (2003) distinguem as feições lineares em função da dimensão e perenidade na paisagem. Morgan (2005) afirma que as ravinas estão associadas à saturação do escoamento superficial, ao invés de estarem relacionadas ao fluxo hortoniano.

Assim, a ravina deve ser entendida quanto ao processo que lhe dá origem e que condiciona a sua evolução. Nessa conjuntura, muitos pesquisadores acreditam que enquanto o processo evolutivo se processar exclusivamente pela dinâmica associada ao escoamento superficial, seja ele laminar ou concentrado, a forma resultante será sempre uma ravina, independentemente da sua profundidade ou extensão. Notabilizando a complexidade em considerar a dimensão da feição como um atributo classificatório.

4.2.3 Voçorocas

O termo voçoroca também é conhecido como boçoroca, oriundo do Tupi Guarani, *Ibi-Çoroc*, e significa terra rasgada (CAMAPUM DE CARVALHO et al. 2006). A grafia “vossoroca” também é adotada por alguns pesquisadores. Nos países de língua inglesa a voçoroca é traduzida em *gully erosion*, e denominada de *ravine*, na França (VIEIRA, 2008).

A voçoroca é proveniente de um processo morfogenético que pode causar desequilíbrio ao meio ambiente (CAMAPUM DE CARVALHO et al. 2006). A perda de solo, o assoreamento de canais fluviais e fundo de vales, a supressão da vegetação devido à incisão erosiva, as modificações hidrodinâmicas na área condicionam danos socioeconômico e ambiental imensurável (ALBUQUERQUE E VIEIRA, 2014).

A literatura evidencia que a complexidade dos processos envolvidos na erosão pluvial dificulta a própria distinção das feições erosivas na paisagem, intrincando a conceituação entre ravina e voçoroca. Tal questão levou a uma considerável inquietude em relação à terminologia adotada pela literatura nacional e internacional. Culminando em alguns questionamentos sobre a diversidade de abordagem para o termo *gully erosion*, que muitas vezes está associado a fenômenos definidos pelo dimensionamento das formas, permanência na paisagem e também pela gênese.

Outro aspecto que imprime dúvida é se a conceituação do fenômeno comumente tratado no Brasil por voçoroca é mesmo uma tradução do inglês “*gully erosion*”? A resposta para essa pergunta pode ser confirmada pelas diversas publicações dos

pesquisadores brasileiros, que em sua maior parte segue a classificação norte americana e britânica.

Fendrich (1997) define voçoroca como um estágio progressivo da ravina, resultante exclusivamente da ação antrópica sobre o meio. Não obstante, em países tropicais, as ravinas e voçorocas caracterizam antigos depósitos sedimentares anteriores aos primeiros humanos documentados na América do Sul (OLIVEIRA, 2015). Nesse contexto, as feições elucidadas são caracterizadas como canais incisos, oriundos de desequilíbrios naturais ou introduzidas pelo homem, não sendo consequência apenas da intervenção humana (CAMAPUM DE CARVALHO, et al., 2006; GUERRA, 2008; OLIVEIRA, 2015). As voçorocas e ravinas se distiguem pelo afloramento ou não do lençol freático (CAMAPUM DE CARVALHO et al., 2006; SALOMÃO, 2015). Guerra (2008) e Morgan (2005) consideram as ravinas características efêmeras na encosta enquanto as voçorocas possuem caráter permanente na paisagem.

A voçoroca corresponde ao estágio mais avançado da feição erosiva, na qual necessita de maiores empenhos para a sua contenção e elevado custo de recuperação da área degradada. Além da erosão superficial, o aprofundamento dessa feição no solo pode atingir o lençol freático e desencadear as surgências de água, e conseqüentemente o carreamento dos sedimentos e o aparecimento de vazios no interior do solo (CAMAPUM DE CARVALHO et al. 2006; IPT, 1989).

Bigarella e Mazuchowski (1985) categorizam a voçorocas como um canal de drenagem de paredes abruptas, com fluxos efêmeros ou pequenos, designada por uma erosão intensa e uma cabeceira bastante íngreme e escarpada.

No Brasil existe uma tendência em classificar os sulcos por critério dimensional, que na perspectiva de Oliveira (2015) é a classificação mais aceita na comunidade científica nacional. Rodrigues (2014) e Selby (2005) caracterizam a voçoroca como um canal inciso, relativamente profundo, com paredes verticais, recentes em uma vertente, na qual nenhum canal bem definido existia anteriormente. Para Guerra (2008) e Selby (2005) as voçorocas possuem paredes laterais abruptas e fundo chato, e podem aprofundar a incisão no terreno até atingir o lençol freático.

Existem diversos tipos de voçorocas, que de acordo com Fendrich (1997) e Lal (1990) podem ser classificadas devido ao formato da seção transversal, tamanho, profundidade e formato em planta. Em relação a seção transversal as voçorocas são classificadas pelo formato em V ou em U, essa variação morfológica é subordinada as diferentes condições climáticas, pedológicas, cronológicas, assim como pelos processos atuantes.

O formato em V faz alusão a solos com menor erodibilidade, no qual o escoamento superficial concentrado opera predominantemente sob a ação da água em subsuperfície. Mesmo que, encontrado numa mesma voçoroca as duas configurações já descritas, a seção em V é característica de voçorocas juvenis. Em contrapartida, o formato em U, indica a presença de solos mais erodíveis, com paredes verticais esculpidas pelo fluxo em

superfície e pelo solapamento da base pela água subterrânea (FENDRICH, 1997; LAL, 1990).

As voçorocas podem ser agrupadas em três tipologias, conectadas a rede de drenagem (partes baixas da vertente), desconectadas a rede de drenagem (parte superior da vertente) e integradas aos dois tipos já mencionados. O primeiro tipo está associado ao escoamento hipodérmico e/ou subterrâneo, e pode ser considerado um canal de primeira ordem. O segundo tipo está associado ao escoamento superficial e/ou a movimento de massa e o terceiro tipo diz respeito a formação de uma única incisão erosiva (OLIVEIRA, 2015; VIEIRA, 2008) (Quadro 1).

No tocante a profundidade a classificação é bastante arbitrária, como descrito ao longo do texto. Fundamentados na classificação norte americana sobre o dimensionamento das voçorocas, adotaram a classificação de que as ravinas possuem até 50 cm, se configurando como feição passageira na vertente. Enquanto as voçorocas, resultantes da erosão pelo fluxo concentrado e intermitente de água, são formas mais profundas do que 50 cm (CAMAPUM DE CARVALHO et al., 2006; GUERRA, 2008; OLIVEIRA, 2015),

Selby (2005) considera o tamanho da feição na classificação das voçorocas, em que as feições possuem largura maior que 0,3 m e profundidade maior que 0,6 m. Na classificação de Vieira (2008) essas feições possuem profundidade superior a 1,5 metros, com paredes verticais em forma de U e fundo relativamente plano, apresentando quedas de blocos ao longo da sua extensão.

Poesen et al. (2003), consideram as voçorocas (*gullies*) como canais muito profundos com variação em profundidade de 0,5 a até 25–30 m. Vrieling et al. (2007) afirma que em ambiente dos cerrados as voçorocas variam a sua dimensão atingindo de 3 a mais de 20-30 m de profundidade, podendo alcançar em casos específicos até 1Km de extensão.

Mesmo existindo conceituações consideradas universais é preciso avaliar as especificidades de cada ambiente no estabelecimento dos valores (GUERRA, 2008). Sobretudo, porque os condicionantes geomorfológicos são distintos e ao mesmo tempo determinantes na estruturação das paisagens.

Quadro 1 – Classificação das voçorocas.

Formato da seção transversal		Complexidade			Tamanho	Profundidade	Área drenante	
U	-Encontradas em regiões onde os solos e subsolos são facilmente erodíveis; - Paredes quase verticais; - Ampliação lateral por erosão superficial e água subterrânea.	Voçoroca Simples	-Erosão superficial -Solos arenosos -Diferenciação de horizontes apenas quanto a granulometria; -Inexistência de camadas de argila intercalada com as de textura arenosas.			Pequena	< 1m	2 ha
						Média	1 a 5 m	2 a 20 ha
						Grande	> 5m	> 20 ha
						Tipo da Voçoroca (Oliveira, 1989)		
			Conectadas	Desconectadas	Integradas			
V	- Solos mais resistentes a erosão; -Ação do escoamento superficial concentrado é maior que a ação da água subterrânea; - Formato comum no início do processo erosivo.	Voçoroca Complexa	- Acontece em solos com camadas alternadas de argilas entre os horizontes arenosos; - Ação hídrica ininterrupta, - Escoamento superficial (período chuvoso); - Escoamento subterrânea (período seco).					
Formas de Voçorocas		Linear	Bulbiforme	Composta	Dendrítica	Entreliça	Paralela	
Ireland; Sharpe; Eargle (1939) Bigarella e Mazuchowski, (1985)								
(Vieira, 2008)		Bifurcada	Ramificada	Irregular	Retangular	Linear		

Fonte: Bigarella e Mazuchowski, (1985); Fendrich (1997), Oliveira (2015); Vieira (2008). Organizado pelos autores (2020).

5. MORFOGÊNESE DA VOÇOROCA

De acordo com Fiori e Soares (1976) a evolução de uma voçoroca está condicionada a processos morfogenéticos diversos, submetidos à vários condicionantes. Embasados nos estudos de Gorchkov e Yakouchova (1967), os pesquisadores afirmam que a evolução da voçoroca passa por estádios, a saber: inicial, juvenil, maturo e senil. No qual, a gênese dessa feição está intimamente ligada ao desequilíbrio entre a quantidade de fluxo hídrico que escoar em superfície, o tipo de escoamento, a forma da vertente, juntamente com a erodibilidade do material.

Fendrich (1997) considera que o desenvolvimento da voçoroca é processado em quatro estágios correlacionados a uma série de fatores e processos que ocorrem em períodos de espaço de tempo diferentes, sendo que o primeiro está relacionado à formação do fluxo direcionado, ocasionados pela concentração dos filetes anastomosados na vertente a montante (FENDRICH, 1997; FIORE; SOARES, 1976), constituindo o estágio inicial segundo Fiori e Soares (1976).

O segundo estágio corresponde ao aumento da profundidade e largura do canal e também ao carreamento do material (FENDRICH, 1997) devido a intensidade da erosão vertical e solapamento das paredes, com ampliação da área impactada pela efluência da água em subsuperfície, colaborando para escavação da base dos taludes. É nessa fase que ocorre a formação da cabeceira da voçoroca em direção a montante (FENDRICH, 1997.; FIORE; SOARES, 1976). Fiore e Soares (1976) classificam como estágio juvenil. No terceiro estágio há uma diminuição da atividade erosiva e estabelecimento da vegetação natural (FENDRICH, 1997). Ocorre o alargamento do vale, a erosão vertical apresenta intensidade apenas nas ramificações da feição, o alargamento é rápido pela própria convergência das ramificações dentro do vale, com a formação de cristas intermediárias e remanescentes. É denominado de estágio maturo (FIORE; SOARES, 1976).

O quarto estágio é a fase da estabilização da voçoroca, que alcança um perfil de equilíbrio, no qual as paredes tornam-se estáveis pela maior agregação dos solos conferida pela vegetação (FENDRICH, 1997). É o chamado estágio de senilidade, constitui o fim do processo de erosão, apresenta paredes com inclinação suave, relevo arredondado e cobertura vegetal em toda área (FIORE; SOARES, 1976). Selby (2005) elucida o escoamento em superfície, o movimento de massa e o *piping* como processos principais na evolução das voçorocas, manifestados na maioria das vezes de maneira combinada.

5.1 Evolução de sulcos, ravinas e cicatrizes

Outra origem para a formação de voçorocas ocorre quando os antigos deslizamentos de terra deixam cicatrizes nas paredes laterais as águas das chuvas e podem, em tempestades subsequentes aos deslizamentos, formar voçorocas por meio do escoamento superficial concentrado dentro da cicatriz (VITTORINI, 1972 apud GUERRA, 2008).

De acordo com Fendrich (1997), a voçoroca pode ser classificada como processo erosivo semi-superficial de massa devido à desagregação de solos nos taludes ao longo dos fundos de vale ou de sulcos ao longo do terreno. A agressão ao solo exposto

ocasionado pela abertura de sulcos e trilhas feitas pela ação antópica ou por animais é a principal causa da erosão por voçorocamento. A ação erosiva das águas pode aprofundar e ao mesmo tempo alargar essa feição, ocasionando o colapso do material, tanto nas laterais quanto nas partes superiores em direção ao topo das voçorocas. Parte do material desprendido é transportado e depositado em áreas mais baixas ou em algum canal fluvial (GUERRA, 2008).

Lepsch (2010) classifica as voçorocas como feição resultante do aprofundamento da erosão em sulcos, que devido ao escoamento superficial e subterrâneo arrasta os horizontes subsuperficiais. Para o autor, as voçorocas são formas espetaculares de erosão diferenciadas pelos rasgos estabelecidos na encosta, podendo atingir dimensões significativas com profundidade até o horizonte C dos solos, conferindo grande poder destrutivo tanto em áreas rurais, quanto urbanas. A transformação de sulcos em voçorocas é comumente provocada pelo manejo incorreto dos solos, como plantio alinhado no sentido morro abaixo, o que facilita o aumento do fluxo linear, a pecuária extensiva e estradas mal planejadas em áreas com declividade considerada (LEPSCH, 2010).

A voçoroca pode ser formada em uma determinada encosta por meio da evolução da erosão laminar para sulcos e ravinas cada vez mais profundos, e também quando há a concentração de água em determinado ponto sem a devida disseminação de energia (IPT, 1989).

Poesen, Torri, Vanwalleghem, (2010) afirmam que o processo de formação da voçoroca é oriundo do escoamento superficial concentrado em canais estreitos e que em curto espaço de tempo acarreta a retirada do solo e também o aprofundamento do canal, carregando o solo das partes mais elevadas das vertentes para as mais baixas. Esse processo ocasiona impactos como inundações e assoreamento de reservatórios hídrico, diminuição no desenvolvimento da qualidade dos solos causando impactos relacionados à dificuldade de tráfego elevando os custos para os produtores rurais (POESEN, TORRI, VANWALLEGHEM, 2010). Indicando que a erosão por voçorocamento é uma importante fonte de geração de sedimentos (POESEN; VANDAELE; WESEMAEL, 1996).

As ravinas com o passar do tempo e da quantidade de água recebida vão se expandindo em comprimento, largura, profundidade e altura, ficando com fundo de certo modo plano, paredes verticais e com quedas em bloco, formando as incisões erosivas denominadas voçorocas. Estas, podem originar de rupturas de encostas ou também em áreas em que a cobertura vegetal foi removida, e devido ao fluxo de água essa feição pode ser considerada como expansão de um canal de drenagem (SELBY, 2005).

A vastidão dos processos envolvidos na erosão dos solos dificulta a caracterização morfodinâmica das voçorocas, nessa perspectiva, o quadro 2 a seguir, apresenta de maneira didática, uma síntese dos principais conceitos, evidenciando os elementos relacionados a morfogênese e a aos aspectos morfológicos dessas feições.

Quadro 2 – Síntese das principais definições de voçorocas.

	VOÇOROCAS	AUTORES
Caracterização	- Obliteração por maquinários agrícolas;	Guerra (2008); Lal (1990); Poesen; Vandaele e Vanwesemael (1996)
	- Feições efêmeras na paisagem	Camapum de Carvalho (2006), Fendrich (1997), Guerra (2008), Morgan (2005), Oliveira (2015) e Poesen et al., (2003)
	- Canal inciso, profundo e paredes verticais - Quedas de blocos	Rodrigues (2014) ; Selby (2005); Guerra (2008)
Morfogênese	- Afloramento do lençol freático	IPT, (1989); Camapum de Carvalho et al., (2006); Salomão (2015)
	- Evolução através de cicatrizes, sulcos, ravinas e trilhas	Fendrich (1997); IPT (1989); Lepsch (2010); Morgan (2005); Coelho Netto (2008); Guerra (2008); Selby (2005); Bertoni e Lombardi Neto (2012); Camapum de Carvalho et al., (2006); Fendrich (1997); Guerra (2008; 2014 e 2015), Lepsch (2010); Ritter e Eng (2012); SSSA (2001).
Aspectos dimensionais	< 50 cm	Camapum de Carvalho et al., (2006); Guerra (2008); Oliveira (2015),
	- Largura < 0,3 m Profundidade < 0,6 m	Selby (2003)
	Profundidade < 1,5 m	Vieira (2008)
	Profundidade < 3 a mais de 20-30 m Extensão até 1 Km	Vrieling et al., (2007)
	Profundidade 0,5 a até 25 –30 m	Poesen et al., (2003)
Processos atuantes	Escoamento superficial concentrado	Poesen, Torri, Vanwalleghem (2010)
	- Escoamento superficial e escoamento subsuperficial e <i>piping</i>	Selby (2005); Lepsch (2010); Coelho Netto (2008); Guerra (2008); Salomão (2015); Morgan (2005); Vieira (2008)

Organizado pelos autores (2020).

5.2 Atuação do escoamento subsuperficial

O escoamento subsuperficial também é responsável pelo surgimento dessas feições lineares que, através da formação de dutos, exprimem significativo potencial erosivo por meio da remoção e transporte de sedimentos. As cicatrizes oriundas dos deslizamentos de terra, igualmente aos processos citados anteriormente, potencializam a formação de voçorocas, visto que o escoamento superficial concentrado aprofunda a incisão que ao interceptar o lençol freático resulta num somatório de processos simultâneos da esculturação pelos fluxos superficiais e subsuperficiais (COELHO NETTO, 2008; GUERRA, 2008). As ravinas assumem novas ramificações e dimensões sendo denominada de voçorocas (SALOMÃO, 2015).

Segundo Coelho Netto (2008), os processos erosivos por ravinas e voçorocas são causados por vários mecanismos atuantes em diversas escalas temporais e espaciais dependentes dos fluxos em superfície e subsuperfície. Algumas voçorocas podem ser originadas pela atuação do escoamento subsuperficial, no qual a água é transportada em dutos e no período de chuvas mais intensas provocam fluxos de água em subsuperfície ocasionando a remoção de grandes quantidades de sedimentos, aumentando o diâmetro desses dutos e gerando o colapso do material situado acima.

O fluxo hídrico no interior dessa feição “pode sofrer variações extremas de vazões ao longo do ano, devido a exfiltração do lençol d’água, e, principalmente, nos eventos de chuvas mais intensa” (RODRIGUES, 2014 p.67). Essas formas estão associadas ao processo de erosão acelerada, no qual as características morfológicas das voçorocas contribuem para a instabilidade das áreas do entorno (GUERRA, 2008). No processo de erosão acelerada a remoção do material é rápida e praticamente não permite o estabelecimento da vegetação (FIORI E SOARES, 1976).

Salomão (2015) considera que as voçorocas estão relacionadas tanto ao escoamento superficial, quanto em subsuperfície em que o *piping* é o responsável pela sua evolução ao causar a remoção de partículas do interior do solo e originar canais responsáveis pelo colapso do terreno. Os desabamentos alargam as voçorocas e criam novas ramificações evidenciando que essa feição erosiva é palco de variáveis fenômenos, a saber: erosão superficial, erosão interna, solapamentos, desabamentos e escorregamentos conferindo um significativo poder destrutivo (IPT, 1989).

Morgan (2005) afirma que o escoamento subsuperficial também é responsável pela formação de voçorocas, no qual a canalização interna de fluxos gerados por descontinuidades texturais no solo ou pela presença de crostas lateríticas dificultam a percolação e favorece o escoamento lateral. O escoamento lateral ao interceptar a superfície do terreno, acarreta a exfiltração e abatimento do terreno (COELHO NETTO, 2008; BACCARO, 2015; RODRIGUES, 2014).

De acordo com Selby (2005), uma ravina principal (*master rill*) pode evoluir para o estágio de voçoroca ao alargar e aprofundar o seu canal. O autor considera dois tipos de

voçorocas, as contínuas e as descontínuas, atribuindo à formação dessas feições, o escoamento superficial, o movimento de massa e o *piping*.

Concordando com Augustin e Aranha (2006), Baccaro (2015), Coelho Netto (2008), Rodrigues (2014), Salomão (2015) e Selby (2005), acredita-se que o aparecimento das voçorocas pode estar relacionado a ocorrência de deslizamentos e também aos *piping* na vertente, levando a um posterior desenvolvimento de uma voçoroca. É factível que esses dutos associados à drenagem subsuperficial possam emergir á superfície por razões de ordem morfológica, edáfica ou litológica, permitindo o desenvolvimento da feição linear a partir dessa exurgência do fluxo subsuperficial, que teria como consequência um recuo rápido da vertente, por processos associados à dinâmica do voçorocamento.

6. CONSIDERAÇÕES FINAIS

A complexidade envolvida na erosão dos solos não é demonstrada somente pelas interações entre os complexos lito-pedológicos, climato-vegetacionais e socioeconômicos, mas também, pela dinâmica intrínseca às trocas energéticas responsáveis pela configuração dos processos e esculturação da paisagem.

As ravinas e voçorocas podem ter sua gênese em processos parcialmente diferentes e possuir aspectos esculturais singulares. A erosão por ravinamento resulta exclusivamente da ação da chuva e do escoamento superficial concentrado, enquanto as voçorocas, podem ser oriundas de mecanismos mais complexos, no qual existe uma interconexão entre processos associados ao escoamento superficial, infiltração e a drenagem subsuperficial.

Em síntese é possível afirmar, que as voçorocas são desenvolvidas através de antigas cicatrizes formadas pelos movimentos de massa, pelo aprofundamento de sulcos e ravinas, pela formação dos dutos, mediante a atuação concomitante dos diferentes mecanismos típicos da morfogênese da vertente, atuantes em diversas escalas temporais e espaciais, tendo como base o próprio sistema hidrogeomorfológico.

Em face do exposto, o entendimento da definição da feição erosiva auxilia na proposição de diretrizes padronizadas, voltadas para a compreensão dos processos atuantes e, por conseguinte, permite a adoção de práticas de conservação e/ou mitigação mais eficientes.

Referências Bibliográficas

ALBUQUERQUE, A. O. **Utilização de restituição aerofotogramétrica para análise da influência das alterações da rede de drenagem e desenvolvimento de voçorocas devido a urbanização no município de Jacareí (SP)**. 2015, 53 f. Dissertação (Mestrado em Geografia) Departamento de Geografia, Universidade de Brasília, Brasília, 2015. Disponível em: <https://sucupira.capes.gov.br/sucupira/public/consultas/coleta/trabalhoConclusao/viewTrabalhoConclusao.jsf?popup=true&id_trabalho=3580562>. Acesso 11 de set. 2020.

ALBUQUERQUE, A. R. C.; VIEIRA, A. F. S. G. Erosão dos Solos na Amazônia. In: GUERRA, A. J. T.; JORGE, M. C. O. (Org). **Degradação dos Solos no Brasil**. 1ªed. Rio de Janeiro. Bertrand Brasil, p. 223-260, 2014.

ALENCAR, P. H. L. **Medição e modelagem de voçorocas no bioma Caatinga: O caso da bacia representativa de Madalena, CE**. 2018, 76 f. Dissertação (Mestrado em Engenharia Agrícola). Departamento de Engenharia Agrícola. Universidade Federal do Ceará. Fortaleza, CE, 2018. Disponível em;<
https://sucupira.capes.gov.br/sucupira/public/consultas/coleta/trabalhoConclusao/viewTrabalhoConclusao.jsf?popup=true&id_trabalho=5478655>. Acesso em 08 de maio. 2020.

AMORE, E. et al. Scale effect in USLE and WEPP application for soil erosion computation from three Sicilian basins. In: **Journal of Hydrology**, University of Catania, Italia, n.293, p. 100–114, 2004. Disponível em:
<<http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0022169404000587>>Acesso em 10 de maio. 2019.

ARABAMERI, A. et al., Hybrid Computational Intelligence Models for Improvement Gully Erosion Assessment. **Remote Sens**. v. 12, n. 140. p. 1-25, Aug. 2020. Disponível em:< <https://www.mdpi.com/2072-4292/12/1/140>>.Acesso 28 de out. 2020.

AUGUSTIN, C. H. R. R.; ARANHA, P. R. A. Piping em área de voçorocamento, Noroeste de Minas Gerais. *Revista Brasileira de Geomorfologia*, São Paulo, v. 7, n. 1, p. 9-18, 2006. Disponível em: <<http://www.lsie.unb.br/rbg/index.php/rbg/article/view/56>> Acesso em 08 de maio. 2019.

AZAREH, A. Semi-arid region, Iran: Investigation of applicability of certainty factor and maximum entropy models. **Science of The Total Environment**. Amsterdam, v. 655, p.684-696, 2019. Disponível em:<
<https://www.sciencedirect.com/science/article/abs/pii/S0048969718345911>> Acesso 28 de out. 2020.

BACCHI, O. O. S.; REICHARD, K.; SPAROVEK, G. Sediment spatial distribution evaluated by three methods and its relation to some soil properties. **Soil & Tillage Research**, São Paulo, v. 69, p. 117–125, 2003. Disponível em:
<<http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0167198702001332>> Acesso em: 6 de abril. 2019.

BERTONI, J.; LOMBARDI NETO, F. **Conservação do solo**. 8ª edição. São Paulo: Ícone, 2012, 335 p.

BIFFI, V. H. R. **Evolução de encosta em contexto de paleocabeceira de drenagem da bacia do rio Capão Grande no quaternário tardio - Superfície de Pinhão/ Guarapuava**. 2019, 194 f. Dissertação (Mestrado em Geografia). Centro de Ciências Humanas. Universidade Estadual do Oeste Do Paraná, Francisco Beltrão, 2019. Disponível em:<
https://sucupira.capes.gov.br/sucupira/public/consultas/coleta/trabalhoConclusao/viewTrabalhoConclusao.jsf?popup=true&id_trabalho=7637052> Acesso em 05 de mai. 2020.

BIGARELLA, J.J.; MAZUCHOWSKI, J.Z. In: Simpósio Nacional de Controle de Erosão, 2, Maringá, 1985. **Visão integrada da problemática da erosão**. Anais ... ABGE, Livro Guia, P. 332. 1985.

CABRAL, T. L. **Distribuição e classificação de voçorocas por meio de indicadores morfométricos em sub-bacias no município de Cacequi – RS**. 2018 191 f. Tese

(Doutorado em Geografia). Instituto de Geografia. Universidade Federal de Santa Maria, Santa Maria, 2018. Disponível em:<
https://sucupira.capes.gov.br/sucupira/public/consultas/coleta/trabalhoConclusao/viewTrabalhoConclusao.jsf?popup=true&id_trabalho=7652357>. Acesso em 05 de mai. 2020.

CAMAPUM DE CARVALHO. J. et al. In: CAMAPUM DE CARVALHO. J. et al (Org) **Processos Erosivos no Centro-Oeste Brasileiro**. 1ª ed. Brasília: Editora Finatec, p.39-91, 2006.

CASSARO, R. **Análise dos processos erosivos na bacia do Córrego do Forro – município de Conceição da Barra de Minas (MG): estudo dos condicionantes geológicos-geotécnicos**. 2018, 160 f. Dissertação (Mestrado em Geotecnia). Departamento de Geotecnia. Universidade de São Paulo, São Carlos, 2018. Disponível em:<https://sucupira.capes.gov.br/sucupira/public/consultas/coleta/trabalhoConclusao/viewTrabalhoConclusao.jsf?popup=true&id_trabalho=6610031> . Acesso em 05 de mai. 2020.

CASTILLO, C. et al., Comparing the Accuracy of Several Field Methods for Measuring Gully Erosion. **Soil Science Society of America Journal**, USA. v. 76, nº 4, p.1319-1332, Jul. 2012. Disponível em:<<https://access.onlinelibrary.wiley.com/doi/full/10.2136/sssaj2011.0390>> Acesso 28 de out. 2020.

CAVALCANTE, LIZANDRA RIBEIRO. **Análise da evolução da paisagem urbana de Goiânia (GO) e a distribuição dos focos erosivos hídricos de 1992 a 2016**. 2019 219 f. Dissertação (Mestrado em Geografia) Instituto de Estudos Socioambientais. Universidade Federal de Goiás, Goiânia, 2019. Disponível em <
https://sucupira.capes.gov.br/sucupira/public/consultas/coleta/trabalhoConclusao/viewTrabalhoConclusao.jsf?popup=true&id_trabalho=8023235>. Acesso em 05 de mai. 2020.

CHRISTOFOLETTI, A. Aplicabilidade do Conhecimento Geomorfológico nos Projetos de Planejamento. In: GUERRA, A. J. T; SILVA, A.S; BOTELHO, R. G. M. (Org). **Erosão e Conservação dos Solos: Conceitos, Temas e Aplicações**. 10ª ed. Rio de Janeiro. Bertrand Brasil, p. 415-440, 2008.

COELHO NETTO, A. L. Hidrologia de Encosta na Interface com a Geomorfologia. In: GUERRA, A. J. T.; CUNHA, S. B. (Org.). **Geomorfologia: Uma atualização de bases e conceitos**. 8ª ed. Rio de Janeiro. Bertrand Brasil, p. 93-148, 2008.

COGO, N. P.; LEVIEN, R.; SCHWARZ, R. A. Perdas de solo e água por erosão hídrica influenciadas por métodos de preparo, classes de declive e níveis de fertilidade do solo. **Rev. Bras. Ciênc. Solo**. Viçosa, vol. 27 nº.4. p. 743-753, 2003. Disponível em: <<http://www.scielo.br/pdf/rbcs/v27n4/a19v27n4.pdf>> Acesso em 05 de mai. 2019.

CONFESSOR, J. G.; MACHADO, D. F. T.; RODRIGUES, S. C. Procedimento de revegetação irrigada por carneiro hidráulico em área degradada por voçorocamento. **Revista Sapiência: Sociedade, Saberes e Práticas Educacionais**. Iporá-GO. v. 5, n. 1. P. 112-126, 2016. Disponível em:<
<https://www.revista.ueg.br/index.php/sapiencia/article/view/5485>>. Acesso 5 de set. de 2020

DUBE, F. et al., Potential of weight of evidence modelling for gully erosion hazard assessment in Mbire District – Zimbabwe. **Physics and Chemistry of the Earth**, v. 67-

69, p. 145-152, 2014. Disponível em:<
<https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S1474706514000060>> Acesso 28 de out. 2020.

DUNNE, T. Hydrology, mechanics and geomorphic implications of erosion by subsurface flow. In: **Ground Water Geomorphology: The Role of Subsurface Water in Earth-Surface Processes and landforms**, Geological Society of America. 1–28, 1990. Disponível em:<
https://www.researchgate.net/publication/289783741_Chapter_1_Hydrology_mechanics_and_geomorphic_implications_of_erosion_by_subsurface_flow> Acesso 5 de mar. de 2019.

EVANS, M.; LINDSAY, J. High resolution quantification of gully erosion in upland peatlands at the landscape scale. **Earth Surface Processes and landforms**, USA, v. 35, nº 8, p. 876-886, jun. 2010. Disponível em:<
<https://onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1002/esp.1918>> Acesso 28 de out. 2020.

FENDRICH, R. Erosão Urbana. In: FENDRICH, R. et al. (Org). **Drenagem e controle da erosão urbana**. 4ª ed. Curitiba. Champagnat, p. 15-50, 1997.

FIORI; SOARES. Aspectos evolutivos das voçorocas. **Notícia Geomorfológica**, Campinas, SP, v.16, n. 3, p.114-124, 1976.

FROTA FILHO, A. B.; ABREU, N. R. P.; VIEIRA, A. F. S. G. Processo de voçorocamento e feições secundárias: um estudo de caso em Manaus-AM. **Caminhos de Geografia**. Uberlândia-MG v. 21, n. 74, p.313–323, 2020. Disponível em:<
<http://www.seer.ufu.br/index.php/caminhosdegeografia/article/view/41778>>. Acesso 5 de set. de 2020.

GAROSI, Y. et al., Comparison of differences in resolution and sources of controlling factors for gully erosion susceptibility mapping. **Geoderma**. v. 330, p. 65-78, nov. 2018. Disponível em:<
<https://www.sciencedirect.com/science/article/abs/pii/S0016706117322231>> .Acesso 28 de out. 2020.

GAYEN, A. et al., Gully erosion susceptibility assessment and management of hazard-prone areas in India using different machine learning algorithms. **Science of The Total Environment**. Amsterdam, v.668, p.124-138, June. 2019. Disponível em:<
<https://www.sciencedirect.com/science/article/abs/pii/S0048969719309489>>. Acesso 28 de out. 2020.

GLOSSARY OF SOIL SCIENCE TERMS. Soil Science Society of America. Madison, Unite States, 96p. Disponível em:<
<http://blogs.upm.es/techenglish/wpcontent/uploads/sites/53/2015/05/Soil-Science-glossary.pdf>>. Acesso 5 de mar. de 2019.

GOULART, G. A. et al. Influência do relevo, cobertura vegetal e atributos do solo para a ocorrência de processos erosivos no município de São Francisco de Assis (RS). In: Simpósio Nacional de Geomorfologia. 11.º, 2016, Maringá, **Anais...** Maringá, PR: Departamento de Geografia, 2016. Não paginado. Disponível em :<
<http://www.sinageo.org.br/2016/trabalhos/2/2-38-1544.html>>. Acesso 18 de set. 2020.

GUERRA, A. J. T. O Início do Processo Erosivo. In: GUERRA, A. J, T; SILVA, A.S; BOTELHO, R. G. M. (Org). **Erosão e Conservação dos Solos: Conceitos, Temas e Aplicações**. 10ª ed. Rio de Janeiro. Bertrand Brasil, p. 17-55, 2015.

- GUERRA, A. J. T. Processos Erosivos nas encostas. In: GUERRA, A. J. T.; CUNHA, S. B. (Org.). **Geomorfologia: Uma atualização de bases e conceitos**. 8ª ed. Rio de Janeiro. Bertrand Brasil, p. 149-209, 2008.
- GUERRA, A. J. T.; GUERRA, A.T. **Novo Dicionário Geológico-Geomorfológico**. 11ª ed. Rio de Janeiro. Bertrand Brasil, 648p. 2015.
- HORTON, R. E. Erosional development of streams and their drainage basins: a hydrophysical approach to quantitative morphology. **Bulletin of the Geological Society of America**, v. 56, n. 3, p. 275-370, 1945. Disponível em:<
<https://pubs.geoscienceworld.org/gsa/gsabulletin/article-abstract/56/3/275/4075>>
Acesso 7 de mar. de 2019.
- IPT. **Controle de Erosão**: bases conceituais e técnicas; diretrizes para o planejamento urbano e regional; orientações para o controle de boçorocas urbanas. São Paulo, 1989.
- KUHNERT, P. M. et al., Incorporating uncertainty in gully erosion calculations using the random forests modelling approach. **Environmetrics**, v. 21, nº 5, p. 493-509, July, 2010. Disponível em:<<https://onlinelibrary.wiley.com/doi/epdf/10.1002/env.999>>
Acesso 28 de out. 2020.
- LAL, RATTAN. **Soil Erosion In The Tropics: Principles e Management**. McGraw-Hill, United States of America, 1990. 580p.
- LANE, L. J.; SHIRLEY, E. D.; SINGH, V. P. Modelling erosion on hillslopes. In: ANDERSON, M. G. (Org). **Modelling Geomorphological Systems**, Chichester, UK, John Wiley Sons Ltd. p. 287-307, 1088. Disponível em: <
<https://www.tucson.ars.ag.gov/unit/publications/PDFfiles/559.pdf>>. Acesso em: 25 maio. 2020.
- LEPSCH, I. F. **Formação e Conservação dos Solos**. 2ª.ed. Oficina de Texto, São Paulo, 2010. 216p.
- LIMA, A. P. M. **Distribuição Espacial dos processos de voçorocamento no médio Vale do Rio Paraíba do Sul-RJ**. 2019, 97 f. Dissertação (Mestrado em Geografia). Departamento de Geografia e Meio Ambiente. Pontifícia Universidade Católica do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2019. Disponível em:<
https://sucupira.capes.gov.br/sucupira/public/consultas/coleta/trabalhoConclusao/viewTrabalhoConclusao.jsf?popup=true&id_trabalho=8096512> Acesso 18 de set. 2020.
- LISBOA, G. S. et al., Evolução dos processos erosivos na bacia do rio Bacanga no município de São Luís, Estado do Maranhão. In: Simpósio Nacional de Geomorfologia. 11º., 2016, Maringá, **Anais...** Maringá, PR: Departamento de Geografia, 2016. Não paginado. Disponível em :< <http://www.sinageo.org.br/2016/trabalhos/2/2-509-1047.html>>. Acesso 18 de set. 2020.
- LISBOA, G. S. **Processos erosivos por voçorocamento em linha de transmissão de energia no município de São Luís-MA**. 2018 127 f. Dissertação (Mestrado em Geografia) Instituto de Geografia. Instituto de Geografia. Universidade Estadual do Maranhão, São Luís, 2018. Disponível em:<
https://sucupira.capes.gov.br/sucupira/public/consultas/coleta/trabalhoConclusao/viewTrabalhoConclusao.jsf?popup=true&id_trabalho=7477563>. Acesso 18 de set. 2020.
- MARCHIORO, et al., Voçorocas no Brasil: aspectos conceituais, dimensionais e metodológicos. In: Simpósio Nacional de Geomorfologia. 11º., 2016, Maringá, **Anais...**

Maringá, PR: Departamento de Geografia, 2016. Não paginado. Disponível em: <<http://www.sinageo.org.br/2016/trabalhos/2/2-500-930.html>> Acesso 18 de set. 2020.

MARQUEZ, J. A. C. **Estudo do modelado atual da paisagem da cidade de Pacaraima - RR a partir da análise da ação antrópica e feições erosivas**. 2018, 107 f. Dissertação (Mestrado em Geografia). Departamento de Geografia, Universidade Federal de Roraima, Boa Vista, 2018. Disponível em: <https://sucupira.capes.gov.br/sucupira/public/consultas/coleta/trabalhoConclusao/viewTrabalhoConclusao.jsf?popup=true&id_trabalho=6314052>. Acesso 23 de set. 2020.

MATIAZO, S. **Evolução espaço-temporal de voçorocas na bacia hidrográfica do córrego Tatuquara (1980-2016), Terra Rica – PR**. 2018, 116 f. Dissertação (Mestrado em Geografia). Departamento de Geografia, Universidade Estadual de Maringá, Maringá, 2018. Disponível em: <https://sucupira.capes.gov.br/sucupira/public/consultas/coleta/trabalhoConclusao/viewTrabalhoConclusao.jsf?popup=true&id_trabalho=6395372>. Acesso 23 de set. 2020.

MELO, M. C. S. **Estudo das feições erosivas lineares na sede do município de Pacaraima-RR**. 2017, 103 f. Dissertação (Mestrado em Geografia). Departamento de Geografia, Universidade Federal de Roraima, Boa Vista, 2017. Disponível em: <https://sucupira.capes.gov.br/sucupira/public/consultas/coleta/trabalhoConclusao/viewTrabalhoConclusao.jsf?popup=true&id_trabalho=5008494>. Acesso 22 de set. 2020.

MORGAN, R. P. C. **Soil erosion and conservation**. 3ª ed. Oxford – UK. Blackwell Publishing Ltd, 2005.

NUNES, A. N.; ALMEIDA, A. C.; COELHO, C.O. A. impacts of land use and cover type on runoff and soil erosion in marginal area of Portugal. **Applied Geography**, v 31.p 687-699, 2011. Disponível em: <http://cdn.intechopen.com/pdfs/23111/InTech-Soil_erosion_under_different_land_use_and_cover_types_in_a_marginal_area_of_portugal.pdf> Acesso em 7 de mar. 2019.

OLIVEIRA, M. A. T. Erosion Disconformities and Gully Morphology: A Threedimensional Approach. In: **Catena**, Germany, v.16, n. (4-5). p.413-423, 1989. Disponível em: <[https://doi.org/10.1016/0341-8162\(89\)90024-6](https://doi.org/10.1016/0341-8162(89)90024-6)> .Acesso 22 de set. 2020.

OLIVEIRA, M. A. T. Processos Erosivos e Preservação de Áreas de Risco de e Erosão por Voçorocas. In: GUERRA, A. J, T; SILVA, A.S; BOTELHO, R. G. M. (Org). **Erosão e Conservação dos Solos: Conceitos, Temas e Aplicações**. 10ª ed. Rio de Janeiro. Bertrand Brasil, p. 57-99, 2015.

PERROY, R. L. Comparison of gully erosion estimates using airborne and ground-based LiDAR on Santa Cruz Island, California. **Geomorphology**, Netherlands, v. 118, nº 3-4, p.288-300, jun. 2010. Disponível em: <<https://www.sciencedirect.com/science/article/abs/pii/S0169555X10000358>> Acesso 28 de out. 2020.

PINTO, B. L. **Dinâmica geomorfológica de voçorocas no município de Tucano/BA**. 2018, 130 f. Dissertação (Mestrado em Geografia). Universidade Federal de Sergipe, São Cristóvão, 2018. Disponível em: <<file:///C:/Users/julia/Downloads/Disserta%C3%A7%C3%A3o%20%20Bismarque%20Lopes%202018.pdf>>. Acesso em 8 de ago. 2020.

POESEN, J. et al. 2003. Gully Erosion and Environmental Change: Importance and Research Needs. **Catena**. Amsterdam. v. 50 (2-4): p.91-133. Jan. 2003. Disponível em:

<<https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0341816202001431>>. Acesso em 8 de mar. 2019.

POESEN, J. W. A.; TORRI, D. B.; VANWALLEGHEM, T. Gully Erosion: Procedures to Adopt When Modelling Soil Erosion in Landscapes Affected by Gullyng. In:

POESEN, J. W.; VANDAELE, K.; VAN WESEMAEL, B. Contribution of gully erosion to sediment production on cultivated lands and rangelands. In: *Erosion and Sediment Yield: Global and Regional Perspectives, (Exeter Symposium)* [S.I.: s.n., 1996] p. 251-266. Disponível em:<

http://hydrologie.org/redbooks/a236/iahs_236_0251.pdf> Acesso 11 de mar. 2019.

POURGHASEMI, H.R. et al., Performance assessment of individual and ensemble data-mining techniques for gully erosion modeling. **Science of The Total Environment**. Amsterdam, v.609, p.764-775, Dec. 2017. Disponível em:<

<https://www.sciencedirect.com/science/article/abs/pii/S0048969717319010>> Acesso 28 de out. 2020.

RAHMATI, O. et al., (2014); Evaluating the influence of geo-environmental factors on gully erosion in a semi-arid region of Iran: An integrated framework. **Science of The Total Environment**. Amsterdam, v. 579, p.913-927. Feb. 2017. Disponível em:<

<https://www.sciencedirect.com/science/article/abs/pii/S0048969716323658>> Acesso 28 de out. 2020.

RIBEIRO, R. M. **Aspectos físicos e a vegetação de voçorocas no município de Jataí, sudoeste de Goiás**. 2015, 72 f. Dissertação (Mestrado em Geografia) Instituto de Estudos Socioambientais. Universidade Federal de Goiás, Jataí, 2015. Disponível em:< https://sucupira.capes.gov.br/sucupira/public/consultas/coleta/trabalhoConclusao/viewTrabalhoConclusao.jsf?popup=true&id_trabalho=3470427>. Acesso 17 de set. 2017.

RITTER, J.; ENG, P. Soil Erosion — Causes and Effects. **FactSheet**. Ontário v. 87.040. out. 2012. Disponível em:< <http://www.omafra.gov.on.ca/english/engineer/facts/12-053.htm#3>> Acesso 17 de abril, 2017.

ROCHA, E. A. V. **Processos de Voçorocamento na Bacia Hidrográfica do Ribeirão Vai Vem (Ipameri-GO)**. 2012, 171 f. Tese (Doutorado em Geografia) Instituto de Geografia, Universidade Federal de Uberlândia, Uberlândia, 2012. Disponível em:< <https://repositorio.ufu.br/handle/123456789/15947>> Acesso 11 de mar. 2019.

RODRIGUES, S. C. Degradação dos solos no Cerrado. In: GUERRA, A. J. T.; JORGE, M. C. O. (Org). **Degradação dos Solos no Brasil**. 1ªed. Rio de Janeiro. Bertrand Brasil, p. 51-85, 2014.

SALOMÃO, F. X. T. Controle e Prevenção de Processos Erosivos. In: GUERRA, A. J, T; SILVA, A.S; BOTELHO, R. G. M. (Org). **Erosão e Conservação dos Solos: Conceitos, Temas e Aplicações**. 10ª ed. Rio de Janeiro. Bertrand Brasil, p. 229-268, 2015.

SAMPAIO, LIGIA DE FREITAS. **Fractal, multifractal and lacunarity as new analytical tools for gullies: A case study**. 2019 201 f. Tese (Doutorado em Geotecnia) Departamento de Geotecnia. Universidade de São Paulo, São Carlos, 2018. Disponível em:<https://sucupira.capes.gov.br/sucupira/public/consultas/coleta/trabalhoConclusao/viewTrabalhoConclusao.jsf?popup=true&id_trabalho=7754500>. Acesso 11 de mar. 2020.

SELBY, M. J. **Hillslope Materials and Processes**. 2ª.ed Oxoford, New York, 2005. 451. P.

SHI, Z. H. et al., Modeling the impacts of integrated small watershed management on soil erosion and sediment delivery: A case study in the Tree Gorges Area, China.

Journal of Hidrology, v. 438–439, p. 156-167. 2012. Disponível em:

<<http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0022169412002132>> Acesso 18 de mar. 2019.

SILVA, A.S.; BOTELHO, R. G. M. Degradação dos Solos no Estado do Rio de Janeiro. In: GUERRA, A. J. T.; JORGE, M. C. O. (Org). **Degradação dos Solos no Brasil**. 1ªed. Rio de Janeiro. Bertrand Brasil, p. 261-292, 2014.

SIQUEIRA JUNIOR, P. **Avaliação metrológica de modelos digitais de elevação obtidos por Veículo Aéreo Não Tripulado, aplicados a estudos de processos erosivos do solo**. 2018. 103 f. Dissertação (Mestrado Profissional em Tecnologias e Inovações Ambientais) Instituto de Tecnologias e Inovações Ambientais, Universidade Federal De Lavras, Lavras, 2018. Disponível em:<

http://repositorio.ufla.br/bitstream/1/30855/1/DISSERTA%3%87%3%83O_Avalia%3%a7%3%a3o%20metrol%3%b3gica%20de%20modelos%20digitais%20de%20eleva%3%a7%3%a3o%20obtidos%20por%20ve%3%adculo%20a%3%a9reo%20n%3%a3o%20tripulado%2c%20aplicados%20a%20estudos%20de%20processos%20erosivos%20do%20solo.pdf> Acesso em: 25 maio. 2020.

SOUZA, L. F. T. **Modelagem de processos erosivos em área de contatos geológicos no Alto Paranaíba**. 2017 144 f. Dissertação (Mestrado em agronomia). Departamento de Solos. Universidade Federal De Viçosa, Viçosa, 2017. Disponível em:<

<https://www.locus.ufv.br/handle/123456789/11584>>. Acesso 23 de set. 2020.

TEIXEIRA, I. I. L. **Evolução do uso da terra, erosão dos solos e fragmentação da vegetação na APA do Rio Descoberto no Distrito Federal e Goiás**. 2018, 140f.

Dissertação (Mestrado em Ciências Florestais). Departamento de Engenharia Florestal. Universidade de Brasília, Brasília, 2018. Disponível em:<

https://sucupira.capes.gov.br/sucupira/public/consultas/coleta/trabalhoConclusao/viewTrabalhoConclusao.jsf?popup=true&id_trabalho=6420488>. Acesso 23 de set. 2020.

UTSUMI, A. G. **Detecção automática de voçorocas a partir da análise de imagens baseada em objetos geográficos – Geobia**. 2019, 84 f. Tese (Doutorado em Agronomia). Departamento de Engenharia e Ciências Exatas. Universidade Estadual Paulista Júlio de Mesquita Filho. Jaboticabal, 2019. Disponível em:<

https://sucupira.capes.gov.br/sucupira/public/consultas/coleta/trabalhoConclusao/viewTrabalhoConclusao.jsf?popup=true&id_trabalho=7660768>. Acesso 23 de set. 2020.

VIEIRA, A. F. G. **Desenvolvimento e distribuição de voçorocas em Manaus (AM): principais fatores controladores e impactos urbano-ambientais**. 2008, 223 f. Tese (Doutorado em Geografia). Departamento de Geografia. Universidade Federal de Santa Catarina. Florianópolis, 2008. Disponível

em:<<https://repositorio.ufsc.br/xmlui/handle/123456789/91352>>. Acesso 23 de set. 2020.

VRIELING, A. et al., Automatic Identification of Erosion Gullies With Aster Imagery In The Brazilian Cerrados. **International Journal of Remote Sensing**. vol. 28, n. 12, 2007, p. 2723–2738. Disponível em:<

https://www.researchgate.net/publication/233517904_Automatic_identification_of_eros

ion gullies with ASTER imagery in the Brazilian Cerrados> Acesso 23 de set. 2020.

WISCHMEIER, V. H.; SMITH, D. D. **Predicting Rainfall – Erosion Losses from Cropland East of the Rocky Mountains: guide for selection of practices for soil conservation.** 49. p. Departamento of Agriculture, 1965. Disponível

em:<http://topsoil.nserl.purdue.edu/usle/AH_282.pdf> Acesso 25 de mar. de 2019.

YITBAREK, T. V.; BELLIETHATHAN, S.; STRINGER, L. C. The onsite cost of gully erosion and cost-benefit of gully rehabilitation: A case study in Ethiopia. **Land Degradation & Development**, v.23, n.2, p.157-166, april, 2012. Disponível em:<<https://onlinelibrary.wiley.com/doi/epdf/10.1002/ldr.1065> > Acesso 28 de out. 2020.

ZABIHI, M. et al., Spatial modelling of gully erosion in Mazandaran Province, northern Iran. **Catena**, Germany. v. 161, p. 1-13, fev. 2018. Disponível em:<

<https://www.sciencedirect.com/science/article/abs/pii/S0341816217303351#!>> Acesso 28 de out. 2020.

19. MONITORAMENTO DA EROÇÃO HÍDRICA NO BRASIL: DOS MÉTODOS MANUAIS AOS DIGITAIS

Hugo Alves Soares Loureiro¹, Antonio José Teixeira Guerra², José Fernando Rodrigues Bezerra³, Leonardo dos Santos Pereira⁴ & Fabrizio do Nascimento Garritano⁵

¹ Secretaria de Estado de Ciência, Tecnologia e Inovação do Estado do Rio de Janeiro; hugogeogr@gmail.com

² Departamento de Geografia da Universidade Federal do Rio de Janeiro; antoniotguerra@gmail.com

³ Departamento de Geografia da Universidade Estadual do Maranhão (UEMA); jfernangeo@gmail.com

⁴ Secretaria Municipal de Educação do Rio de Janeiro; leospgeo@gmail.com

⁵ Programa de Pós-Graduação em Geografia da Universidade Federal do Rio de Janeiro; fkbgarritano@hotmail.com

Resumo: Experimentos têm papel fundamental na Geomorfologia, que utiliza desde técnicas de mensuração, monitoramentos, observações de campo, de laboratório e uso de recursos cartográficos, como cartas topográficas e fotografias aéreas, até novas tecnologias, cada vez mais precisas, fáceis e rápidas na aquisição e processamento de dados. Assim, monitorar a erosão hídrica dos solos é, continuamente, tema relevante. Pensar que o tema se esgotou é equivocado, pois muitas lacunas demandam respostas, como: melhorar a compreensão das interações entre fenômenos naturais e antrópicos, do espaço-tempo de processos e taxas erosivas, e o desenvolvimento de técnicas e estratégias inovadoras, que visem sua redução, prevenção e mitigação. Diversos autores têm exposto formas de comparar e avaliar técnicas antigas e atuais. Nesse sentido, o capítulo revisa a literatura brasileira sobre métodos de monitoramento, dos convencionais aos digitais. Aborda o estado da arte no âmbito de parcelas, estacas e pinos de erosão; sensoriamento remoto, através de imagens aéreas, de satélites e suas resoluções espaciais, e modelos digitais diversos, como obtidos por LiDAR. Entende-se, pois, cada técnica como relevante e complementares entre si.

Palavras-Chave: Erosão Laminar; Erosão Linear; Parcelas de Erosão; Pinos de Erosão; LiDAR; Geotêxteis.

Abstract: Experiments play a fundamental role in Geomorphology. Multiple field and laboratory techniques are used. These include measurement techniques, monitoring, field and laboratory observations, and cartographic resources (e.g. topographic maps and aerial photographs).

Together with new technologies, the techniques enable the rapid acquisition and processing of expanding amounts of increasingly accurate data. As a geomorphological process, monitoring hydric erosion is crucial and many important questions remain. These include improving our understanding of interactions between natural and anthropogenic phenomena, space-time relationships, erosion processes and rates, scale issues and the development of innovative techniques. The technologies have applied dimensions, including strategies to prevent, decrease and mitigate the effects of hydric erosion. Many authors have discussed different ways to compare and assess both old and modern techniques. Therefore, this chapter reviews the Brazilian literature on monitoring methods, ranging from conventional techniques to modern advances in digital technology. The chapter addresses the current state-of-the-art, including the use of erosion pins and plots, remote sensing, satellite imagery, aerial images, digital models, and LiDAR techniques. The chapter discusses the potential of each individual technique and the synergistic potential of using multiple complementary techniques.

Key words: Sheet Erosion; Linear Erosion; Erosion Plots; Erosion Pins; LiDAR; Geotextiles.

Tema: Dinâmica das Vertentes e Interações Pedogeomorfológicas

1. INTRODUÇÃO

A erosão é um processo natural de desprendimento e arraste de partículas de solo, e sua deposição, causada por água e/ou vento, podendo ser acelerada pela ação antrópica. É a principal causa de degradação dos solos no mundo, atingindo desde áreas florestadas não alteradas (erosão geológica), até áreas de uso intenso, ou inadequado do solo (erosão acelerada) (IONITA *et al.*, 2015; POESEN, 2018; GOUDIE, 2020). Segundo Valentin *et al.* (2005), até os anos 2000, estudos de erosão baseavam-se no efeito *on site*, focados em questões da agricultura, na escala da parcela, a exemplo da erosão por ravinas e inter-ravinas; contudo, após os anos 2000, Bélgica e China passaram a liderar as pesquisas de efeito *off site*, destacando a importância de estudos na escala da bacia hidrográfica, na compreensão de fontes de poluição, e estratégias de gestão no combate à erosão do solo.

O processo erosivo gera, portanto, consequências como perda de solos agricultáveis e assoreamento de cursos d'água e reservatórios. Entender suas causas e consequências possibilita diagnosticar sua ocorrência e aplicar medidas mitigadoras de conservação para distintos ambientes (BRADY, 1989; GUERRA, 2009; BERTONI & LOMBARDI NETO, 2010; GUERRA *et al.*, 2017). É importante compreender a erosividade da chuva, propriedades do solo, cobertura vegetal e características das encostas, fatores controladores que determinam as taxas de perda de solo, água, e nutrientes, fundamentais para a conservação da fauna e flora (BERTONI & LOMBARDI NETO, 2010; VEZZANI & MIELNICZUK, 2011; THOMAZ & VESTENA, 2012).

A erosão pode ocorrer em áreas com baixa declividade (3° a 5°). Contudo, é importante frisar, que falta de práticas conservacionistas pode acarretar em elevadas taxas de erosão, extrapolando a capacidade de resiliência dos solos (JORGE & GUERRA,

2013; PEREIRA *et al.*, 2016; GOUDIE, 2020). O processo hidroerosivo é, então, a estreita relação da complexa dinâmica da água com as propriedades do solo. A energia da água é fator decisivo para se entender o processo de desagregação e arraste do solo, assim como as características morfológicas do relevo influenciam diretamente as taxas de erosão. Encostas convergentes, por exemplo, dão maior força e velocidade ao escoamento, podendo facilitar a erosão (GUERRA *et al.*, 2017; POESEN, 2018).

Portanto, é fundamental monitorar a erosão. Monitorar significa mensurar sistematicamente um processo, coletando dados e considerando intervalos de tempo. Os experimentos são ensaios com procedimentos controlados, de laboratório ou campo, utilizados como forma de testar hipóteses ou verificar características, sem que seja obrigatório coletar dados em intervalos de tempo determinados (GUERRA, 2005; LEAL & RODRIGUES, 2011; KUHN *et al.*, 2014; BOARDMAN & EVANS, 2019). Pode-se, pois, realizar experimentos que tenham por finalidade o monitoramento.

Assim, o presente capítulo apresenta uma revisão da literatura sobre diferentes métodos de monitoramento da erosão hídrica dos solos, destacando-se o estado da arte sobre monitoramento, em especial na Geomorfologia Brasileira. São abordados métodos desde os mais convencionais, como parcelas, estacas e pinos de erosão, até os mais sofisticados, como diversos produtos de sensoriamento remoto, sejam imagens de satélites, imagens aéreas e modelos digitais, obtidos entre variadas fontes. O capítulo se divide da seguinte maneira: exposição de relações entre a geomorfologia de caráter experimental e os estudos de erosão hídrica dos solos; e o destaque a cada método de monitoramento, primeiro em seus significados nacionais e internacionais (incluído o estado da arte deste), e por último em seu estado da arte no Brasil.

2. GEOMORFOLOGIA EXPERIMENTAL E EROSÃO HÍDRICA DOS SOLOS

De acordo com Garcia-Ruiz (2015), até antes de Strahler, a geomorfologia era estudada pela perspectiva histórica da interpretação das formas de relevo, e à medida que passou a se dedicar a estudos das relações entre escalas e processos, incorporou o viés experimental. Possui, resumidamente e segundo a literatura (SLAYMAKER, 1991; KUHN *et al.*, 2014; SEEGER, 2017), três tipos de experimentos de campo e seus objetivos: (1) experimento verdadeiro (controle total) - testar hipóteses da interação entre elementos de um dado sistema; (2) quasi-experimento (controle parcial) - medir taxas de processos, para quantificar modelos conceituais, ou testar a relevância de processos específicos num sistema; (3) experimento híbrido (sem controle) - mensurar respostas integradas, seja de processos associados ou manipulados, de forma a gerar dados de entrada para modelagens quantitativas.

Há clara distinção entre os termos “experimento de campo”, em referência a eventos simulados, e “monitoramento de campo”, designando observação de eventos naturais, conforme o trabalho de Kuhn *et al.* (2014). Para estes autores, os experimentos pressupõem ambientes controlados ou semi-controlados, nos quais é possível manter

determinados parâmetros constantes e manipular outros. As parcelas de erosão, ou estações experimentais são exemplos deste tipo de experimento de campo que pode ser monitorado de maneira semi-controlada. Uma das parcelas é usada como controle, enquanto se utiliza a(s) outra(s) para variar o(s) parâmetro(s) que se deseja analisar, através de monitoramento simultâneo (BEZERRA, 2011; KUHN *et al.*, 2014; JARDIM *et al.*, 2017; SEEGER, 2017; PEREIRA, 2019; SILVA *et al.*, 2019). Claro que se deve considerar que as condições de cada parcela do experimento não serão exatamente as mesmas, uma vez que os sistemas geomorfológicos possuem componentes de difícil isolamento, manipulação ou alteração, mas que devam ser minimamente semelhantes, podendo-se lançar mão, ainda, de mais parcelas de controle (SLAYMAKER, 1991; NEARING *et al.*, 1999; SEEGER, 2017).

Já os monitoramentos possibilitam a observação natural, com a conseqüente falta de controle, sobre quaisquer fatores controladores da erosão, o que sugere a necessidade de períodos mais longos para coleta de dados, na busca por resultados confiáveis e comparáveis, além das devidas relações condicionantes (KUHN *et al.*, 2014).

Ao tratar de geomorfologia experimental, leva-se em conta que, algumas vezes, é preciso desviar ou reprogramar o que seria a forma ideal do experimento, para ser possível alcançar quaisquer objetivos propostos (VENTURI, 2009; KUHN *et al.*, 2014). Em outras palavras, os experimentos devem ser adaptáveis às condições empíricas (do campo), cabendo ao pesquisador reformular ideias e mesmo os ensaios realizados (FRANCISCO, 2018). Inclusive pode haver erros inevitáveis, inerentes à própria realização do monitoramento ou ensaio, ou seja, da própria coleta de dados, tanto pela inserção de objetos no solo, o tráfego dos pesquisadores, medidas manuais, quanto por condições de campo (STOCKING, 1987; MARQUES, 1996; LOUREIRO, 2019).

No que tange à erosão hídrica dos solos, quando a intensidade da chuva excede a capacidade de infiltração de água no solo, o *runoff* pode se iniciar. A princípio forma-se um lençol de água, de profundidade mais ou menos uniforme, na superfície do solo, que é a erosão em lençol, também conhecida como erosão laminar (GUERRA *et al.*, 2017; POESEN, 2018; BOARDMAN & EVANS, 2019). Quanto maior a turbulência do fluxo de água, maior a capacidade erosiva. À medida que aumenta a instabilidade, a água se concentra em depressões na superfície, e começa a provocar a incisão do solo. Esses pequenos canais, de pequena profundidade e largura são denominados de ravinas (FULLEN & CATT, 2004; GUERRA *et al.*, 2017; BOARDMAN & EVANS, 2019). Se essas ravinas continuarem a se aprofundar e alargar, chegando a medidas maiores do que 0,5 m, de profundidade e largura, se estará diante de uma voçoroca (MORGAN, 2005; GOUDIE, 2020; GUERRA *et al.*, 2020). Todas essas etapas do processo erosivo podem ser monitorados em campo, na busca pelo cálculo de taxas e compreensão dos processos de acordo com as características do solo, das encostas e das chuvas onde ocorrem (ZEGEYE *et al.*, 2016; HAO *et al.*, 2019; MUSHI *et al.*, 2019).

A erosão por voçorocas tem sido estudada através de variados experimentos para sua melhor compreensão e modelagem, mas nem sempre seus subprocessos são fáceis de

serem mensurados, o que contribui para a falta de padronização dos métodos de mensuração das taxas erosivas destas feições (POESEN *et al.*, 2003; NICHOLS *et al.*, 2016; POESEN, 2018; SOUFI *et al.*, 2020). Por isso, Poesen (2018) reforça a existência de, ainda, muitas lacunas, que mantêm a necessidade de mais monitoramentos, experimentos e modelagens nos estudos sobre voçorocas, para servir de base, inclusive, à melhoria das previsões dos efeitos de mudanças climáticas sobre as taxas de erosão.

Nesse contexto, Garcia-Ruiz *et al.* (2015) analisaram o tempo de monitoramento de taxas erosivas em geral, de diversos estudos, e o consideraram insatisfatório, a maioria deles com apenas um ano, não conferindo confiabilidade a longo prazo. As demais faixas temporais verificadas foram de 10 anos de monitoramento, em parcelas de erosão, e de 2 a 10 anos, na escala de bacias hidrográficas, sendo raros trabalhos com mais de 10 e 25 anos. Já Castillo & Gomez (2016) levantaram cem anos de pesquisas sobre voçorocas, sendo as taxas obtidas, normalmente, no curto prazo (até cinco anos), enquanto estudos de longo prazo (mais de 15 anos), são pautados pela interpretação de ortofotografias.

Portanto, há preocupação constante na literatura acadêmico-científica quanto à testagem de métodos para monitorar e avaliar os processos e taxas de erosão, tanto para tornar os dados mais confiáveis, mais próximos à realidade, quanto compreender melhor seus efeitos, permitindo o planejamento de ações de controle e mitigação (NICHOLS *et al.*, 2016; POESEN, 2018; SOUFI *et al.*, 2020). Por isso, adiante são abordados os principais métodos de monitoramento empregados, dos mais tradicionais, consolidados, aos mais atuais, com potencial de reduzir lacunas no estudo da erosão hídrica dos solos.

3. MÉTODOS DE MONITORAMENTO DA EROSÃO HÍDRICA

Ao tratar do monitoramento da erosão hídrica deve-se compreender que há uma “janela de oportunidade” para a ocorrência deste processo, dependente do momento, quantidade e intensidade de chuva, em determinado período, bem como do início e duração de tal “janela”, além de características do solo e da área ao redor (BOARDMAN & FAVIS-MORTLOCK, 2014; GUERRA, 2016).

Desse modo, a parcela de erosão é um instrumento capaz de mensurar os elementos ambientais que se deslocam na paisagem, principalmente partículas de solo e água, sendo um método de análise geomorfológico eficiente para entender os processos hidroerosivos. Esta técnica permite monitorar através de medições específicas de determinada área, principalmente o escoamento superficial, coletando indicadores e parâmetros para verificar determinados impactos ambientais, como o total de água e solo que foram escoados (erosão), podendo dimensionar sua magnitude (erosão acelerada) e avaliar a eficácia de medidas preventivas adotadas (BITAR & ORTEGA, 1998; GUERRA, 2005; ROSS & FIERZ, 2009; GUERRA, 2016; PEREIRA, 2019).

Duas outras técnicas convencionais são o uso de estacas e pinos de erosão, dado o baixo custo e a simplicidade de instalação e medição de ambas. Por vezes são confundidas como sinônimos. Porém, a primeira é largamente utilizada para aferir o recuo de bordas de voçorocas, enquanto a segunda pode ser utilizada para verificar a remoção, ou

acúmulo, de material em diferentes ambientes. Nas encostas os pinos podem servir para medir os efeitos da erosão laminar, ou estimar taxas erosivas nas paredes de voçorocas. Esta última é uma abordagem semelhante à sua aplicação em margens de rios (IRELAND *et al.*, 1939; WOLMAN, 1959; LAWLER, 1993; GUERRA, 2005; LOUREIRO, 2013; HART *et al.*, 2017; JUGIE *et al.*, 2018; KEARNEY *et al.*, 2018; MYERS *et al.*, 2019; GUERRA *et al.*, 2020).

Já as geotecnologias, ao passar dos anos, se tornaram ferramentas de valioso suporte à pesquisa geomorfológica. Inicialmente a obtenção dos dados, para formar um banco de dados. Estes são posteriormente trabalhados para elaborar informações passíveis de análise, originando os resultados. No monitoramento da erosão hídrica com geotecnologias, destacam-se variadas técnicas e *softwares* voltados ao mapeamento, com uso de imagens de satélite, radares, LiDAR (*Light Detection and Ranging*) terrestre ou aerotransportado e, cada vez mais, o uso de veículos aéreos não tripulados (VANTs).

Para dar caráter aleatório à pesquisa bibliográfica, não foram seguidas metodologias específicas, representando o que está disponível por fácil acesso. Buscou-se artigos e trabalhos acadêmico-científicos através de palavras-chave como “monitoramento”, “monitoramento de voçorocas”, “pinos de erosão”, “parcelas de erosão”, “estação experimental”, “VANT”, e “*Laser Scanner*”. Os trabalhos selecionados apresentam, obrigatoriamente, monitoramentos da erosão hídrica nos últimos anos.

O Quadro 1 reúne alguns dos principais estudos brasileiros encontrados e mencionados, referentes aos últimos 5 anos (2016-2020). Evidencia-se o estado da arte na Geomorfologia Brasileira, com foco no monitoramento da erosão hídrica dos solos no Brasil, apontando que tipos de técnicas, ou instrumentos, foram utilizados em cada trabalho, o tipo de feição monitorada e os locais de estudo e instituições pesquisadoras.

Cada seção do capítulo perfaz a conceituação dos diferentes métodos de monitoramento, de acordo com a literatura nacional e internacional. Para, em seguida, destacar o estado da arte de cada método na literatura nacional.

3.1. Monitoramento controlado: parcelas experimentais de erosão

A utilização de instrumentação de campo, como parcelas de erosão e pluviômetros, estabelece uma leitura do local, com maior precisão da realidade, auxiliando na aquisição de dados que representam a complexidade dos sistemas ambientais, sendo de grande relevância para adequada tomada de decisão e elaboração de medidas mitigadoras (GUERRA, 2005; ROSS & FIERZ, 2009; GUERRA, 2016).

Para Christofolletti (1999) e Stroosnijder (2005), a abordagem sistêmica dá respaldo à investigação da dinâmica do meio ambiente, valorizando a relação dos fenômenos de diferentes áreas do saber, que se materializam no espaço, abrangendo estruturação, funcionamento e dinâmica dos elementos físicos, biogeográficos e sociais. Nessa perspectiva, técnicas de mensuração e monitoramento hidroerosivo (parcelas de erosão) são formas de análise que têm o solo como elemento espacial que se redistribui na paisagem, com efeitos e causas socioambientais *onsite* e *offsite*.

Quadro 1. Relação de trabalhos nacionais publicados sobre monitoramento da erosão hídrica dos solos, nos últimos cinco anos (2016-2020), por tipo de técnicas usadas e feições monitoradas, com indicação dos locais e instituições de realização dos estudos. *Denominação dos autores.

Publicações	Técnicas	Tipos de feições	Locais e Instituições
Alves <i>et al.</i> (2016)	Imagens LANDSAT Drone*	Voçorocas	Serra Geral do Tocantins (TO); UFOB
Barcelos e Rodrigues (2018)	Parcelas experimentais de erosão	Laminar	Faz. Experimental do Glória (Uberlândia); UFU
Faria <i>et al.</i> (2017)	VANT	Voçoroca	Bacia do rio Araguaia (GO); UFG e IFB
Lisboa <i>et al.</i> (2017)	Estacas	Voçorocas	Bacia do rio Bacanga (MA); UEMA
Francisco (2018)	Estacas; Estação Total	Voçorocas	Rancharia (SP); UNESP Presidente Prudente
Vitorino <i>et al.</i> (2019)	Parcelas experimentais; estacas; pinos de erosão	Ravina	Itambé do Mato Dentro (MG); FUNCESI; UEMG
Sousa <i>et al.</i> (2016)	Parcelas experimentais de erosão	Laminar	Iguatu (CE); IFCE - Campus Iguatu e UFC
Jardim <i>et al.</i> (2017)	Parcelas experimentais de erosão	Laminar	Paty do Alferes (MG); UFMG, UFRJ e UERJ
Baldassarini e Nunes (2018)	Parcelas experimentais de erosão; Pinos de erosão	Laminar	Getulina e Vera Cruz (SP); UNESP Presidente Prudente
Silva <i>et al.</i> (2019)	Parcelas experimentais de erosão	Laminar	São Pedro da Serra (RJ); FFP-UERJ
Garritano (2020)	VANT	Voçorocas	Rio Claro (RJ); UFRJ
Pereira <i>et al.</i> (2016); Pereira (2019)	Parcelas experimentais de erosão	Laminar	Ubatuba (SP); UFRJ
Xavier <i>et al.</i> (2016)	Parcelas experimentais de erosão	Laminar	Juazeirinho (PB); UEPB, Campina Grande-PB
Guerra <i>et al.</i> (2020)	Parcelas de erosão; Pinos; LiDAR (LST); VANT	Laminar; Ravinas; Voçorocas	Serra do Mar; UFRJ; São Luís (MA); UFMA e UEMA
Dinotte <i>et al.</i> (2019)	Google Earth™ Pro	Voçorocas	Gouveia (MG); IFMG (<i>campi</i> Bambuí e Ouro Preto)
Loureiro <i>et al.</i> (2020)	LiDAR (LST); VANT	Voçoroca	Rio Claro (RJ); UFRJ; EMBRAPA Solos
Siqueira Júnior <i>et al.</i> (2019)	VANT (MDE; SfM)	Ravinas; Voçorocas	Itumirim (MG); UFLA; Lancaster University.; IAC (SP)
Julian e Nunes (2020)	VANT	Voçoroca	Amadeu Amaral (Marília – SP); UNESP Presidente Prudente
De Albuquerque <i>et al.</i> (2020)	Aerofotogrametria (fotografias digitais e ortofotos)		Vale do Rio Paraíba do Sul; Jacareí (SP); UnB
Etchelar (2017)	Estacas; Google Earth™ Pro; LiDAR (LST)	Voçoroca; Margem de rio	APA do Banhado Grande (RS); UFRGS
Ercole (2019)	VANT	Voçoroca	Nova Lima (MG); CEFET-MG
Aquino da Cunha <i>et al.</i> (2020)	Estação Total; ARP*	Sem feição (proposta)	Salvador (BA); UFBA
Rademann e Trentin, 2020	VANT	Voçoroca	Cacequi (RS); UFSM

Assim, as estações experimentais vêm auxiliando na compreensão da dinâmica dos processos erosivos, seu início e desenvolvimento. Diversas técnicas têm sido empregadas na Geomorfologia Experimental, para compreender e, conseqüentemente, atuar na recuperação de áreas degradadas (SUTHERLAND, 1998; GUERRA, 1999; POESEN *et al.*, 1999; MORGAN, 2001; FULLEN & GUERRA, 2002; KIRKBY *et al.*, 2003; LEKHA, 2004; BHATTACHARYYA *et al.*, 2010; BEZERRA, 2011; BEZERRA *et al.*, 2011; BEZERRA *et al.*, 2016; GUERRA *et al.*, 2017).

A parcela de erosão é um experimento com limites definidos, que pode simular diferentes tipos de uso e cobertura do solo, avaliar perdas por escoamento superficial e a sedimentação. Geralmente apresentam estrutura que direciona o escoamento superficial a uma saída comum, com calhas e galões coletores, cujo material coletado (água e sedimentos) será quantificado. (PINESE JÚNIOR *et al.*, 2008; BEZERRA, 2011).

Guerra (2005) e Morgan (2005) propõem dimensão mínima de 10m de comprimento por 1m de largura para as parcelas de erosão, para compreensão da dinâmica superficial, entre a geração do escoamento superficial e a remoção de partículas do solo. O primeiro analisou o papel das estações experimentais no monitoramento da erosão dos solos no mundo e concluiu que os resultados mais expressivos são aqueles relacionados à obtenção da Equação Universal de Perda de Solo (USLE – *Universal Soil Loss Equation*), corroborada por WISCHMEIER & SMITH (1978).

Neste tópico serão demonstrados alguns exemplos sobre o papel do monitoramento com estações experimentais. Por ser um monitoramento controlado, seus resultados são fundamentais ao avanço da compreensão dos processos erosivos, além de possibilitar comparações, entre estações em diferentes condições ambientais.

3.1.1. *Papel da água na erosão nos estudos com parcelas*

Segundo Arnáez *et al.* (2015), a falta de práticas conservacionistas pode acarretar taxas erosivas elevadas quando do uso excessivo do solo, que faz a capacidade de resiliência ser extrapolada. Mesmo em áreas florestadas, sedimentos transportados influenciam a dinâmica fluvial, sendo um elemento modificador da paisagem. Valentin *et al.* (2005) e Kirkels *et al.* (2014) salientam que o material orgânico, deslocado e redistribuído no espaço, pode interferir *on site* na qualidade do solo, acelerando a erosão, pela perda de nutrientes. Esse material, cuja mobilização chega a 20 t/ano (FARIA, 2014), irá se depositar, principalmente, em fundos de vales (*off site*), alterando a dinâmica fluvial e poluindo rios e lagos, pelo excesso de diluição na água de materiais orgânicos, comprometendo a geodinâmica da rede hidrográfica.

Dessa forma, é preciso verificar a capacidade de drenagem e armazenamento de água no solo, para entender as taxas por escoamento superficial, processo que influencia na erosão do solo. Conhecer o potencial total da água leva à compreensão sobre sua retenção e movimentação no solo. O movimento da água vai do potencial total negativo mais alto para o mais baixo. A variação de tal processo se relaciona intimamente com a permeabilidade do solo (Figura 1).

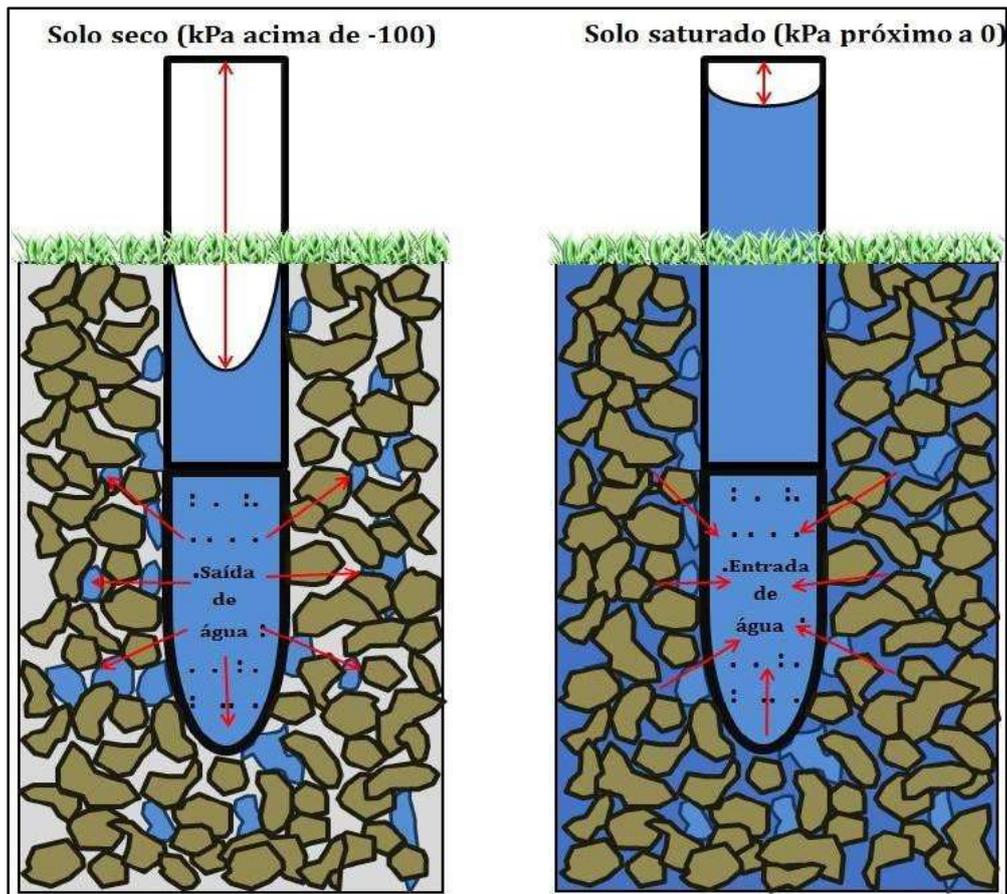


Figura 1. Tensiômetro: método de análise *in situ* para compreender a movimentação da água no solo. Solo seco, ocorre a saída de água do equipamento pela ponta porosa para o solo, aumentando a tensão e a pressão; em solo úmido e saturado, ocorre a entrada de água no tensiômetro, diminuindo a tensão e a pressão. Elaboração: Leonardo S. Pereira.

Nessa perspectiva, um conjunto de diferentes tipos de energia potencial atuam para conferir ao solo o seu potencial total de água (BRADY & WEIL, 2013). Com base nestes autores, observa-se a representatividade da matriz do solo na compreensão da dinâmica dos fluxos de energia e matéria de uma paisagem, bem como o uso e manejo dos solos pode alterar o equilíbrio da interação dos elementos que o compõem. Logo, as partículas de solos erodidas se distribuem espacialmente, modificando constantemente distintas paisagens.

Assim, compreender o processo de infiltração, drenagem, estocagem da água no solo e mensurar o volume de escoamento, é de grande importância em pesquisas Geomorfológicas, pois a dinâmica hidrológica é responsável pela ocorrência dos principais tipos de erosão acelerada em áreas degradadas. O processo hidroerosivo, desse modo, é a estreita relação da complexa dinâmica da água com as propriedades do solo. Observa-se, portanto, que a energia da água é um fator decisivo para se entender o processo de desagregação e arraste do solo.

Os potenciais matricial e gravitacional representam, pois, energias potenciais importantes para o solo, explicativas da dinâmica da água nele. Depois de saturar o solo,

a água se encontra em estado livre, sendo o potencial gravitacional uma das primeiras forças atuantes no deslocamento de água até camadas inferiores do perfil de solo, associada à força gravitacional do planeta. A atuação da água, em mover-se e ser retida, pelo potencial matricial, se dá após a ação do potencial gravitacional, a partir da sucção, quando há atração do nível de energia potencial da água por partículas sólidas na matriz do solo (BRADY & WEIL, 2013; PEREIRA, 2019). Então, o potencial matricial resulta da ação de duas forças: a de coesão, ou seja, a atração das moléculas de H₂O; e a força de adesão, que é a atração entre as moléculas de água e a superfície das partículas sólidas do solo (REICHARDT, 1987; BRADY & WEIL, 2013; PEREIRA, 2019).

3.1.2. Parcelas de erosão no Brasil

Várias pesquisas vêm destacando o papel das parcelas de erosão no monitoramento do escoamento superficial e erosão dos solos no Brasil. Sousa *et al.* (2016) analisaram duas parcelas com coberturas distintas (pasto e solo exposto) para verificar a influência da cobertura vegetal sobre as perdas de água e sedimentos no semiárido brasileiro (Iguatu, Ceará). A parcela com cobertura vegetal (capim) apresentou 99,36% menos perdas de solos e 71,88% menos escoamento superficial, em comparação à parcela de solo exposto. Os autores (SOUSA *et al.*, 2016) ressaltam a importância da vegetação, como elemento dissipador da energia cinética da chuva.

Costa & Rodrigues (2015) monitoraram cinco parcelas no bioma Cerrado (Uberlândia, MG), com as seguintes coberturas: parcela A, gramíneas; parcela B, arbustiva; parcela C, herbáceas para condições úmidas; parcela D, gramíneas e algumas herbáceas; e parcela E, arbórea, de cerca de 5 metros, associada a diversas espécies herbáceas, devido à extensão da área. Destaca-se que a parcela D alcançou as maiores taxas de erosão (1.752 g/m²), ainda que tenha apresentado o escoamento superficial com os menores valores. As parcelas A e E também tiveram alta taxa de remoção, mas as perdas de A (1.511,75 g/m²) ocorreram em eventos específicos, que seguiram os picos de índices elevados de precipitação, enquanto E (1.353 g/m²) sofreu erosão constante, independente dos índices pluviométricos.

Pereira & Rodrigues (2013) e Jardim *et al.* (2017) correlacionaram dados de escoamento superficial e processos erosivos e a influência deles em áreas agrícolas, em regiões tropicais úmidas, monitorando quatro parcelas de erosão, deste modo: sem cobertura vegetal (SC); plantio convencional (PC); plantio em nível (PN); plantio direto ou cultivo mínimo (PD). Os maiores índices de erosão foram verificados na parcela SC, com 20,76 t/ha de média, e média de 20,9 mm de chuva. Na parcela PC ocorreu a segunda maior perda média, de 0,00642 t/ha, e média de chuva de 18,2 mm, e a terceira, na parcela PN (0,00543 t/ha; 18,5mm) e da parcela PD (0,00139 t/ha; 18,2mm).

Xavier *et al.* (2016) monitoram três parcelas hidroerosivas (bacia do rio Taperoá, Juazeirinho, região semiárida da Paraíba), para avaliar a produção de escoamento superficial e erosão sob três usos: palma, pastagem e milho. O maior valor acumulado de erosão foi de 10,4 t/ha na parcela com milho. As demais apresentaram 6,6 t/ha (palma) e

4,3 t/ha (pasto). A maior erosão na parcela com milho se deu pela limpeza feita nos dois primeiros meses, somado à morte do cultivo de milho, mantendo a parcela descoberta.

Em Ubatuba (SP), foi construída uma estação experimental (Figura 2A) na qual foram implantadas três parcelas (1 x 10 m), numa trilha de 4° de declividade e superfície correspondente ao horizonte C de um Latossolo, monitoradas de agosto de 2013 a dezembro de 2017. Nas caixas de armazenagem do escoamento (capacidade de 100 L) foram inseridos baldes graduados de 10L para reter escoamentos inferiores a 10L (PEREIRA, 2015; PEREIRA *et al.*, 2016; PEREIRA, 2019). Desse volume de escoamento armazenado, é retirado 1L para análise em laboratório, após todo o material erodido ser homogeneizado (PEREIRA, 2015). Nele, esta alíquota é posta para secagem em estufa e, após, é feita a pesagem para determinar o total de solo superficialmente erodido (t/L), pela multiplicação do volume de litros retidos na caixa coletora (L). Ou seja, equivalente a quanto do solo, na área da parcela (ha), foi erodido. Com tais dados, é calculado o resultado em tonelada/hectare (t/ha), em que:

$$\text{Perda } t/ha = [(\text{Sedimento perdido } t/L \times \text{Escoamento } L) / \text{Área da Parcela } ha]$$

Além disso, Pereira (2019) relacionou as propriedades físico-químicas e o potencial matricial encontrados na encosta ao processo de escoamento superficial e à perda de solo. Constatou que o total de chuva acumulado foi de 7.979,7 mm, sendo 4.421,0 mm superficialmente, ou seja, 55,4 % da precipitação não foi absorvida pelo solo. Demais resultados salientam que, apesar da pouca declividade, o solo deixou de absorver a carga de matéria e energia que recebe, degradando o sistema, que perde capacidade de dissipação de energia e processamento da matéria. Observa-se, assim, como o escoamento e o solo não são elementos fixos na paisagem, tendo partículas de solo e nutrientes transportados. Dentre 53 meses monitorados, foram mais de 62,3 t/ha de solo perdido, com as maiores taxas de erosão em janeiro (2,3 t/ha – 3,7%) e setembro de 2015 (1,9 t/ha – 3%), e março de 2017 (1,7 t/ha – 2,7%), correspondentes a volumes elevados de precipitação (PEREIRA, 2019).

Bezerra (2011), através da bioengenharia de solos, demonstrou a eficiência de geotêxteis biodegradáveis, produzidos com fibra de buriti, no controle do escoamento e da perda de sedimentos. Em estação experimental na bacia do rio Bacanga (São Luís, MA), monitorou quatro parcelas: duas com solo exposto – SE; e duas com geotêxtil de buriti – SG (Figura 2B). Foram registrados 2.067,50 mm de chuvas, produzindo fluxos superficiais totais de 208,57 L/m² nas parcelas SG; e 494,63 L/m² nas parcelas SE, mais que o dobro da parcela coberta (BEZERRA, 2011). Os resultados apontam, também, que os geotêxteis foram eficientes e, posteriormente, as gramíneas, para servirem de obstáculos ao transporte de sedimentos. As parcelas SG perderam 255,85 g/m² de solo, enquanto nas parcelas SE, foram 4.390,96 g/m² de solo erodido, quantidade 17 vezes maior (BEZERRA, 2011).

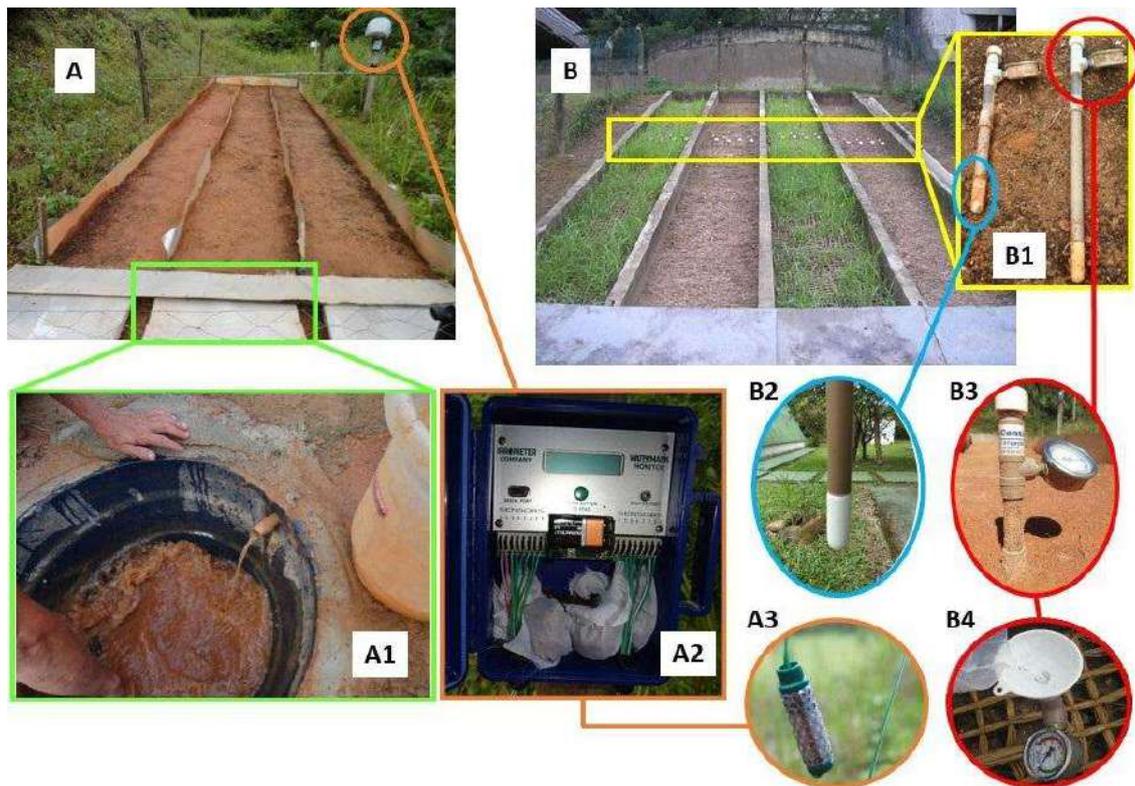


Figura 2. Parcelas de erosão monitoradas por (A) PEREIRA (2019) e (B) BEZERRA (2011). Na estação experimental A, três parcelas com solo exposto. Enquanto em B, quatro parcelas com duas coberturas: solo exposto e geotêxteis de fibra de buriti. Em A1 observa-se a entrada de escoamento superficial e sedimentos no recipiente de uma das parcelas. O monitoramento da umidade do solo de (A) utilizou o Sensor de Matriz Granular (SMG) acoplado a um datalogger (A2 e A3). A mensuração de (B) utilizou tensiômetros à vácuo para medir a umidade do solo (B1, B2, B3 e B4). Fotos: Leonardo S. Pereira; José F. R. Bezerra. Elaboração: Hugo A. S. Loureiro.

3.2. Métodos convencionais: estacas e pinos de erosão

Os pinos de erosão foram aplicados, pioneiramente, por Ireland *et al.* (1939), para mensurar o recuo das paredes de voçorocas (GUERRA *et al.*, 2020; RICHTER *et al.*, 2020). Contudo, para alguns autores (BOARDMAN & FAVIS-MORTLOCK, 2016; HART *et al.*, 2017; GHOLAMI *et al.*, 2021), sua origem viria dos trabalhos de Schumm e de Colbert, ambos datados de 1956. A partir destes, Haigh (1977) e Wolman (1959) disseminaram duas abordagens: (1) pinos inseridos verticalmente no solo de encostas e voçorocas e (2) inseridos horizontalmente em margens de rios. Assim, e conforme pesquisas bibliográficas nossas desde 2013, a abordagem de Ireland *et al.* (1939), de inserir pinos (então chamados *iron rods*, ao invés de *erosion pins*) de modo horizontal nas paredes íngremes de voçorocas, acabou relegada, em certo modo, ao esquecimento.

Nesse contexto, os métodos foram amplamente utilizados, ao longo das décadas, através das seguintes abordagens: (a) estacas nas bordas de ravinas e voçorocas (BEZERRA, 2011; LEAL & RODRIGUES, 2011; LOUREIRO, 2013; LISBOA *et al.*, 2017; FRANCISCO, 2018), pinos de erosão monitorando; (b) a erosão laminar na superfície das encostas (HAIGH, 1978; DE PLOEY & GABRIELS, 1980; GUERRA,

2005; HANCOCK & LOWRY, 2015; ANTONLI & THOMAZ, 2016; HART *et al.*, 2017; KEARNEY *et al.*, 2018); e, (c) a erosão fluvial nas margens de rios (WOLMAN, 1959; LAWLER, 1993; CUNHA, 1996; PLENNER *et al.*, 2016; JUGIE *et al.*, 2018; CASTRO *et al.*, 2019; MYERS *et al.*, 2019). Para esta última aplicação, Lawler (1991) apresentou os pinos de erosão foto-eletrônicos (*photo-electronic erosion pins - PEEPs*).

Enquanto isso, se tornou raro, mundialmente, utilizar pinos nas paredes de voçorocas. Mesmo em pesquisas que utilizaram pinos em voçorocas, estes serviram para mensurar a variação vertical do solo, ao serem inseridos perpendicularmente ao piso, ou verticalmente em paredes de baixas declividade e altura. Até mesmo os termos “rebaixamento do solo” e “altura acima do solo” são utilizados, característicos do monitoramento da erosão laminar nas encostas. Isto está presente nos trabalhos de Bartley *et al.* (2007), Hart *et al.* (2017), Luffman *et al.* (2018), e Wilkinson *et al.* (2018). Logo, a aplicação pioneira de Ireland *et al.* (1939) se mantém mundialmente rara. Em termos de Brasil, o estudo de Loureiro (2013) é, potencialmente, pioneiro com tal aplicação.

Já as estacas, são empregadas no monitoramento de voçorocas, para mensurar o avanço da erosão, através do recuo de suas bordas (GUERRA, 2005; LOUREIRO, 2013; LISBOA *et al.*, 2017; FRANCISCO, 2018). Inicialmente utilizado para margens de rios por Hughes (1977), Guerra (1996) propôs seu uso para bordas de voçorocas, modo de exclusividade brasileira, segundo a bibliografia pesquisada. Basicamente, instalam-se estacas no solo ao redor da feição monitorada, com distâncias determinadas umas das outras, a critério e necessidade de cada pesquisa. Guerra (1996; 2005) sugere 10 metros entre a borda e cada estaca. Pode-se, ainda, instalar outras estacas para referência ou auxiliares (LOUREIRO, 2013; FRANCISCO, 2018). Mede-se a distância da borda às estacas, ao longo de determinado período, obtendo-se dados de evolução da feição erosiva. Esses dados são representados e interpretados a partir de croquis ou produtos de geoprocessamento, e relacionados aos índices pluviométricos do período monitorado.

Como as estacas, os pinos são uma técnica simples, barata e eficiente (GUERRA, 2005; BEZERRA, 2011; LOUREIRO, 2013; KEARNEY *et al.*, 2018; MYERS, 2019; GHOLAMI *et al.*, 2021). Mas isto não deve levar à ideia de que a técnica seja simplória, pois a complexidade está nas questões de localização dos pinos, erros em medições, distúrbios e, claro, na interpretação de resultados e relações com os diversos fatores controladores da erosão (BOARDMAN & FAVIS-MORTLOCK, 2016).

Cada pino permite uma informação pontual (milimétrica a centimétrica), que possibilita, em conjunto, estimar taxas de erosão e deposição em diferentes ambientes (BOARDMAN & FAVIS-MORTLOCK, 2016; HART *et al.*, 2017; JUGIE *et al.*, 2018; MYERS, 2019; GHOLAMI *et al.*, 2021). Cravam-se os pinos no solo, deixando parte exposta e recomenda-se reproduzir sua distribuição espacial em croqui ou outras formas de diagramação. Sua exposição ou recobrimento devem ser mensurados periodicamente e, conforme os objetivos e possibilidades dos estudos, principalmente após eventos de chuva significativos (GUERRA, 2005; BOARDMAN & FAVIS-MORTLOCK, 2016).

Ainda que nenhuma pesquisa tenha proposto quantificar a acurácia deste método (JUGIE *et al.*, 2018), vários trabalhos realizam comparações e trazem diversos cálculos para validar a técnica e estimar taxas de massa e volume de material mobilizado, respectivamente (LOUREIRO, 2013; 2019; ANTONELI & THOMAZ, 2016; JUGIE *et al.*, 2018; MYERS, 2019; GUERRA *et al.*, 2020; GHOLAMI *et al.*, 2021).

Nesse sentido, o método dos pinos de erosão tem sido vinculado ao monitoramento com geotecnologias, comparando-o a técnicas de fotogrametria, LiDAR e sensoriamento remoto, com VANTs (PLENNER *et al.*, 2016; JUGIE *et al.*, 2018; MYERS *et al.*, 2019; GHOLAMI *et al.*, 2021). Isto confere novas perspectivas no uso dos pinos, que mantém sua simplicidade metodológica. Por exemplo, Myers (2019) foi o primeiro que comparou o uso de pinos, de estação total e de *laser scanner* terrestre, para as mesmas margens de rios. Devido à baixa resolução espacial oferecida pelos pinos, a comparabilidade entre as técnicas tem suas limitações.

Contudo, ao considerar *grids* (ou redes) a partir da distribuição dos pinos, é possível realizar determinados cálculos, principalmente associados a características dos solos, como a densidade (ANTONELI & THOMAZ, 2016; PLENNER *et al.*, 2016; LOUREIRO, 2019; GUERRA, *et al.*, 2020). Kearney *et al.* (2018) citam que a maioria dos estudos calculam taxas anuais que são convertidas em unidades de massa por área (kg/ha/ano), e afirmam que mais pesquisas são necessárias para calibragem da acurácia deste método. Já resultados encontrados por Jugie *et al.* (2018) e Luffman *et al.* (2018) são divergentes, quando as taxas erosivas foram subestimadas para margens de rios e superestimadas para voçorocas (pinos verticalmente instalados), respectivamente.

Dentro do contexto de evolução tecnológica, Gholami *et al.* (2021) recomendam combinar pinos e parcelas de erosão com modelos baseados em Inteligência Artificial (*Artificial Intelligence - A.I.*), a fim de modelar e mapear os tipos de erosão pluvial e fluvial. Seus estudos utilizaram algoritmo de redes neurais para predizer a erosão através de modelagem rápida e precisa. No mesmo caminho, os trabalhos pioneiros de Nguyen *et al.* (2019) e Nguyen *et al.* (2020) utilizaram pinos de erosão para calibração e testagens de diversos algoritmos através do Aprendizado de Máquina (*Machine Learning*), para predição da erosão laminar. Já Arabameri *et al.* (2020) não utilizaram pinos, mas testaram algoritmos através de Aprendizado de Máquina para predizer a suscetibilidade à erosão por voçorocas. Por não ser objeto de análise neste capítulo, recomenda-se a consulta das referências bibliográficas para maiores informações.

Portanto, o método dos pinos de erosão, com seus aspectos positivos e negativos, não é substituído por métodos mais modernos, necessariamente. Pelo contrário, podem e têm sido incorporados a técnicas mais precisas e digitais, seja como forma de comparação, seja como forma de calibração de modelos e taxas dos processos erosivos. Contudo, seu uso no Brasil ainda é tradicional, com poucos estudos mesclando comparativamente os métodos convencionais e modernos.

3.2.1. Estacas e pinos de erosão no Brasil.

Levantamento bibliográfico do período 2004-2014, sobre “voçorocas”, realizado por Marchioro *et al.* (2014), em artigos de revista e de anais de simpósio da União da Geomorfologia Brasileira (UGB), encontrou apenas 12 versando sobre monitoramento, 8 deles com estacas. Para os últimos dez anos, a pesquisa realizada neste capítulo expõe, na tabela 1, os estudos de Francisco (2018); Lisboa *et al.* (2017), Vitorino (2019) e Guerra *et al.* (2020). Completam a década 2011-2020, Leal & Rodrigues (2011), Loureiro (2013) e Viana *et al.* (2014). Isso indica que o monitoramento de voçorocas com o método de estaqueamento tem apresentado poucas pesquisas nos últimos anos.

Leal & Rodrigues (2011) desenvolveram estudo comparativo entre estacas, DGPS e Geoprocessamento, apontando que a escala temporal para o monitoramento pode ser diferente de acordo com cada técnica. Desse modo, as estacas funcionam para monitoramentos mensais (cm), o DGPS para semestrais (mm) e o Geoprocessamento para anuais, tendo sido utilizadas fotografias aéreas de 1979, 1997 e 2004. Em termos de posicionamento das estacas, estas foram colocadas ao redor de toda a feição, porém, concentrando maior quantidade na margem direita, onde ocorre mais escoamento superficial e, por conseguinte, mais erosão (LEAL & RODRIGUES, 2011).

Já Lisboa *et al.* (2017) monitoraram três voçorocas com três estacas de referência em cada (9 pontos de medição), sempre posicionadas na área da cabeceira, mais ativa. Seus resultados têm como base imagens das voçorocas obtidas no *software Google Earth™*, sobre as quais foram reproduzidos os croquis de avanço da erosão nas bordas.

Baldassarini & Osvaldo (2018), que chegaram a utilizar o termo “estaca” como sinônimo de “pino”, utilizaram pinos de erosão em parcelas experimentais. Do monitoramento da erosão laminar, os referidos autores calcularam a perda de solo, ao aplicarem a fórmula $P \text{ (t/ha)} = h \text{ (m)} \times A \text{ (m}^2\text{)} \times Ds \text{ (m}^3\text{)}$, na qual P é a perda de solo; h é a média da alteração da superfície medida com os pinos; A é a área da parcela; e Ds é a densidade do solo. Encontraram taxas erosivas de 0,5 e 1,5 t·ha⁻¹·ano.

Antoneli & Thomaz (2016) também utilizaram pinos, em parcelas de 2m² instaladas em barrancos de estradas, e associaram o rebaixamento da superfície monitorada com a densidade do solo, para calcular a perda de solo pela erosão. A fórmula utilizada no referido artigo foi $Ps \text{ (kg} \cdot \text{m}^{-2}\text{)} = Rs \text{ (cm)} \times D \text{ (g} \cdot \text{cm}^{-3}\text{)}$, onde Ps é a perda de solo; Rs é o rebaixamento total do solo; e Ds é a densidade do solo. Além disso, Antoneli & Thomaz (2016) realizaram outros cálculos, de acordo com diferentes monitoramentos realizados.

Bezerra (2011) distribuiu pinos em duas parcelas de erosão, com solos sem cobertura, em estação experimental (Figura 3A). Seus dados indicaram áreas de erosão e deposição, conforme a altura do pino em relação à superfície. Disto foi feita a classificação no *software ArcGIS*, considerando mais de 5 cm de altura dos pinos à superfície do solo como áreas de erosão, e menor como área de deposição (BEZERRA, 2011). As maiores taxas registradas de rebaixamento do solo foram 8,2 e 10,8 cm, com 2.067,5 mm de pluviosidade entre fevereiro e junho de 2009 (BEZERRA, 2011).

Outra abordagem para os pinos de erosão foi utilizada por Loureiro (2013), que os inseriu horizontalmente nas paredes de voçorocas (Figura 3B2), resgatando e aprimorando a técnica de monitoramento de Ireland *et al.* (1939). Após diversas pesquisas, foi o único no Brasil a utilizar o método desta forma e trazer uma proposta de cálculos associados. A partir da distribuição dos pinos de forma simétrica, cria-se um *grid* de pinos de erosão (Figura 3B), que possibilita cálculos geométricos para estimar massa e volume de solo erodido, (LOUREIRO, 2013; 2019; GUERRA *et al.*, 2020).

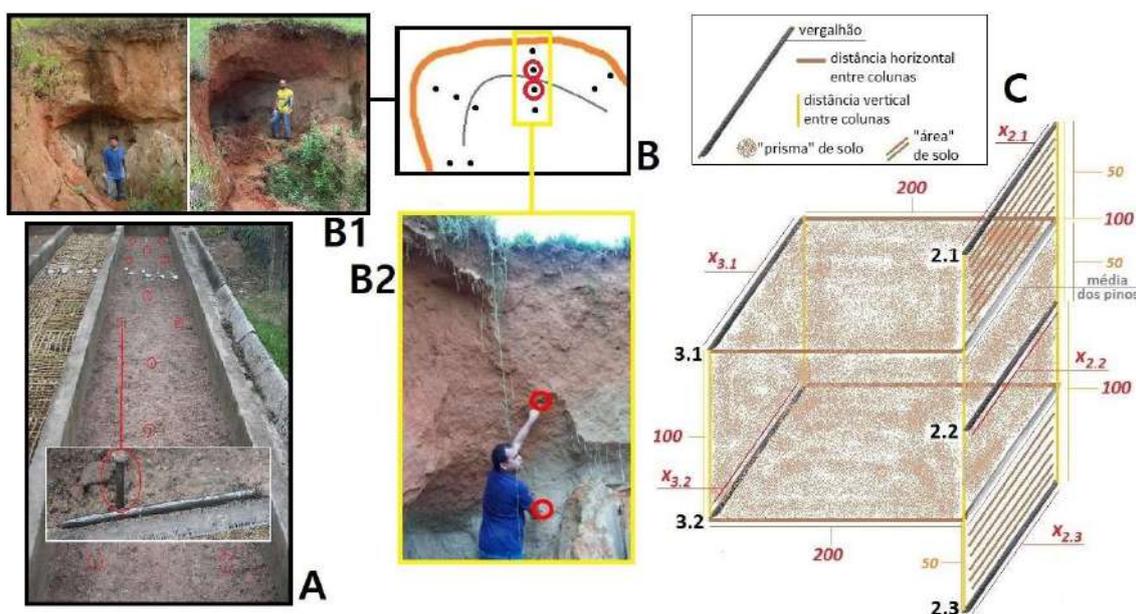


Figura 3. Monitoramentos com pinos de erosão. (A) pregos (circulados em vermelho e no detalhe) utilizados para medir a erosão laminar em parcelas sem cobertura do solo, na UFMA. (B) croqui da distribuição da rede (*grid*) de pinos nas paredes da alcova de regressão, na cabeceira da voçoroca monitorada. No detalhe (B1) a comparação das mudanças na morfologia da alcova de regressão entre os meses de fevereiro de 2011 e janeiro de 2012. No detalhe (B2), os círculos destacam os pinos 2.2 e 2.3 da 2a coluna do *grid* de pinos (2011). (C) representação geométrica do prisma formado pela distribuição dos pinos, que permite estimar o volume de solo erodido, de acordo com a exposição dos vergalhões de ferro. [Recomenda-se aplicar *zoom*, para melhor visualização da imagem]. Fotos, esquemas e elaboração: acervo de Hugo A. S. Loureiro.

Com as medidas finais dos monitoramentos mensais, cuja geometria forma um “prisma de solo” (Figura 3C) para que se calcule o volume de solo erodido, e a média da densidade do solo da voçoroca, utiliza-se a fórmula física $D=m/V$ para chegar à massa de solo removido. A Figura 3B representa a principal área monitorada da voçoroca. As mudanças na cabeceira são visíveis, na Figura 3B1, e correspondem à estimativa de 1,73 m³ e 2,49 t de solo erodido (LOUREIRO, 2013; 2019; GUERRA *et al.*, 2020).

Pode-se concluir, portanto, que métodos convencionais, como estacas e pinos de erosão, têm largo campo para permanecerem presentes no estado da arte da geomorfologia brasileira sobre monitoramento da erosão hídrica dos solos. Principalmente se associadas a técnicas modernas de imageamento. Ainda que sem essa associação, são modos didáticos e práticos para estimar e ensinar sobre o processo erosivo (LOUREIRO, 2019; GUERRA *et al.*, 2020).

3.3. Sensoriamento remoto: imagens de satélites, LiDAR e fotos aéreas com VANT

Técnicas de sensoriamento remoto, fotografias de campo e aéreas sequenciais, equipamentos com data *loggers*, e modelagens numéricas resultantes, vêm sendo desenvolvidas com maior intensidade nos últimos anos (SALGADO, 2016; GOUDIE, 2018). Mas as escalas e resoluções de cada uma determinam seus potenciais e limitações de uso e aplicação ao monitoramento de processos erosivos (PLENNER *et al.*, 2016; KRENZ & KUHN, 2018; LOUREIRO, 2019; LOUREIRO *et al.*, 2020).

Fotografias aéreas têm perdido espaço frente às imagens de satélite, desde a década anterior, pois não possuem resolução espectral e radiométrica, que permitem analisar, por exemplo, tipo de solo e presença de matéria orgânica (LOUREIRO & FERREIRA, 2013). Satélites têm câmeras de diferentes resoluções espaciais. Ao capturarem sucessivas vezes a superfície terrestre, torna-se possível monitorar a erosão através da comparação entre os diferentes intervalos de tempo (MORAES, 2013).

Contudo, mesmo imagens de satélites podem ser mais ou menos adequadas para monitorar a erosão. Ao abrangerem grandes extensões, pode-se comparar em intervalos de tempo constantes, e identificar processos geomorfológicos, como erosão dos solos, movimentos de massa, entre outros (TENG, *et al.*, 2016; ŽIŽALA, *et al.*, 2018). Quando há média resolução espacial (como imagens Landsat 5, CBERS 2, SPOT, ASTER ou dados de altimetria da *Shuttle Radar Topography Mission* – SRTM), não é viável o monitoramento de feições, sendo possível apenas sua localização. Já com imagens de alta resolução (Landsat 6 a 8, CBERS 3 e 4, Ikonos, QuickBird, WorldView, RapidEye e GeoEye) o monitoramento pode ser feito, ao menos, pela delimitação de voçorocas, por exemplo (FLORENZANO, 2011; SANTOS & FARIA, 2011; LOUREIRO & FERREIRA, 2013; TEDESCO, 2015; ETCHELAR, 2017; JULIAN, 2020).

Boardman (2016) aborda a relevância no uso do *software Google Earth*TM nas pesquisas geomorfológicas. É consensual sua falta de precisão cartográfica, as diferenças de escala e de ângulos de tomada das imagens, a não homogeneidade de resolução para uma mesma área no todo, e a irregularidade da periodicidade temporal das imagens (LOUREIRO & FERREIRA, 2013; BOARDMAN, 2016). Mas integra com grande valia pesquisas de campo, mapeamentos de reconhecimento e de novas áreas, verificando a evolução de feições erosivas, por exemplo (BOARDMAN, 2016).

Uma maneira de utilizar imagens de satélite no monitoramento de processos erosivos é a elaboração dos modelos digitais de elevação (MDE). A modelagem, porém, possui uma vasta gama de possibilidades de fontes de dados. Podem ser oriundos de técnicas de LiDAR (*Light Detection and Ranging*), a partir de vários instrumentos, como VANTS, escâneres a laser terrestres ou aerotransportados, e mesmo por câmeras digitais ou de smartphones, lançando mão de técnicas de fotogrametria (NIEMANN *et al.*, 2019; SIQUEIRA JÚNIOR *et al.*, 2019; DE ALBUQUERQUE *et al.*, 2020; FERNÁNDEZ *et al.*, 2020; LOUREIRO *et al.*, 2020; PATEL *et al.*, 2020).

Quanto ao LiDAR, Myers *et al.* (2019), Niemann *et al.* (2019) e Loureiro *et al.* (2020) apontam o que torna esta técnica tão útil ao monitoramento. As nuvens de pontos formadas com esta tecnologia possuem densidade maior que qualquer outra técnica (como por exemplo, pinos de erosão e estações totais), justamente pela capacidade do feixe laser durante a varredura, que confere altos níveis de resolução espacial. Plenner *et al.* (2016) salientam, contudo, que a depender do tipo de equipamento utilizado, haverá diferenças de escala. Nuvens de pontos geradas por *laser scanner* aerotransportado (LSA) é capaz de varrer grandes extensões, mas poderá perder detalhes que somente o *laser scanner* terrestre (LST) consiga captar. Por outro lado, a acessibilidade pode ser um problema quando se utiliza o LST (GOODWIN *et al.*, 2016; KRENZ *et al.*, 2019; LOUREIRO *et al.*, 2020).

No que diz respeito a imagens de veículos aéreos não tripulados (VANT), constitui-se cada vez mais como uma técnica de monitoramento de custos acessíveis e que dão confiabilidade crescente aos estudos, dada a precisão de seus resultados e a aplicação qualitativa e quantitativa, como por exemplo: largura, comprimento, área e volume. Dessa forma, se mostra uma ferramenta cada vez mais promissora (OLTMANN *et al.*, 2012; GARRITANO, 2020; NICULIȚĂ *et al.*, 2020), sobretudo na Geomorfologia, reduzindo, inclusive, a necessidade de deslocamento em campo (KRENZ & KUHN, 2018; SIQUEIRA JÚNIOR *et al.*, 2019; LOUREIRO *et al.*, 2020). Para fins de monitoramento da erosão do solo, os trabalhos de campo devem ser realizados em intervalos constantes de tempo e de forma recorrente, em especial após eventos chuvosos significativos (AMODIO *et al.*, 2017; KRENZ *et al.*, 2019).

Menos comum, porém, com resultados interessantes observados por Nichols *et al.* (2016), há o uso de fotografias lapso-de-tempo, ou sequenciais. Com esta técnica os autores verificaram que os processos erosivos mais recorrentes eram pequenos movimentos de massa nas paredes laterais e cabeceira (*bank and headwall slumping*) e a erosão por queda d'água (*plunge pool erosion*), em consequência da formação de fluxos rápidos de escoamento superficial (*flash flood runoff*), durante o período chuvoso.

3.3.1. Monitoramento com geotecnologias no Brasil

São inúmeras as possibilidades de uso de geotecnologias para o monitoramento da erosão, que vem crescendo no Brasil. Têm tido maior destaque o uso de veículos aéreos não tripulados (VANT) (FARIA *et al.*, 2017; ERCOLE, 2019; SIQUEIRA JÚNIOR *et al.*, 2019; GARRITANO, 2020; JULIAN & NUNES, 2020; RADEMANN & TRENTIN, 2020), mas observa-se a combinação de diferentes fontes de dados (SATO *et al.*, 2012; ALVES *et al.*, 2016; ETCHELAR, 2017; LOUREIRO *et al.*, 2020). Ocorre o uso de fotografias aéreas de alta resolução (DE ALBUQUERQUE *et al.*, 2020), imagens de satélites (SANTOS & FARIA, 2011), incluído o *Google Earth*TM (DINOTTE *et al.*, 2019), o uso de Estação Total (MATHIAS & NUNES, 2014), e o uso de *Laser Scanner* Terrestre (LST) (RAMOS *et al.*, 2011). Os dados obtidos com estes equipamentos, após processamento digital, geram produtos diversificados e com cada vez maior importância

para interpretação e análise dos processos geomorfológicos (GUERRA *et al.*, 2020; JULIAN & NUNES, 2020; LOUREIRO *et al.*, 2020; RADEMANN & TRENTIN, 2020).

Com os VANT é realizada a programação prévia de planos de voo, estabelecendo altura, área de imageamento, taxa de sobreposição das imagens e tempo de voo. Após ida a campo, faz-se o PDI em *softwares* específicos. O uso de VANT para monitorar processos erosivos permite identificar com maior facilidade e precisão e acompanhar a evolução dos processos e da forma das feições nas encostas (EMBRAPA, 2018; SIQUEIRA JUNIOR, 2019; GARRITANO, 2020). São produzidos diferentes tipos de mapas, modelos digitais, perfis longitudinais e transversais da superfície do solo, além da morfometria do processo analisado (RADEMANN & TRENTIN, 2020). A figura 4 ilustra uma mesma voçoroca localizada em Rio Claro - RJ, a partir de quatro ângulos da captura durante o voo do VANT, que reunidas, geraram o ortomosaico apresentado no centro da imagem.

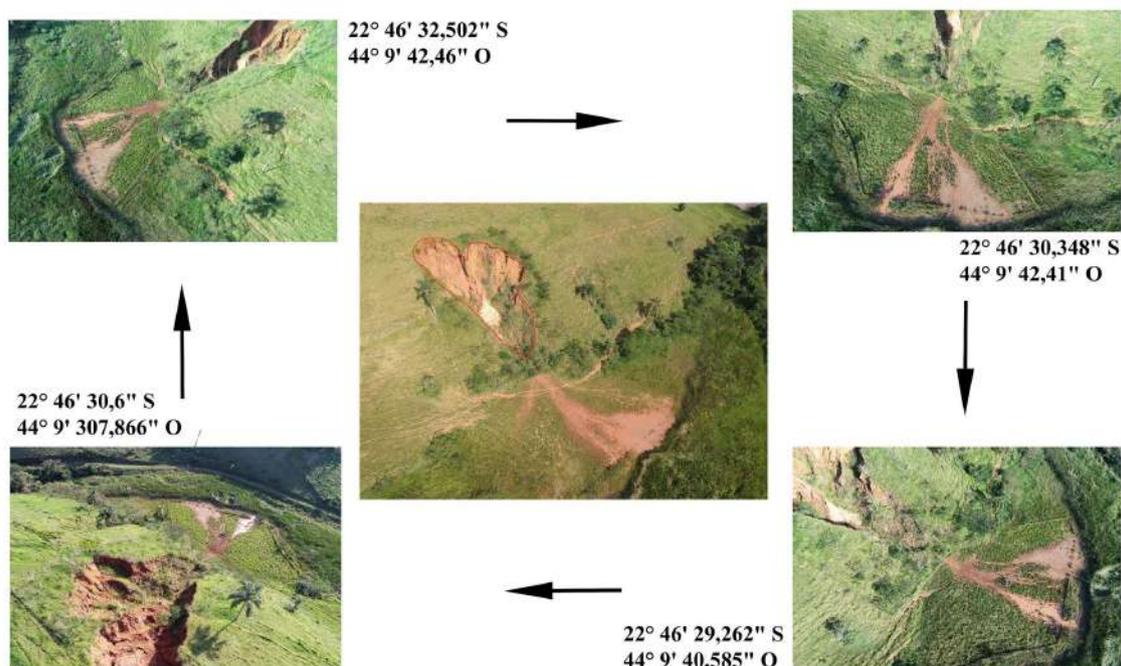


Figura 4. Ortomosaico (centro) gerado pelas imagens (acima e abaixo) obtidas segundo o plano de voo do VANT. Voçoroca no município de Rio Claro-RJ. Autoria: Fabrizio N. Garritano, 2019.

Destacam-se alguns trabalhos com o uso de VANT, conforme o quadro 1. Como Garritano (2020), Faria *et al.* (2017) geraram ortofotos de uma voçoroca, chamada “erosão Chitolina”, perfis longitudinal e transversais. Comparados a cadastro feito em 1998, verificaram que a feição se manteve estável longitudinalmente, mas alargou-se no trecho médio, devido a dutos (*pipings*) e subprocessos do voçorocamento.

Julian & Nunes (2020) utilizaram VANT para estimar o volume de uma voçoroca, em Marília (SP). Foram 19.664,61 m³ de solo erodido, correspondendo a 34.806,25t, calculados a partir de MDT, curvas de nível e ortofotos gerados no *software* QGIS. Os dados contaram com 75% de superposição lateral e longitudinal e 3 cm/*pixel* de resolução

espacial. Concluíram que a metodologia tem potencial para monitorar erosões lineares, com rapidez de aquisição, e que pode ser associada a técnicas convencionais.

Rademann & Trentin (2020) também ressaltam o uso de VANTs no estudo geomorfológico com mapeamentos de detalhe, aplicado à análise da morfometria de voçorocas. Destacam a qualidade e acurácia dos dados, bem como limitações e desafios, como necessidade de maquinário com capacidade de processamento e o volume de dados gerados. Apontam, a partir dos resultados, áreas de avanço da feição, nas partes superior e central, indicando os valores para cada setor.

Siqueira Júnior *et al.* (2019) compararam séries temporais de MDE obtidos com VANT e técnicas de fotogrametria, para voçorocas e ravinas. Citam a rapidez, o baixo custo e a alta resolução e precisão centimétrica dos modelos. Indicam, para este tipo de estudo, que a resolução horizontal e vertical devam ser de 10 e 6 cm, respectivamente. Seu principal resultado indicou que os menores valores de erro nas medidas volumétricas estão associados às maiores taxas de erosão, indicando a prioridade de monitoramento e ações mitigadoras nos trechos correspondentes.

Outras geotecnologias também são de grande relevância. De Albuquerque *et al.* (2020) utilizaram MDE gerados por estereofotogrametria, para identificar padrões espaciais de mudanças geomorfológicas em áreas de voçorocamento, devido à urbanização. Pelas análises dos modelos, verificaram relações diretas entre erosão e urbanização, devido a mudanças no fluxo e volume de água nessas áreas. Já Santos & Faria (2011) utilizaram imagens de satélite *Ikonos*, identificando 3.134 m² de voçorocas e 2.241 m² de áreas em evolução da erosão laminar para ravinamento. Enquanto Alves *et al.* (2016) combinaram o uso de imagens Landsat 5 e 8 (resoluções espaciais de 15 e 30m) com VANT.

Sato *et al.* (2012) utilizaram fotografias aéreas do IBGE, de 2004, imagens do *Google Earth*TM (*Ikonos*, de 2003 e *Geoeye*, de 2010), e estação total, para compreender a relação entre o desenvolvimento de voçorocas e plantios de eucalipto, no Médio Vale do Rio Paraíba do Sul (MVRPS). Avaliaram que o sistema radicular dos eucaliptos influenciou a ativação de voçorocas por meio do escoamento subsuperficial.

Marchioro & Oliveira (2014) reuniram imagem do *Google Earth*TM (Spot 7, de 2014), de 6m de resolução, com ortofotos, de 1970 e 2007, de 30m de resolução. Calcularam área e perímetro das feições e verificaram que três voçorocas se tornaram uma. Já Mathias & Nunes (2014) utilizaram apenas a estação total, para analisar em detalhe a topografia e monitorar processos erosivos, a partir do MDT gerado e medições de campo. Enquanto que Dinotte *et al.* (2019) classificaram a morfologia de voçorocas (conforme Ireland *et al.*, 1939), a partir de imagens do *Google Earth*TM, de 2013 e 2018.

Ao utilizar o LST de modo experimental, Loureiro *et al.* (2020) seguiram a afirmação de Kuhn *et al.* (2014), de que o pesquisador tem a difícil tarefa de ajustar os experimentos às condições de campo, elegendo concessões, de modo que se mantenham a relevância científica e a funcionalidade do experimento. Seus resultados demonstram que o LST possui potencial quantitativo muito útil ao monitoramento da erosão, porém,

o equipamento pode ser limitante em condições de campo. Sendo assim, foi possível estimar taxas erosivas, apesar da voçoroca não ter sido 100% escaneada.

Com o processamento da nuvem de pontos e a geração de modelos (Figura 5), foram calculados 2.240,34 m² de área e 8.748,00 m³ de volume de solo erodido. Este volume é alcançado pela subtração entre um modelo da superfície sem erosão e o modelo da voçoroca. Já a massa de solo mobilizada foi alcançada a partir do volume calculado pelo modelo e da média da densidade do solo, obtida em campo e laboratório. Com uma média de densidade do solo de 1,59 g/cm³, a massa de solo removido da encosta seria equivalente a, aproximadamente, 13.909,32 toneladas. Considerando a evolução temporal da feição, com auxílio do recurso “imagens históricas” do Google Earth™, com registros a partir de 2001, a taxa de erosão da voçoroca seria de 3719,07 t·ha⁻¹·ano (LOUREIRO *et al.*, 2020).

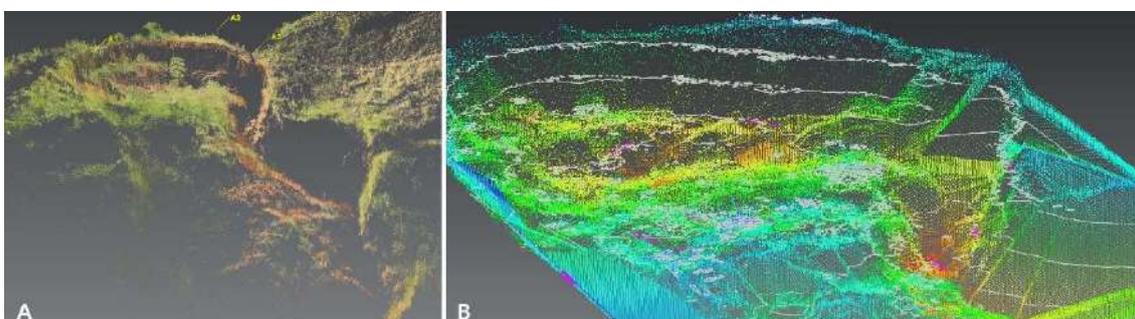


Figura 5. Modelo de voçoroca em Rio Claro (A) e modelo de hipsometria (B), com curvas de nível (linhas brancas), gerados do processamento digital da nuvem de pontos obtida pela varredura com LST. Processamento: Hugo A. S. Loureiro, 2019.

Etchelar (2017) também chegou a mesma conclusão, de que o LST tem potencial, dada, a precisão e rápida varredura em campo. Em seus resultados, verificou a variação de área de uma voçoroca, que aumentou 9.188,08 m² em 12 anos, dentro de uma Área de Proteção Ambiental. Ramos *et al.* (2011) utilizou LST, no MVRPS, para comparar as estimativas de volume de remoção de solo realizadas anteriormente, com métodos tradicionais, chegando a 6.735 m³ de erosão.

Ercole (2019) e Aquino da Cunha *et al.* (2020) também obtiveram estimativas de volume, porém, com obtenção dos dados através de VANT. Duas voçorocas tiveram até 70.000 m³ de remoção para até 1,5 ha de área (ERCOLE, 2019), enquanto outras apresentaram de 150 a 190 m³ (AQUINO DA CUNHA *et al.*, 2020).

4. CONCLUSÕES

Erosão dos solos vem sendo estudada há dezenas de anos, levando-se em conta diferentes técnicas e métodos, desde as mais simples e baratas, até as mais sofisticadas e de preço mais elevado, como é demonstrado nesse capítulo. O avanço da produção científica, nessa área de conhecimento, tem sido possibilitado, através do avanço dessas técnicas e métodos.

Nesse capítulo, foram abordados estudos de caso brasileiros e internacionais, na medida que existe uma vasta produção científica nacional e internacional, que nos coloca em posição de igualdade com outros países, que vêm abordando a erosão dos solos.

Foi feito um extensivo levantamento bibliográfico, no sentido de destacar trabalhos clássicos, bem como pesquisas contemporâneas, onde o processo erosivo é monitorado, no sentido de mostrar sua importância na geomorfologia. Conseqüentemente, as parcelas de erosão foram abordadas nesse capítulo, porque além de serem usadas há muitos anos, em vários projetos internacionais, o LAGESOLOS vem adotando essa técnica, em diversos dos seus projetos, mostrando que se pode obter resultados significativos, como os aqui apresentados.

Os pinos de erosão, para monitoramento de erosão em lençol e para as paredes das voçorocas foram também apresentados nesse capítulo, bem como estacas que são colocadas ao redor das voçorocas e monitoradas a distância entre as mesmas e sua borda. Nessa época não existiam VANT e os resultados obtidos com esse tipo de monitoramento permitiu dar um grande avanço ao estudo dos processos erosivos.

Com o advento dos VANT, o LAGESOLOS vem utilizando há alguns anos, tendo sido apresentados resultados que podem confirmar sua precisão e rapidez, para monitorar não só a evolução das voçorocas, mas também sua profundidade e largura, ao longo do tempo.

As imagens de satélites, bem como o Laser Scanner Terrestre (LST) são também aqui apresentados, no sentido de apontar suas potencialidades no estudo da erosão hídrica dos solos. Esses métodos, usados individualmente, bem como associados, demonstram sua eficiência no tema desse capítulo.

A partir do avanço que o LAGESOLOS obteve no diagnóstico da erosão, com o uso de todos esses métodos de monitoramento, foi possível também atuar na recuperação de áreas degradadas. Alguns exemplos são aqui citados, e a técnica de fotocomparação se mostrou bastante útil, para se monitorar a evolução da área recuperada. Dois exemplos demonstram bem sua aplicação.

Finalmente, como um dos objetivos desse capítulo foi o de analisar os métodos manuais e digitais do monitoramento da erosão hídrica, esse foi atingido, contendo diversos exemplos desenvolvidos pelo LAGESOLOS, ao longo dos seus 26 anos de existência, complementado por trabalhos desenvolvidos por outros pesquisadores brasileiros e estrangeiros. Ao lado da bibliografia clássica sobre essa temática, são apresentadas referências, que representam o estado da arte nacional e internacional do tema em questão.

Agradecimentos

Agradecemos à FAPERJ, CAPES/EMBRAPA e CNPq. Mike Fullen (UoW); União Europeia; FAPEMA; FAPEMIG; GeoCart-UFRJ; PPGG-UFRJ; IGEO-UFRJ.

Referências Bibliográficas

- ALVES, V. A.; COSTA, D. H.; ALVES, R. R. Identificação e avaliação de processos erosivos através de imagens LANDSAT 5,8 e drone. *In: XI SINAGEO, Geomorfologia: compartimentação de paisagem, processo e dinâmica*, 2016, Maringá/PR. **Anais [...]**. Maringá: UGB, 2016.
- AMODIO, A. M.; AUCELLI, P. DI PAOLA, G. ROSSKOPF, C. UAV Digital photogrammetric analysis for soil erosion evaluation in the Rivo catchment. *In: IX Conference – Italian Society Of Remote Sensing*, Firenze, 2018.
- ANTONELI, V. & THOMAZ, E. L. Perda de solo em estradas rurais em área de cultivo de tabaco na bacia do arroio Boa Vista – Paraná. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 17, n. 2, p. 227-240, 2016.
- AQUINO DA CUNHA, A.; ALIXANDRINI JÚNIOR, M. J.; FERNANDES, V. de O. Avaliação de erosão por imagens de Aeronave Remotamente Pilotada a baixa altura de voo. **Geografia (Londrina)**, v. 29. n. 1, p. 191-210, 2020.
- ARABAMERI, A.; NALIVAN, O. A.; PAL, S. C.; CHAKRABORTTY, R.; SAHA, A.; LEE, S.; PRADHAN, B.; BUI, D. T. Novel Machine Learning approaches for modelling the gully erosion susceptibility. **Remote Sensing**, v. 12, n. 2833, 31p., 2020.
- ARNÁEZ, J.; LANA-RENAULT, N.; LASANTA, T.; RUIZ-FLAÑO, P.; CASTROVIEJO, J. Effects of farming terraces on hydrological and geomorphological processes. A review. **Catena** v. 128 p. 122–134, 2015.
- BARCELOS, A. C. & RODRIGUES, S. C. Monitoring of matric potential in degraded area and its relationship with erosive processes, Uberlândia – MG. **Revista Brasileira de Geografia Física**, v. 11, n. 7, p. 2375-2390, 2018.
- BARTLEY, R.; HAWDON, A.; POST, D. A.; ROTH, C. H. A sediment budget for a grazed semi-arid catchment in the Burdekin basin, Australia. **Geomorphology**, v. 87, p. 302-321, 2007.
- BERTONI, J. & LOMBARDI NETO, F. **Conservação do solo**. 70. ed. Rio de Janeiro: Ícone, 2010.
- BEZERRA, J. F. R. **Geomorfologia e Reabilitação de Áreas Degradadas por Erosão com Técnicas de Bioengenharia de Solos na Bacia do Rio Bacanga, São Luís – MA**. 2011. 249 f. Tese (Doutorado em Geografia – Planejamento e Gestão Ambiental) – Programa de Pós-Graduação em Geografia, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2011.
- BEZERRA, J. F. R.; GUERRA, A. J. T.; RODRIGUES, S.C. Análise dos índices pluviométricos aplicada à geração do escoamento superficial em estações experimentais com geotêxteis, Uberlândia, MG. *In: RIBEIRO, I. M. P. (org.). Geografias em questão*. 1. ed. São Luís: EDUEMA, 2016. v. 1, p. 90-104.

- BEZERRA, J. F. R.; GUERRA, A. J. T.; RODRIGUES, S. C. Aplicação de geotêxteis biodegradáveis na redução do escoamento superficial e controle da erosão superficial, Uberlândia-MG. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 12, p. 93-104, 2011.
- BHATTACHARYYA, R.; SMETS, T.; FULLEN, M. A.; POESEN, J. & BOOTH, C. A. Effectiveness of geotextiles in reducing runoff and soil loss: A synthesis. **Catena** v. 81, p. 184-195. 2010.
- BITAR, O. Y. & ORTEGA, R. D. Gestão Ambiental. *In*: OLIVEIRA, A. M. S.; BRITO, S. N. A. (eds.). **Geologia de Engenharia**. São Paulo: Associação Brasileira de Geologia de Engenharia (ABGE), 1998. cap. 32, p.499-508.
- BOARDMAN, J. The value of *Google Earth*TM for erosion mapping. **Catena** v. 143, p. 123-127, 2016.
- BOARDMAN, J. & EVANS, R. The measurement, estimation and monitoring of soil erosion by runoff at the field scale: challenges and possibilities with particular reference to Britain. **Progress in Physical Geography**, v. 44, n. 1, p. 31-49, 2019.
- BOARDMAN, J. & FAVIS-MORTLOCK, D. T. The significance of drilling date and crop cover with reference to soil erosion by water, with implications for mitigating erosion on agricultural land in South East England. **Soil Use Manage**, v. 30, p. 40-47, 2014.
- BOARDMAN, J. & FAVIS-MORTLOCK, D. T. The use of erosion pins in geomorphology. *In*: COOK, S. J.; CLARKE, L. E.; NIELD, J. M. (eds.). **Geomorphological Technique** (Online Edition). London: British Society for Geomorphology, 2016. 10p. ISSN: 2047-0371.
- BRADY, N. C. **Natureza e propriedades dos solos**. Rio de Janeiro: Freitas Bastos, 1989.
- BRADY, N. C. & WEIL, R. R. **Elements of the Nature and Properties of Soils**. 3. ed. New Jersey: Prentice Hall, Upper Saddle River, 2013.
- CASTILLO, C. & GÓMEZ, J. A. A century of gully erosion research: urgency, complexity and study approaches. **Earth-Science Reviews**, v. 160, p. 300-319, 2016.
- CASTRO, W. de S.; CAMPOS, A. B. de; ZANCOPE, M. H. de C. A influência dos materiais das margens e da vegetação ciliar na erosão de meandros: o caso do rio Claro, afluente do rio Araguaia. **Revista Brasileira de Geomorfologia (Online)**, São Paulo, v. 20, n. 3, p. 623-640. 2019.
- CHRISTOFOLETTI, A. **Modelagem de Sistemas Ambientais**. São Paulo: Edgard Blücher Ltda, 1999.
- COSTA, Y. T. & RODRIGUES, S. C. Relação entre cobertura vegetal e erosão em parcelas representativas de Cerrado, **Rev. Geogr. In: Acadêmica**. v. 9, n. 2, 2015.

CUNHA, S. B. Geomorfologia Fluvial. *In*: CUNHA, S. B.; GUERRA, A. J. T. (orgs.). **Geomorfologia: exercícios, técnicas e aplicações**. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, 1996. p. 157-189.

DE ALBUQUERQUE, A. O.; CARVALHO JÚNIOR, O. A. de; GUIMARÃES, R. F.; GOMES, R. A. T.; HERMUCHE, P. M. Assessment of gully development using geomorphic change detection between pre- and post-urbanization scenarios. **Environmental Earth Sciences**, v. 79, n. 232, p. 1-14, 2020.

DE PLOEY, J. & GABRIELS, D. Measuring soil loss and experimental studies. *In*: KIRKBY, M. J.; MORGAN, R. P. C. **Soil erosion**, London: Wiley and Sons LTDA, 1980. p. 63-108.

DINOTTE, A. C. B. P.; VIEIRA, C. A.; TEIXEIRA, W. A.; SILVA, J. R. Caracterização e análise da evolução espaço temporal das voçorocas: estudo de caso da microbacia do rio Grande em Gouveia/MG. *In*: Pinheiro, L. S.; Gorayeb, A. (orgs.). **Geografia Física e as mudanças globais**. Fortaleza: Editora UFC, 2019. p. 1-14.

ERCOLE, R. F. **Estudo dos processos erosivos em uma área de diretrizes especiais de Nova Lima, Minas Gerais com uso de Veículo Aéreo Não Tripulado**. 2019. 127 f. Trabalho de Conclusão de Curso (Graduação em Engenharia Ambiental e Sanitária) – Centro Federal de Educação Tecnológica de Minas Gerais – CEFET-MG, Belo Horizonte. 2019.

ETCHELAR, C. B. **Processos Erosivos em Áreas Úmidas, APA do Banhado Grande – RS**. 2017. 106 f. Dissertação (Mestrado em Sensoriamento Remoto) – Programa de Pós-Graduação em Sensoriamento Remoto, Universidade Federal do Rio Grande do Sul-UFRGS, 2017.

FARIA, A. P. Transport of Sediments in First Order Streams: Geomorphological Responses. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 15, n. 2, 2014.

FARIA, K. M. S. de; NETO, G. B. S.; COSTA, J. V. S.; FERREIRA, M. E. Dinâmica erosiva de processos tropicais: três décadas da erosão Chitolina. *In*: PEREZ FILHO, A. & AMORIM, R. R. (orgs.). **Os desafios da Geografia Física na fronteira do conhecimento**. Campinas: Instituto de Geociências – UNICAMP, 2017. p. 6997-7006.

FERNÁNDEZ, T.; PÉREZ-GARCÍA, J. L.; GÓMEZ-LÓPEZ, J.M.; CARDENAL, J.; CALERO, J.; SÁNCHEZ-GÓMEZ, M.; DELGADO, J.; TOVAR-PESCADOR, J. Multitemporal analysis of gully erosion in olive groves by means of digital elevation models obtained with aerial photogrammetric and LiDAR. **ISPRS International Journal of Geo-Information**, v. 9, n. 260, p.1-29, 2020.

FLORENZANO, T. G. **Iniciação em sensoriamento remoto**. São Paulo: Oficina de Textos, 2011.

- FRANCISCO, A. B. Proposta metodológica na Geomorfologia Experimental através de monitoramento de erosão de solos. **Revista Brasileira de Geografia Física**, v. 11, n. 2, p. 705-712. 2018.
- FULLEN, M. A. & GUERRA, A. J. T. The potencial of palm (*Borassus*) mat geotextiles as a soil conservation technique. *In: IV SINAGEO*. 2002, São Luís. **Anais [...]**. São Luís: UGB, 2002.
- FULLEN, M. A. & CATT, J. A. **Soil Management: Problems and Solutions**. London: Arnold Publishers, 2004. 269p.
- GARCÍA-RUIZ, J. M. Why geomorphology is a global science. **Cuadernos de Investigación Geográfica**, v. 41, n. 1, p. 87-105, 2015.
- GARCÍA-RUIZ, J. M.; BEGUERÍA, S.; NADAL-ROMERO, E.; GONZÁLEZ-HIDALGO, J. C.; LANA-RENAULT, N.; SANJUÁN, Y. A meta-analysis of soil erosion rates across the world. **Geomorphology**, v. 239, p. 160-173, 201.
- GARRITANO, F. do N. **Diagnóstico da degradação do solo na bacia do Alto rio Pirai (RJ) – monitoramento com uso de VANT em áreas com erosão em diferentes estágios de intervenção**. 2020. 97 f. Dissertação (Mestrado em Geografia – Planejamento e Gestão Ambiental) – Programa de Pós-Graduação em Geografia, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro. 2020.
- GHOLAMI, V.; SAHOUR, H.; AMRI, M. A. H. Soil erosion modeling using erosion pins and artificial neural networks. **Catena**, v. 196, 11p., 2021.
- GOODWIN, N. R.; ARMSTON, J.; STILLER, I.; MUIR, J. Assessing the repeatability of terrestrial laser scanning for monitoring gully topography: a case study from Aratula Queensland, Australia. **Geomorphology**, v. 262, p. 24-36, 2016.
- GOUDIE, A. S. The human impact in geomorphology – 50 years of change. **Geomorphology**, v. 366, 2018.
- GOUDIE, A. S. Human impact. *In: GOUDIE, A. & MIGÓN, P. (eds.). Landscapes and landforms of England and Wales*. World Geomorphological Landscapes. Springer Nature Switzerland AG, 2020. chap. 4, 16 p.
- GUERRA, A. J. T. Encostas e a questão ambiental. *In: CUNHA, S. B. & GUERRA, A. J. T. (orgs.). A questão ambiental: diferentes abordagens*. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, 2003. p. 191-218.
- GUERRA, A. J. T. **Erosão dos solos e movimentos de massa: abordagens geográficas**. Curitiba: CRV, 2016. 222p.
- GUERRA, A. J. T. Experimentos e monitoramentos em erosão dos solos. **Revista do Departamento de Geografia**, São Paulo: FFLCH-USP, v. 16, p. 32-37, 2005. Disponível em: <http://www.revistas.usp.br/rdg/article/view/47282>. Acesso em: 07 de junho de 2020.

- GUERRA, A. J. T. O Início do Processo Erosivo. *In: GUERRA, A. J. T.; SILVA A. S.; BOTELHO, R. G. M. (orgs.). Erosão e Conservação dos Solos - Conceitos, Temas e Aplicações*. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, 1999. p. 17-55.
- GUERRA, A. J. T.; JORGE, M. do C. O.; RANGEL, L. de A.; BEZERRA, J. F. R.; LOUREIRO, H. A. S.; GARRITANO, F. do N. Soil erosion, different approaches and techniques applied to gullies and trail erosion. **William Morris Davis Revista de Geomorfologia**, v. 1, n. 1, p. 75-117, 2020.
- GUERRA, A. J. T. & JORGE, M. Mapping hazard risk. **Geography Review**, v.22, n.3, p. 11-13, 2009.
- GUERRA, A. J. T. Técnicas e métodos utilizados no monitoramento dos processos erosivos. **Sociedade e Natureza**, v. 15. p. 15-19. 1996.
- GUERRA, A. J. T.; FULLEN, M.A.; JORGE, C.O.M.; BEZERRA, J.F.R.; SHOKR, M.S. Slope processes, mass movement and soil erosion: a review. **Pedosphere**, v. 27, n. 1, p. 27-41. 2017.
- HAIGH, M. J. The use of erosion pins in the study of slope evolution. **Shorter Technical Methods (II). Technical Bulletin n. 18**, Norwich, UK: British Geomorphological Research Group. Geo Abstracts, 1977. p. 31-49.
- HAIGH, M. J. **Evolution of slopes on artificial landforms**. Blaenavon, U.K.: Research Paper - University of Chicago, Department of Geography; no. 183, 1978. 293p.
- HANCOCK, G. R. & LOWRY, J. B. C. Hillslope erosion measurement - a simple approach to a complex process. **Hydrological Processes**, v. 29, p. 4809-4816, 2015.
- HAO, H.; WANG, J.; GUO, Z.; HUA, L. Water erosion processes and dynamic changes of sediment size distribution under the combined effects of rainfall and overland flow. **Catena**, v. 173, p. 494-504, 2019.
- HART, E. A.; MILLS, H. H.; LI, P. Measuring erosion rates on exposed limestone residuum using erosion pins: a 10-year-record. **Physical Geography**, v. 38, n. 6, p. 541-555, 2017.
- IONITA, I.; FULLEN, M. A.; ZGŁOBICKI, W.; POESEN, J. Gully erosion as a natural and human-induced hazard. **Natural Hazards**, v. 79, p. S1-S5, 2015.
- IRELAND, H.A.; SHARPE, C.F.S.; EARGLE, D.H. **Principles of gully erosion in the Piedmont of South Carolina**. U. S. Department of Agriculture Technical Bulletin, 633, 1939. 142p.
- JARDIM, H. L.; FERNANDES, N. F.; SOUZA, A. P. de. Perda de solo em parcelas de erosão, sob diferentes culturas e técnicas de manejo e a análise de estratégias de conservação. *In: PEREZ FILHO, A.; AMORIM, R. R. (orgs.). Os desafios da Geografia*

Física na fronteira do conhecimento. Campinas: Instituto de Geociências – UNICAMP, 2017. p. 4394-4405.

JORGE, M. C. O. & GUERRA, A. J. T. Erosão dos Solos e Movimentos de Massa-Recuperação de áreas degradadas com Técnicas de Bioengenharia e Prevenção de Acidentes. *In*: GUERRA, A. J. T. & JORGE, M. C. O. (orgs.). **Processos erosivos e recuperação de áreas degradadas.** São Paulo: Oficina de Textos, 2013. P. 7-30.

JUGIE, M.; GOB, F.; VIRMOUX, C.; BRUNSTEIN, D.; TAMISIER, V.; LE COEUR, C.; GRANCHER, D. Characterizing and quantifying the discontinuous bank erosion of a small low energy river using Structure-from-Motion Photogrammetry and erosion pins. **Journal of Hydrology**, v. 563, p. 418-434, 2018.

JULIAN, C. & NUNES, J. O. R. Uso de VANT e geoprocessamento para cálculo de solo erodido em voçoroca localizada no distrito de Amadeu Amaral. Marília/SP – Brasil. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 21, n. 4, p. 835-845, 2020.

KEARNEY, S. P.; FONTE, S. J.; GARCÍA, E.; SMUKLER, S. M. Improving the utility of erosion pins: absolute value of pin height change as an indicator of relative erosion. **Catena**, v. 163, p. 427-432, 2018.

KIRKBY, M. J.; BULL, L. J.; POESEN, J.; NACHTERGAELE, J.; VANDEKERCKHOVE, L. Observed and modelled distributions of channel and gully heads—with examples from SE Spain and Belgium. *In*: **Catena**, v. 50, p. 415– 434. 2003.

KIRKELS, F. M. S. A.; CAMMERAAT, L. H.; KUHN, N. J. The fate of soil organic carbon upon erosion, transport and deposition in agricultural landscapes — A review of different concepts. **Geomorphology** v. 226, p. 94–105, 2014.

KRENZ, J. & KUHN, N. J. Assessing badland sediment sources using Unmanned Aerial Vehicles. *In*: NADAL-ROMERO, E.; MARTÍNEZ-MURILLO, J. F.; KUHN, N. J. (org.). **Badland dynamics in the context of Global Change.** Amsterdam, Oxford and Cambridge: Elsevier, 2018. p. 255-276.

KRENZ, J.; GREENWOOD, P.; KUHN, N. J. Soil Degradation Mapping in Drylands Using Unmanned Aerial Vehicle (UAV) Data. **Soil Systems**, v. 3, n. 2, 33p., 2019.

KUHN, N. J.; GREENWOOD, P.; FISTER, W. Use of field experiments in soil erosion research. *In*: THORNBUSH, M. J.; ALLEN, C. D.; FITZPATRICK, F. A. (ed.). **Geomorphological Fieldwork.** Developments in Earth Surface Processes, v. 18, 2014, chapter 5.1, p. 175-200.

LAWLER, D. M. A new technique for the automatic monitoring of erosion and deposition rates. **Water Resources Research**, v. 27, n. 8, p. 2125-2128, 1991.

LAWLER, D. M. The measurement of river bank erosion and lateral channel change: a review. **Earth Surface Processes and Landforms**, v. 18, p. 777-821, 1993.

- LEAL, P. C. B. & RODRIGUES, S. C. Uso e comparação do método de estaqueamento, o método DGPS e o Geoprocessamento no monitoramento de uma área na fazenda do Glória - Uberlândia, MG. **GEOUSP - Espaço e Tempo**, São Paulo, n. 29, p. 18-25, 2011.
- LEKHA, K. R. Field instrumentation and monitoring of soil erosion in coir geotextile stabilished slopes – a case study. In: **Geotextiles and geomembranes**, v. 22, p. 399-413. 2004.
- LISBOA, G. S.; BEZERRA, J. F. R.; MORAIS, M. S. de. Monitoramento dos processos erosivos por voçorocamento na bacia do rio Bacanga, São Luís/MA. In: PEREZ FILHO, A.; AMORIM, R. R. (org). **Os desafios da Geografia Física na fronteira do conhecimento**. Campinas: Instituto de Geociências – UNICAMP, 2017. p. 5847-5857.
- LOUREIRO, H. A. S. **Monitoramento e diagnóstico de áreas degradadas na bacia hidrográfica do rio São Pedro (RJ): estudos experimentais em voçoroca e utilização de geotêxteis de fibra de bananeira**. 2013. 216 f. Dissertação (Mestrado em Geografia – Planejamento e Gestão Ambiental) – Programa de Pós-Graduação em Geografia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2013.
- LOUREIRO, H. A. S. **Diagnóstico de erosão por voçorocas: experimentos com geotecnologias e solos na bacia do Alto rio Pirai - Rio Claro-RJ**. 2019. 224 f. Tese (Doutorado em Geografia – Planejamento e Gestão Ambiental) – Programa de Pós-Graduação em Geografia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2019.
- LOUREIRO, H. A. S. & FERREIRA, S. M. O Papel das geotecnologias no estudo de feições erosivas e de movimentos de massa no Brasil. In: GUERRA, A. J. T. e JORGE, M. C. O. (org.). **Processos erosivos e recuperação de áreas degradadas**. São Paulo: Oficina de Textos, 2013. p.95-125.
- LOUREIRO, H. A. S.; GUERRA, A. J. T.; ANDRADE, A. G. Contribuição ao estudo de voçorocas a partir do uso experimental de Laser Scanner Terrestre e VANT. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 21, n. 4, p. 871-892, 2020.
- LUFFMAN, I.; NANDI, A.; LUFFMAN, B. Comparison of geometric and volumetric methods to a 3D solid model for measurement of gully erosion and sediment yield. **Geosciences**, v. 8, n. 86, 15p., 2018.
- MARCHIORO, E. & OLIVEIRA, J. C. Evolução espaço-temporal de voçorocas às margens da rodovia ES-482 em Alegre (ES). **Revista Geonorte**, Edição Especial 4, v. 10, n. 1, p. 125-130, 2014.
- MARCHIORO, E.; LEMOS, F. H.; ALMEIDA JÚNIR, H. C.; FERREIRA, I. G.; JAQUES, J. L.; CARVALHO JÚNIOR, S. M.; OLIVEIRA, P.C. R. DOMÍNGUEZ, V.A.; CUPERTINO, W. Voçorocas no Brasil: aspectos conceituais, dimensionais e metodológicos. In: XI SINAGEO, Geomorfologia: compartimentação de paisagem, processo e dinâmica, 2016, Maringá/PR. **Anais [...]**. Maringá: UGB, 2016.

- MARQUES, J. S. Ciência geomorfológica. *In*: CUNHA, S. B. da & GUERRA, A. J. T. (org.). **Geomorfologia: exercícios, técnicas e aplicações**. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, 1996. p. 103-138.
- MATHIAS, D. T. & NUNES, J. O. R. Levantamento topográfico de detalhe como subsídio ao monitoramento evolutivo de processos erosivos lineares. X SINAGEO, Geomorfologia, ambiente e sustentabilidade, 2014, Manaus/AM. **Anais** [...]. Manaus: UGB, 2014.
- MORAES, T. T. **Inventário das feições erosivas lineares e monitoramento de sua evolução em imagens CBERS e LANDSAT**. 2013. 97 f. Monografia (Graduação em Engenharia Ambiental) – Escola de Engenharia de São Carlos, Universidade de São Paulo, São Carlos, 2013.
- MORGAN, R. P. C. A simple approach to soil loss prediction: a revised Morgan–Morgan–Finney model. **Catena**, v. 44, p. 305–322. 2001.
- MORGAN, R. P. C. **Soil erosion and conservation**. 3.ed. England: Blackwell Publishing, 2005.
- MUSHI, C. A.; NDOMBA, P. M.; TRIGG, M. A.; TSHIMANGA, R. M.; MTALO, F. Assessment of basin-scale soil erosion within the Congo River Basin: a review. **Catena**, v. 178, p. 64-76, 2019.
- MYERS, D. T.; REDISKE, R. R.; MCNAIR, J. N. Measuring streambank erosion: a comparison of Erosion Pins, Total Station, and Terrestrial Laser Scanner. **Water**, v. 11, n. 1846, 19p., 2019.
- NEARING, M. A.; GOVERS, G.; NORTON, L. D. Variability in soil erosion data from replicated plots. **Soil Science Society American Journal**, v. 63, p. 1829-1835, 1999.
- NGUYEN, K. A.; CHEN, W.; LIN, B.-S.; SEEBOONRUANG, U.; THOMAS, K. Predicting sheet and rill erosion of Shihmen Reservoir watershed in Taiwan using Machine Learning. **Sustainability**, v. 11, n. 3615, 18p. 2019.
- NGUYEN, K. A.; CHEN, W.; LIN, B.-S.; SEEBOONRUANG, U. Using Machine Learning-based algorithms to analyse erosion rates of a watershed in Northern Taiwan. **Sustainability**, v. 12, 2022, 16p. 2020.
- NICHOLS, M. H.; NEARING, M.; HERNANDEZ, M.; POLYAKOV, V. O. Monitoring channel head erosion processes in response to an artificially induced abrupt base level change using time-lapse photography. **Geomorphology**, v. 265, p. 107-116, 2016.
- NICULIȚĂ, M.; MĂRGĂRINT, M. C.; CIOTINĂ, C.; NECULA, N.; VĂCULIȘTEANU, G.; STOILOV-LINU, V.: **River-landslide erosion interaction assessed through LiDAR and UAV SfM high-resolution DEMs, SAR and photogrammetry**, *In*: EGU General Assembly 2020.

NIEMANN, R. S.; ARAÚJO, J. P. de C.; FERNANDES, N. F. Uso dos sistemas de escaneamento a laser terrestre (TLS) na geomorfologia. In: PINHEIRO, L. S.; GORAYEB, A. (org.). **Geografia Física e as mudanças globais**. Fortaleza: Editora UFC, 2019. p. 1-10.

OLTMANN, S. O.; MARZOLFF, I.; PETER, D. K.; RIES, J. B. Unmanned Aerial Vehicle (UAV) for Monitoring Soil Erosion in Morocco. **Remote Sensing**, [s.l.], v. 4, n. 11, p.3390-3416, 7 nov. MDPI AG. 2012.

PATEL, P. P.; DASGUPTA, R.; MONDAL, S. Using ground-based photogrammetry for fine-scale gully morphology studies: some examples. In: SHIT, P.; POURGHASEMI, H.; BHUNIA, G. (ed.). **Gully erosion studies from India and surrounding regions**. Advances in Science, Technology & Innovation (IEREK Interdisciplinary Series for Sustainable Development). Springer, 2019. p. 207-220.

PEREIRA, L. dos S. **Análises Físico-Químicas de Solos com Distintas Coberturas Vegetais e Processos Hidroerosivos em Área Degradada na Bacia do Rio Maranduba - Ubatuba, São Paulo**. 2015. Dissertação (Mestrado em Geografia – Planejamento e Gestão Ambiental) – Programa de Pós-Graduação em Geografia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2015.

PEREIRA, L. dos S. **Análise Hidroerosiva de Trilha em Encosta e Métodos e Técnicas de Educação Ambiental Visando à Geoconservação**. 2019. Tese (Doutorado em Geografia – Planejamento e Gestão Ambiental) – Programa de Pós-Graduação em Geografia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2019.

PEREIRA, L. S. & RODRIGUES, A. Sistemas de Manejo de Cultivo Mínimo e Convencional: Análise Temporal da Dinâmica Hidrológica do Solo e da Variação Produtiva em Ambiente Serrano. **Revista Brasileira de Geografia Física**. v. 6, n. 6, 2013.

PEREIRA, L. S.; RODRIGUES, A. M.; JORGE, M. C. O.; GUERRA, A. J. T.; FULLEN, M. Hydro-erosive processes in degraded soils on gentle slope. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 17, n. 2, 2016.

PINESE JÚNIOR, J. F.; SILVA, A. H.; LEAL, P. C. B.; ANDRADE, I. F.; RODRIGUES, S. C. Uso de Parcelas Experimentais no monitoramento da Erosão Laminar em Uberlândia, MG. In: VII SINAGEO e II Encontro Latino-Americano de Geomorfologia, 2008, Belo Horizonte/MG. **Anais [...]**. Belo Horizonte: UGB, 2008.

PLENNER, S.; EICHINGER, W. E.; BETTIS, E. A. Simple Terrestrial Laser Scanner for measuring streambank retreat. Technical Note. **Journal of Hydraulic Engineering**, v. 142, 6p., 2016.

PLENNER, S.; EICHINGER, W.E.; BETTIS, E.A. Simple Terrestrial Laser Scanner for Measuring Streambank Retreat. **J. Hydraul. Eng.**, v.142, 2016. Technical Note, 2016.

- POESEN, J. Soil erosion in the Anthropocene: Research needs. **Earth Surface Processes and Landforms**, v. 43, p. 64-84, 2018.
- POESEN, J.; DE LUNA, E.; FRANCA, A.; NACHTERGAELE, J. & GOVERS, G. Concentrated flow erosion rates as affected by rock fragment cover and initial soil moisture content. **Catena**, v. 36, p. 315–329. 1999.
- POESEN, J.; NACHTERGAELE, J.; VERSTRAETEN, G.; VALENTIN, C. Gully erosion and environmental change: importance and research needs. **Catena**, v. 50, p. 91-133, 2003.
- RADEMANN, L. K. & TRENTIN, R. Novas geotecnologias aplicadas ao estudo geomorfológico: exemplo de morfometria da voçoroca do areal, Cacequi-RS. **Geotextos**, Bahia, v. 16, n. 1, p. 209-230, 2020.
- RAMOS, I. Q.; FRANCELINO, M. R.; MAGALHÃES, S. F. C. de; OLIVEIRA, C. M. M. de; SALAMENE, S. Uso do laser scanner na modelagem de voçorocas do estado do Rio de Janeiro. *In: XV Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto*, 2011, Curitiba. **Anais [...]**. Curitiba: INPE, 2011. p. 5793-5800.
- REICHARDT, K. **A água em sistemas agrícolas**. São Paulo: Manole. 1987.
- RICHTER, D. D.; EPPES, M.-C.; AUSTIN, J. C.; BACON, A. R.; BILLINGS, S. A.; BRECHEISEN, Z.; FERGUSON, T. A.; MARKEWITZ, D.; PACHON, J.; SCHROEDER, P.; WADE, A. M. Soil production and the soil geomorphology legacy of Grove Karl Gilbert. **Soil Science Society of America Journal**, v. 84, p. 1-20, 2020.
- ROSS, J. L. S.; FIERZ, M. S. M. **Algumas técnicas de pesquisa em Geomorfologia**. *In: VENTURI, L. A. B. (org.). Praticando Geografia – técnicas de campo e laboratório*. 2. ed. São Paulo: Oficina de Textos, 2009. p. 69-84.
- SALGADO, J. G. Mapeamento de voçoroca utilizando geotecnologia de levantamento por drone. *In: II SIMPÓSIO MINEIRO DE GEOGRAFIA*, Juiz de Fora. **Anais [...]**. Juiz de Fora: UFJF, 2016.
- SANTOS, E. E. dos & FARIA, A. L. L. Mapeamento e monitoramento de processos erosivos a partir de imagens Ikonos: Um estudo de caso da área urbana do Município de Queluzito (MG). *In: XV Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto*, 2011, Curitiba. **Anais [...]**. Curitiba: INPE, 2011.
- SATO, A. M.; FACADIO, A. C. C.; SILVA, A. P. A.; COELHO NETTO, A. L.; AVELAR, A. S. Relação entre a implantação de plantios de eucalipto e o desenvolvimento de voçorocas: bacia do rio Sesmaria, Médio Vale do Rio Paraíba do Sul. *In: IX SINAGEO*, Geomorfologia e eventos catastróficos: passado, presente e futuro, 2012, Rio de Janeiro. **Anais [...]**. Rio de Janeiro: UGB, 2012.
- SEEGER, M. Experiments as tools in geomorphology. **Cuadernos de Investigación Geográfica**, v. 43, n. 1, p. 7-17, 2017.

SILVA, J. R. da; BERTOLINO, A. V. F. A.; PEREIRA, V. C. M.; SANTOS, C. P.; BARBOSA, I. R.; SILVA, V. M. P. da. Monitoramento da erosão e do escoamento superficial em área de agricultura tradicional de corte e queima - São Pedro da Serra/RJ. *In: PINHEIRO, L. S. & GORAYEB, A. (org.). Geografia Física e as mudanças globais.* Fortaleza: Editora UFC, 2019.

SIQUEIRA JUNIOR, P; SILVA, M. L. N.; CÂNDIDO, B. M.; AVALOS, F. A. P.; BATISTA, P. V. G.; CURTI, N; LIMA, W; QUINTON, J. N. Assessing Water Erosion Processes in Degraded Area Using Unmanned Aerial Vehicle Imagery. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, Viçosa, v. 43, p. 1-12, 2019.

SLAYMAKER, O. **Field experiments and measurement program in Geomorphology.** Vancouver: Balkema and UBC Press, 1991. 224p.

SOUFI, M.; BAYAT, R.; CHARKHABI, A. H. Gully erosion in I. R. Iran: characteristics, processes, causes and land use. *In: SHIT, P. K.; POURGHASEMI, H.; BHUNIA, G. (ed.). Gully erosion studies from India and surrounding regions. Advances in Science, Technology & Innovation (IEREK Interdisciplinary Series for Sustainable Development).* Springer, 2020. p. 357-368.

SOUSA, M. M. M.; PALÁCIO, H. A. Q.; RIBEIRO FILHO, J. C.; ARAÚJO NETO, J. R.; MOURA, M. M. S. Influência da cobertura vegetal nas perdas de água e solo em parcelas de erosão no Semiárido Brasileiro. **Revista Geonorte**, edição especial 5, v.7, n. 26, p.160-171, 2016.

STOCKING, M. Measuring land degradation. *In: BLAIKIE, P. & BROOKFIELD, H. (eds.). Land degradation and society.* London: Methuen & Co. Ltd., 1987. p. 49-63.

STROOSNIJDER, L. Measurement of erosion: Is it possible? **Catena**, v. 64, 162-173. 2005.

SUTHERLAND, R. A. Rolled erosion control systems for hillslope surface protection: a critical review, synthesis and analysis of available data. II. the post-1990 period. *In: Land Degradation & Development*, v. 9, p. 487-511, 1998.

TEDESCO, A. **Delimitação de Voçoroca com Imagens com Alta Resolução e ALS por Meio de Árvore de Decisão e Geobias.** 2015. Tese (Doutorado em Ciências Geodésicas) – Programa de Pós-Graduação em Ciências Geodésicas, Universidade Federal do Paraná, Curitiba, 2015.

TENG, H.; ROSSEL, R. A. V; SHI, Z; BEHRENS, T.; CHAPPELL, A.; BUI, E. Assimilating satellite imagery and visible–near infrared spectroscopy to model and map soil loss by water erosion in Australia. **Environmental Modelling & Software**, [s.l.], v. 77, p. 156-167, mar. Elsevier BV. 2016.

- THOMAZ, E. L. & VESTENA, L. R. Measurement of runoff and soil loss from two differently sized plots in a subtropical environment (Brazil). **Earth Surf. Process. Landforms**, v. 37, p. 363-373, 2012.
- VALENTIN, C.; POESEN, J.; LI, Y. Gully erosion: Impacts, factors and control. **Catena**, v. 63 p. 132–153. 2005.
- VENTURI, L. A. B. O papel da técnica no processo de produção científica. *In*: VENTURI, L. A. B. (org.). **Praticando geografia: técnicas de campo e laboratório em geografia e análise ambiental**. 2. ed. São Paulo: Oficina de Textos, 2009. p. 13-18.
- VEZZANI, F. M. & MIELNICZUK, J. Agregação e estoque de carbono em Argissolo submetido a diferentes práticas de manejo agrícola. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, v. 35, p. 213-223. 2011.
- VITORINO, D. C.; ALMEIDA, V. G.; CORDEIRO, J.; GUINARÃES, J. C. S. Monitoramento de processos erosivos nas proximidades da Cachoeira da Serenata em Itambé do Mato Dentro/MG, utilizando técnicas de nucleação para estabilização. **Research, Society and Development**, v. 8, n. 4, p. 1-22, 2019.
- WILKINSON, S. N.; KENSEY-HENDERSON, A. E.; HAWDON, A. A.; HAIRSINE, P. B.; BARTLEY, R.; BAKER, B. Grazing impacts on gully dynamics indicate approaches for gully erosion control in northeast Australia. **Earth Surface Processes and Landforms**, v. 43, n. 8, p. 1711-1725, 2018.
- WISCHMEIER, W. H. & SMITH, D. D. **Predicting rainfall erosion losses. Guide to Conservation Farming**. US Department of Agriculture Handbook, 537, 1978. 58p.
- WOLMAN, M. G. Factors influencing erosion of a cohesive river bank. **American Journal of Science**, v. 257, p. 204-216, 1959.
- XAVIER, R. A.; SANTOS, I. M.; DAMASCENO, J.; DORNELLAS, P. C.; NETO, I. DE O. B. Processos erosivos superficiais no município de Juazeirinho, Região Semiárida da Paraíba. **Revista Regne**. v. 2, n. especial, 2016.
- ZEGEYE, A. D.; LANGENDOEN, E. J.; STOOFF, C. R.; TILAHUN, S. A.; DAGNEW, D. C.; ZIMALE, F. A.; GUZMAN, C. D.; YITAFERU, B.; STEENHUIS, T. S. Morphological dynamics of gully systems in the subhumid Ethiopian highlands: the Debre Mawi watershed. **Soil**, v. 2, p. 443-458, 2016.
- ŽÍŽALA, D.; JUŘICOVÁ, A.; ZÁDOROVÁ, T.; ZELENKOVÁ, K.; MINAŘÍK, R. Mapping soil degradation using remote sensing data and ancillary data: south-east moravia, czech republic. **European Journal of Remote Sensing**, v. 52, n. 1, p. 108-122, 2018.

20. MOVIMENTOS DE MASSA: ESTADO DA ARTE, ESCALAS DE ABORDAGEM, ENSAIOS DE CAMPO E LABORATÓRIO E DIFERENTES MODELOS DE PREVISÃO

Fabrizio de Luiz Rosito Listo¹, Tullius Dias Nery², Carlos de Oliveira Bispo³, Fabiana Souza Ferreira⁴ & Edwilson Medeiros dos Santos⁵

¹Docente do Departamento de Ciências Geográficas, Universidade Federal de Pernambuco; Centro de Filosofia e Ciências Humanas, Universidade Federal de Pernambuco. Avenida Acadêmico Hélio Ramos, s/n - Cidade Universitária, CEP: 50.740-530, Recife-PE
fabrizio.listo@ufpe.br

²Tecnologista do Centro Nacional de Monitoramento e Alertas de Desastres Naturais/Cemaden;
tullius.nery@cemaden.gov.br

³Doutorando do Programa de Pós-Graduação em Geografia, Universidade Federal de Pernambuco; carlos.bispo@ufpe.br

⁴Docente do Instituto Federal de São Paulo e Doutoranda do Programa de Pós-Graduação em Geografia, Universidade Federal de Pernambuco; fabiana.souzaferreira@ufpe.br

⁵Doutorando do Programa de Pós-Graduação em Geografia, Universidade Federal de Pernambuco; edwilson.msantos@ufpe.br

Resumo: Na dinâmica de encostas, os movimentos de massa classificam-se como processos superficiais que implicam em um volume de solo e/ou rocha que podem se deslocar simultaneamente, caracterizando-se como um dos maiores processos de alteração e de desenvolvimento de novas formas, rampas coluviais, entre outras, especialmente em regiões declivosas. Contudo, no Brasil, a frequente ocorrência destes processos causa a devastação de moradias, gerando muitas perdas econômicas com vítimas letais e aumentando, anualmente, o número de áreas de risco. Assim, este capítulo abordará o estado da arte de movimentos de massa em diferentes escalas de abordagem e os principais métodos de previsão utilizados, tais como, inventários, modelos heurísticos e modelos determinísticos, além de ensaios de campo e de laboratório, realizados para obtenção de dados para uso em modelos preditivos.

Palavras-Chave: Movimentos de Massa; Escorregamentos; Inventários; Modelos Matemáticos.

Abstract: In slope dynamics, mass movements are classified as surface processes that imply a volume of soil and/or rock that may be simultaneously dislodged, being characterized as one of the largest processes of alteration and development of new forms, colluvium ramps, among others, especially in hilly regions. However, in Brazil, the frequent occurrence of such processes causes

the devastation of dwellings, generating many economic losses with fatal victims and increasing, on a yearly basis, the number of risk areas. Therefore, this chapter shall touch upon the state of the art in mass movements at different scales of approach and the main prediction methods used, such as, inventories, heuristic models and deterministic models, in addition to field and laboratory testing, carried out to obtain data to be used in predictive models.

Keywords: Mass Movements; Landslides; Inventories; Mathematical Models.

Tema: Dinâmica das Vertentes e Interações Pedogeomorfológicas

1. INTRODUÇÃO

Movimentos de massa classificam-se como processos superficiais que implicam em um volume de solo e/ou rocha que podem se deslocar simultaneamente, caracterizando-se como um dos maiores processos de alteração e de desenvolvimento de encostas, especialmente, em regiões montanhosas e íngremes. São processos atuantes na evolução de paisagens, mas que, ao mesmo tempo, podem causar perdas sociais e econômicas significativas (ZÁRUBA & MENCL, 1969; GUIDICINI & NIEBLE, 1984; SELBY, 1993).

A classificação dos movimentos de massa é a primeira etapa da análise científica para o adequado discernimento desses fenômenos. Classificações precursoras aconteceram entre 1875 e 1910, tendo em vista o comportamento da força de gravidade de forma direta ou indireta (VIEIRA, 2007). Sharpe (1938), no entanto, apresentou uma breve sistematização, por meio de releituras, destas primeiras tentativas de classificação dos processos. Contudo, o autor enfatizou, na época, a dificuldade de sistematização de dados, devido à existência de uma variedade de fatores e de suas complexidades associadas. O referido autor, ainda, fez considerações à classificação proposta por Terzaghi (1925), considerada a mais detalhada da época, na qual, os movimentos de massa foram organizados de acordo com princípios físicos.

Entretanto, conforme Guidicini & Nieble (1984), tal classificação foi considerada simplificada, passando a correlacionar a velocidade e o tipo do deslocamento com o conteúdo do material transportado, de acordo com o ambiente geomorfológico e climático. Em seguida, inúmeras classificações internacionais foram desenvolvidas, destacando-se Varnes (1978), Crozier (1986), Hutchinson (1986) e Selby (1993). No Brasil, sobressaem-se as classificações de Guidicini & Nieble (1984), IPT (1991) e Augusto Filho (1992). Na classificação de Selby (1993), por exemplo, o autor diferenciou os movimentos de massa conforme os seguintes parâmetros: mecanismo do movimento e velocidade, material, geometria da massa movimentada, modo de deformação e teor de água.

Movimentos de massa atuam esculpindo e modelando o relevo desde a origem da superfície da Terra e estabelecem circunstâncias para o progresso da vida. Contudo, a frequente ocorrência destes processos causa a destruição de moradias e demais estruturas,

soterramento de solos férteis, perdas humanas, entre outros, elevando, anualmente, o número de áreas de risco. Sidle *et al.*, (1985), Alexander (1993), Amaral (1997), Ayala (2002) e, Listo & Vieira (2012) verificaram que a repercussão de movimentos de massa nos países em desenvolvimento vincula-se, muitas vezes, a infortúnios humanos em áreas urbanas fortemente adensadas e saturadas, ao passo que, nos países desenvolvidos, são, fundamentalmente, prejuízos econômicos.

Segundo Brunsden & Prior (1984), Sidle *et al.*, (1985), Crozier (1986) e Fernandes *et al.*, (2004), tal fato pode ser explicado em função de maiores iniciativas de prevenção e de resiliência nos países desenvolvidos, enquanto nas principais metrópoles dos países mais pobres, os processos assumem proporções catastróficas, em razão de inúmeros desmatamentos, execução precária de taludes de aterro e de corte, acumulação de lixo e de detritos, modificações da drenagem fluvial, entre outras pressões antropogênicas desprovidas de um planejamento preventivo.

No Brasil, devido ao contexto sucessivo de Desastres Naturais, essencialmente no decorrer de chuvas torrenciais, instituiu-se no ano de 2012, a Lei Federal nº 12.608 (BRASIL, 2012), que estabeleceu a Política Nacional de Proteção e Defesa Civil. Dentre diversas incumbências, tal política estabeleceu como encargo da União, estados e municipalidades, a utilização de providências para atenuação das situações de risco causadas por desastres, mormente, em terrenos geomorfologicamente declivosos.

Com o avanço dos Sistemas de Informação Geográfica (SIG), surgiram diversos métodos para a análise da suscetibilidade e do risco a movimentos de massa, assumindo importância progressiva na literatura em Geomorfologia. O emprego de modelos matemáticos para a previsão de áreas instáveis, por exemplo, pode ser um recurso grandemente pragmático, simples e de moderado dispêndio no subsídio à minimização das situações desagradáveis causadas por tais processos. Ressaltam-se como exemplos, os mapas de inventários (ou análise de distribuição) baseados em modelagem probabilística, os métodos heurísticos (agregado de mapas temáticos), a aplicação de técnicas estatísticas, os modelos determinísticos em bases físicas, além de ensaios de campo e de laboratório, que serão melhor explicitados ao longo deste capítulo (CARRARA, *et al.*, 1995; VAN WESTEN *et al.*, 2008; GUZZETTI *et al.*, 2012).

2. TIPOLOGIAS DE MOVIMENTOS DE MASSA

Conforme as classificações de Augusto Filho (1992) e de Selby (1993), os movimentos de massa podem ser diferenciados em quatro grandes subtipos: rastejos (*creep*), escorregamentos *stricto sensu* (*slides*), quedas (*falls*) e corridas (*flows*).

O rastejo (*creep*) caracteriza-se por ser lento e contínuo, de poucos centímetros ao ano (cm/ano). Apresentam geometria indefinida, cuja massa em moção e a massa inerte são indiferenciadas (GUIDICINI & NIEBLE, 1984; AUGUSTO FILHO, 1992; MACIEL FILHO, 1997). De acordo com Guidicini & Nieble (1984), sua movimentação está associada à ação da gravidade e ao efeito da variação térmica, cujo processo de expansão e de contração resulta no deslocamento do material.

Wolle & Carvalho (1994) relataram que na Serra do Mar Paulista, por exemplo, existem três categorias de movimentos associados ao rastejo, relativos a meios diversos, tais como: (i) movimentos ininterruptos, com velocidades elevadas em períodos chuvosos, todavia, deveras cerceados em função da atuação solitária da gravidade; (ii) movimentos pulsativos, determinados pelas fases de variações estacionais de umidade do solo e de temperatura ou, ainda, devido à abundância de percolação em grandes precipitações e; (iii) movimentos súbitos, constituídos pelas tensões hidrostáticas nas fissuras dos materiais pelo decréscimo da resistência do solo pelo saturamento e por decorrências externas (ex.: queda de árvores).

Escorregamentos (*slides*) caracterizam-se por deslocamentos acelerados, com durabilidade moderadamente sucinta, de massas comumente bem determinadas em relação ao seu volume, cujo centro de gravidade desprende-se para baixo e para fora da encosta (AUGUSTO FILHO, 1992). A celeridade de um escorregamento aumenta de zero a aproximadamente 0,30 m por hora, cedendo, em seguida, até estabilizar-se (TERZAGHI, 1967). São capazes de alcançar velocidades mais elevadas (alguns metros por segundo), cuja velocidade total do movimento advém da inclinação da superfície do escorregamento, da razão inicial do deslocamento e da forma da encosta. Cada tipo de escorregamento é definido de acordo com seu formato e tamanho, assim como, pela qualidade do material que foi movido (TERZAGHI, 1967; AUGUSTO FILHO, 1992; SELBY, 1993; ALMEIDA FILHO *et al.*, 1999, FERNANDES & AMARAL, 1996).

Conforme Augusto Filho (1992), os escorregamentos são divididos segundo a forma do plano de ruptura (rotacional ou translacional), bem como, no tipo de elemento em movimento (ex. solo, rocha, tálus, colúvio e detritos). Os escorregamentos rotacionais (*slumps*) compreendem uma superfície de ruptura curva, na qual o material passa por uma movimentação côncava para cima. Associam-se a ambientes com presença de solos profundos, que propiciam a maior infiltração e a percolação excessiva da água (AUGUSTO FILHO, 1992).

Os escorregamentos translacionais (*shallow*), muito frequentes no Brasil (Figura 1), possuem superfícies com a forma planar, condicionadas pela existência de estruturas geológicas (ex.: fraturas), contatos entre solo e rocha e entre horizontes do solo e depósitos coluvionares de encostas, mais incoesos. Deflagram-se em encostas mais declivosas compostas por solos rasos, cujos planos de ruptura variam entre 0,5 m e 5,0 m de profundidade (AUGUSTO FILHO, 1992; SELBY, 1993; FERNANDES & AMARAL, 1996). Infanti & Fornasari (1998) relatam ainda que escorregamentos translacionais também podem ocorrer em maciços rochosos, condicionados pela xistosidade, pelo fraturamento, entre outros.

Carvalho *et al.* (2007) indicam um terceiro tipo de escorregamento (em cunha), relacionado a saprolitos e a maciços rochosos, cuja presença de dois planos de fraqueza provoca a locomoção ao longo do eixo de intersecção desses planos. São processos mais habituais em taludes antrópicos (corte/aterro) ou mesmo em encostas que passaram por

determinado processo natural de desconfinamento (ex. erosões ou escorregamentos pretéritos) (CARVALHO *et al.*, 2007).



Figura 1. Exemplos de cicatrizes de escorregamentos translacionais rasos na Bacia do Rio Jaguari, afluente do Rio Paraíba do Sul, São José dos Campos (SP), deflagrados na estação chuvosa de 2020/2021. Fotos: Tullius Dias Nery (maio/2021).

As quedas de blocos (*falls*) são deslocamentos gravitacionais de blocos rochosos favorecidos pela presença de descontinuidades (ex. bandeamentos) e pela dilatação e contração provocada pela oscilação da temperatura. Essas descontinuidades contribuem para o surgimento de caminhos preferenciais para a água, favorecendo a ruptura da encosta (AUGUSTO FILHO, 1992). Maciel Filho (1997) destaca que as quedas de blocos “são definidas por uma ação de queda livre, a partir de uma elevação, com ausência de superfície de movimentação”.

Wolle & Carvalho (1989) descrevem que o mecanismo de instabilidade desses blocos não está ligado ao agente água, mas nas variações térmicas (contrações e dilatações), produzindo fissuras nos mesmos. Augusto Filho (1992) destaca que os deslocamentos desses materiais ocorrem em velocidades muito altas (vários m/s) cuja geometria varia entre placas, lascas e blocos. Fernandes & Amaral (1996) apontam que os materiais provenientes das quedas de paredões rochosos (áreas-fonte) favorecem categoricamente o desenvolvimento e a formação dos depósitos de tálus.

As corridas de detritos (*flows*) são fenômenos extremamente velozes, cujos materiais mobilizados conduzem-se como fluidos elevadamente viscosos, apresentando-se como processos de caráter essencialmente hidrológicos (Figura 2) (GUIDICINI & NIEBLE, 1984). Desenvolvem-se, geralmente, nos canais fluviais de ordens inferiores, podendo atingir o canal principal (IPT, 1991; GRAMANI, 2001; BENDA *et al.*, 2003).

A deflagração de corridas pode decorrer por meio de inundações bruscas e repentinas, causando a remobilização do material depositado no canal e em sua margem (RICKENMANN & ZIMMERMANN, 1993; GLADE, 2005; GODT & COE, 2007). Contudo, outro mecanismo de deflagração decorre da transformação rápida de escorregamentos em uma massa saturada condicionada por precipitações acumuladas que alcançam rapidamente a drenagem (CAMPBELL, 1975; IPT, 1991; KANJI *et al.*, 2008).



Figura 2. Exemplo de Corrida de Detrito ocorrida no Córrego dos Príncipes, Bairro da Posse, Teresópolis (RJ) em 2011. Foto: Tullius Dias Nery (maio/2011).

O desenvolvimento de corridas pode ocorrer, também, por queda de blocos, não tendo sua origem associada somente aos escorregamentos (RICKENMANN & ZIMMERMANN, 1993; GLADE, 2005; AVELAR *et al.*, 2006; BUDETTA, 2010). Segundo Avelar *et al.* (2006) e Budetta (2010), o impacto de um bloco sobre uma massa saturada ou parcialmente saturada pode levar à liquefação instantânea, transformando-se em um material viscoso. As corridas podem ser compostas por materiais sólidos de tamanhos variados (rocha, detritos grossos, grãos finos de solo ou argila) e material orgânico, apresentando elevado poder de dimensão, mesmo em áreas mais aplainadas. Tendem a tornar-se mais destrutivas quando o volume de material aumenta com a distância percorrida, devido, por exemplo, à declividade da encosta e às características da rede de drenagem (IPT, 1991; FANNIN & ROLLERSON, 1993).

Considerando-se a deflagração do processo dentro do canal, a carga de material sólido é proveniente de material erodido ou da remobilização de material depositado ao longo da drenagem, devido, por exemplo, ao barramento natural (*knickpoints*) ou pelo cessar do deslocamento de eventos pretéritos. A acumulação deste material sob condições de precipitações intensas (mm/h) pode causar o encharcamento e a inundação ao longo do canal e, conseqüentemente, deflagrar uma nova corrida (IPT, 1991; GRAMANI, 2001; KANJI *et al.*, 2008, KOBİYAMA *et al.*, 2011).

IPT (1991) e Van Steijn (1996) afirmam que o reconhecimento das corridas ocorre pela estruturação do material depositado (sedimentação de materiais localizados nas laterais ao longo do canal principal ou par de diques) (Figura 3). Segundo Van Steijn (1996), tais processos podem ser identificados no campo e/ou a partir da interpretação de imagens de satélite e fotografias aéreas. A acumulação dos materiais resultantes de corridas provém da localização de ocorrência, da morfologia do canal, do tipo de

sedimento, assim como, da presença de bloqueios (barreiras) naturais ou antrópicos, cuja imbricação e a inversão granulométrica são evidências típicas de depósitos de corridas.



Figura 3. Perfil de cascalheira coluvial exumada pela passagem de corrida de detrito deflagrada no afluente do Córrego Cuiabá, Petrópolis (RJ) em 2011. Foto: Tulus Dias Nery (maio/2011).

3. INVENTÁRIOS E ESCALAS DE ANÁLISE

A identificação de movimentos de massa ocorre no tempo e no espaço, por meio de trabalhos de campo, arquivos históricos (ex.: jornais e artigos), interpretação de fotografias aéreas ou imagens de satélite, tendo como resultante um mapa de inventário ou um banco de dados. Os inventários representam a localização espacial dos processos e podem ser considerados dados de entrada para diferentes métodos preditivos, pois fornecem o tipo, a distribuição e a frequência de ocorrência, os mecanismos de falha, os fatores causais, os volumes e os danos causados (ALEOTTI & CHOWDHURY, 1999; PARISE, 2001; VAN WESTEN *et al.*, 2008).

No entanto, os mapas de inventários apresentam alguns questionamentos quanto à escala de análise adotada, que pode variar entre local e nacional (MANTOVANI *et al.*, 1996; FELL *et al.*, 2008; GALLI *et al.*, 2008; GUZZETTI *et al.*, 2012). Nesse sentido, a escolha da escala incide sobre a experiência dos envolvidos na pesquisa, no tempo da investigação, no tipo de problema (qual processo será mapeado?), nos dados, nos recursos financeiros disponíveis e nas técnicas empregadas (Tabela 1) (VAN WESTEN *et al.*, 2008).

Inventários com base em arquivos, de forma geral, são encontrados em escala regional ou nacional e buscam alimentar bancos de dados com informações obtidas por meio de arquivos jornalísticos, publicações científicas, relatórios técnicos e decretos de Defesas Civis Municipais. Estes podem ser complementados por fotointerpretação e por investigação de campo, de acordo com os tipos de movimento, magnitudes e impactos à sociedade (TRIGILIA *et al.*, 2010; CEPED, 2012; BERNARDES *et al.*, 2019).

Tabela 1. Compilado de técnicas para obtenção de informação para o inventário de processos.

Grupo	Técnica*	Escala			
		Regional	Média	Grande	Detalhe
Interpretação de imagem de satélite e fotografia aérea.	Fotografias aéreas.	M	A	A	A
	Imageamento por satélite de alta resolução.	M	A	A	A
	Mapas sombreados de relevo – LiDAR.	B	M	A	A
	Imagens de radar.	B	M	M	M
Classificação (semi) automatizada sobre características espectrais.	Fotografias aéreas.	M	A	A	A
	Resolução média de imagens espectrais (par de imagem).	A	A	A	M
	Resolução média de imagens espectrais (pares de imagens).	A	A	A	M
	Uso combinado de dados ópticos e de radar.	M	M	M	M
Classificação (semi) automatizada baseada sobre as características de altitude.	InSAR (Interferometria de radar).	M	M	M	M
	InSAR (Dispensores permanentes para dados de deslocamento).	A	A	A	A
	LiDAR (Sobreposição de DEMs do tipo LiDAR de diferentes períodos).	B	B	M	A
	Fotogrametria (Sobreposição de DEMs para diferentes períodos).	B	M	A	A
Métodos de investigação de campo.	Mapeamento em campo (Método convencional).	M	A	A	A
	Mapeamento em campo (GIS móvel e GPS).	B	A	A	A
Arquivos (relatórios técnicos, boletim de ocorrências, artigos).	Entrevistas (questionários, <i>workshops</i> , entre outros).	B	M	A	A
	Arquivos de jornais (estudos históricos, livros e outros arquivos).	A	A	A	A
	Empresas de manutenção de vias (terrestres, ferroviárias).	B	M	A	A
	Polícia e Corpo de Bombeiros (registros de ocorrências).	B	M	A	A
Métodos de datação (para movimentos de massa).	Direto (Dendrocronologia, datação por radiocarbono, etc.).	B	B	B	M
	Indireto (Análise de pólen e liquenometria).	B	B	B	B
Sistemas ou redes de monitoramento.	Extensômetros (informação contínua da velocidade do movimento).	-	-	B	A
	EDM (Rede de Medições Eletrônicas de Distância).	-	-	B	A
	GPS.	-	-	B	A
	Estação Total (rede de medição por teodolito).	-	-	B	A
	InSAR (radar terrestre com trilho deslizante).	-	-	B	A
	LiDAR (escaneamento terrestre a laser).	-	-	B	A

*Indica a aplicabilidade de cada técnica em função da escala adotada (B= Baixa, M= Média, A= Alta). Base de dados: Van Westen *et al.*, (2008).

O modo mais comum para a construção de inventários é a interpretação de imagens de satélite e fotografias aéreas. O reconhecimento dos processos nas imagens pode ser evidenciado pela perda de cobertura vegetal, superfície de ruptura, grau de atividade, declividade, forma (côncava, retilínea ou convexa), largura, extensão, profundidade e orientação (DOMINGUES, 2001; BARLOW *et al.*, 2003; LOPES & ARRUDA JUNIOR, 2015) (Figura 4). A principal vantagem consiste na facilidade de identificação dos processos em imagens, sobretudo, quando obtidas logo após o evento. As desvantagens caracterizam-se pelo tempo consumido, a depender da escala de análise, pela dificuldade de classificar e de identificar os mecanismos de ruptura e pelos recursos disponíveis, quando da necessidade de investigações de campo (BARLOW *et al.*, 2003; LU *et al.*, 2004; LEE & LEE, 2006; GUZZETTI *et al.*, 2012).

A elaboração de inventários pode ser realizada com a ajuda da classificação semiautomática de fotografias aéreas ou imagens de satélite e as escalas de análise podem variar entre a média e a de detalhe. A identificação de movimentos de massa no âmbito do sensoriamento remoto passa pelo reconhecimento e pela classificação dos processos quanto ao tamanho (objeto), contraste (diferenças espectrais entre a área deslizada e as áreas circunvizinhas), resolução espacial e características morfológicas (tipos de movimentos) (MANTOVANI *et al.*, 1996; SESTINI & FLORENZANO, 2004).

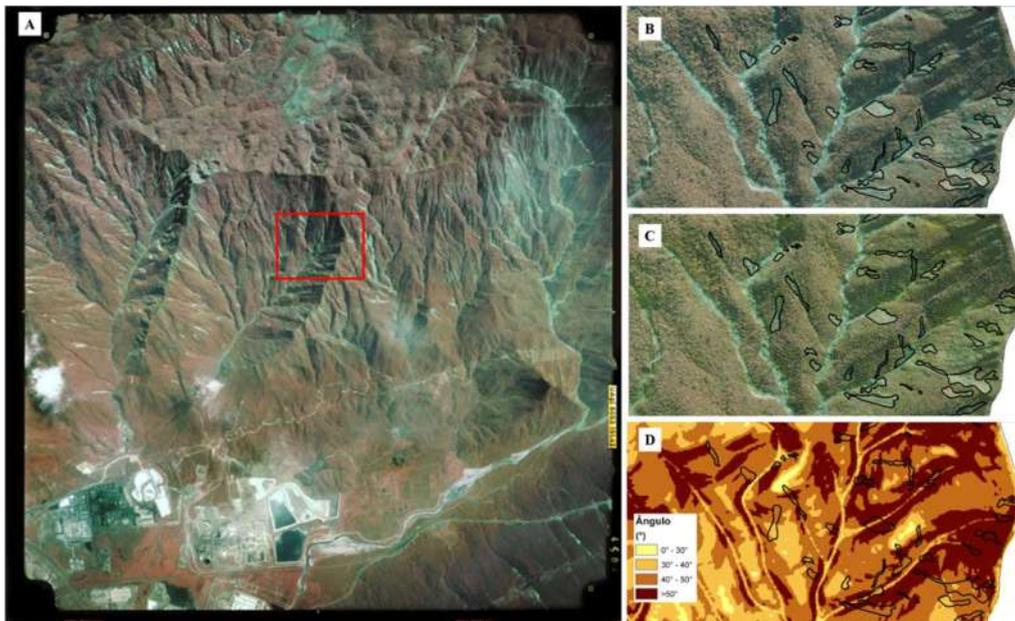


Figura 4. (A) Fotografia aérea de 1985 da bacia da Ultrafértil, Serra do Mar, Cubatão/SP, em escala 1:25.000. O mapeamento das cicatrizes considerou a tonalidade branco-esverdeada (B), com apoio das curvas de nível (C) e do ângulo da encosta (D). Os processos ocorreram de forma generalizada, concentrados, principalmente, em encostas convexas e retilíneas. Fonte da fotografia aérea: Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais – INPE. Mapas: autores.

Na classificação semiautomática, existem inúmeras técnicas para a extração de movimentos de massa, destacando-se a técnica baseada em *pixel* e a baseada no objeto (forma, textura, etc.) (LU *et al.*, 2004; BLASCHKE, 2010; MOOSAVI *et al.*, 2014; LI *et al.*, 2016). A técnica baseada em *pixel* envolve a aquisição dos valores do *pixel* em diferentes imagens (ou bandas) e à sua diferença, ou seja, a subtração dos valores dos *pixels* entre duas imagens resulta em um terceiro conjunto de *pixels*. A partir da diferença na imagem, caso a porcentagem do Número Digital (*Digital Number*) seja igual a zero, não ocorreu nenhuma mudança na área. Contudo, se ocorrer alteração no brilho destas áreas, valores positivos e negativos serão atribuídos. Ressalta-se que a classificação de cada *pixel* na imagem não considera a sua vizinhança. A desvantagem, portanto, encontra-se na definição dos valores de entrada (limiares) de mudança ou não mudança nas imagens resultantes (HERVÁS *et al.*, 2003; CHENG *et al.*, 2004; LEE & LEE, 2006; MOOSAVI *et al.*, 2014; MISHRA *et al.*, 2017; SUN *et al.*, 2017).

A técnica de classificação orientada por objetos (OBIA) fundamenta-se no conceito de segmentação e de classificação da imagem. A OBIA é baseada em objetos provenientes do fracionamento da imagem em seções homogêneas, reduzindo o nível de detalhe e de complexidade na imagem, resultando em polígonos (objetos) caracterizados por técnicas estatísticas (média ou valores de variação em todas as bandas), forma (comprimento, largura e área), textura e características contextuais (relações mútuas dos objetos na imagem) (BENZ *et al.*, 2004; COHENCA & CARVALHO, 2015).

De acordo com Hölbling *et al.*, (2017), quando empregado na identificação de um escorregamento, o reconhecimento será composto por agregações de *pixels* homogêneos,

em vez de um único *pixel* (sem correlação espacial e classificado conforme suas características). A partir da técnica de segmentação e dos parâmetros de segmentação, cria-se um objeto e, posteriormente, a sua classificação (semelhança entre os *pixels* pertencentes a uma determinada classe), identificando-se o escorregamento (objeto) (MOOSAVI *et al.*, 2014; HÖLBLING *et al.*, 2017). A desvantagem consiste na dependência do analista, demandando tempo para determinar os parâmetros de definição das classes (COHENCA & CARVALHO, 2015; HÖLBLING *et al.*, 2017).

Os inventários em escala de detalhe visam monitorar o comportamento de um escorregamento, envolvendo estudos geodésicos, geofísicos e geotécnicos. Os instrumentos utilizados monitoram o deslocamento da massa (inclinômetro e estação total), a precipitação (estações pluviométricas), o nível de água do lençol freático (piezômetro), a análise química do solo e as técnicas de ruído (vibrações) (*Ambient Noise Interferometry-ANI*) para examinar os efeitos da chuvas e da carga mecânica sobre a encosta (HERVÁS, *et al.*, 2003; CRAWFORD *et al.*, 2015; MENDES *et al.*, 2017; ARTESE & PERRELLI, 2018; BORTOLOZO *et al.*, 2019; HUSSAIN *et al.*, 2019; CERRI *et al.*, 2020).

4. ENSAIOS DE CAMPO E DE LABORATÓRIO

Ensaio de campo e de laboratório empregados como técnicas de previsão visam examinar e compreender os diferentes atributos dos invólucros pedológicos, as características do movimento, a velocidade e a geometria, o padrão e a fração de fluxo de água (CROZIER, 1986; CRUDEN *et al.*, 1986; AUGUSTO FILHO, 1992; SELBY, 1993; FERNANDES & AMARAL, 1996; SHOAIE & SIDLE, 2009).

No tocante aos escorregamentos, uma de suas causas internas é a modificação do equilíbrio entre as tensões no interior da massa. Quando a água diminui o valor da coesão, diminuirá a resistência às tensões de cisalhamento, deflagrando o processo (DE PLOEY & CRUZ 1979; GREENWAY, 1987; FIORI, 1995; COLLINS & ZNIDARCIC, 2004; LACERDA, 2007). Outro mecanismo de instabilização deriva-se pela redução da coesão aparente e da sucção, relacionada à elevação de umidade do solo em função do crescimento da frente de infiltração, cuja ruptura transcorre sem que o estado de saturação seja atingido (DAVINO, 1970; RIGHES *et al.*, 1983; FREDLUND, 1987; WOLLE e CARVALHO, 1989; KIM *et al.*, 2004; TIWARI *et al.*, 2004).

As propriedades físicas, mecânicas e hidrológicas, ao serem avaliadas em campo e em laboratório, são mensuradas em diferentes profundidades. Permitem avaliar a influência de cada característica (ex.: coesão) frente aos fluxos de água, principalmente, durante períodos chuvosos (DE PLOEY & CRUZ, 1979; RIGHES *et al.*, 1983; WOLLE & CARVALHO, 1989; KIM *et al.*, 2004; COLLINS & ZNIDARCIC, 2004; AMARAL JUNIOR, 2007; MENDES, 2008; SHOAIE & SIDLE, 2009; PERDOMO, 2010; FERREIRA, 2013; VIEIRA *et al.*, 2015; GOMES & VIEIRA, 2016).

Cicatrizes de escorregamentos podem ser utilizadas como referências de coleta de amostras deformadas¹ e indeformadas² para diferentes ensaios (Tabela 2). Conforme observado nos trabalhos de Mendes (2008) e de Ferreira (2013), cada cicatriz pode ser selecionada a partir dos seguintes padrões: (i) tamanho e relevante volume de material movimentado; (ii) presença de limites conservados; (ii) possibilidade de alcance em campo; (iv) cicatrizes sem nenhuma ligação com práticas antropogênicas, entre outros.

Tabela 2. Referências para coleta de amostras deformadas e indeformadas (ensaios de laboratório).

ENSAIO	MÉTODO	AMOSTRA DEFORMADA	AMOSTRA INDEFORMADA
Granulometria	ABNT (NBR: 7181/84)	X	
Limites de Atterberg	ABNT (NBR: 6459/84) e ABNT (NBR: 7180/84)	X	
Porosidade	Mesa de tensão (KIEHL, 1979)		X
Densidade de partículas	Balão volumétrico (KIEHL, 1979)	X	
Ensaio de Cisalhamento Direto	ASTM D3080-04		X

Fonte: Organizado pelos autores.

Nas cicatrizes, as amostras deformadas e indeformadas são retiradas ao longo de distintas profundidades, conforme forem apreciadas modificações tátil-visuais (texturais) dos grãos de solo, no esforço de distinguir melhor as variações por toda a extensão dos perfis (Figura 5). Sugere-se que as coletas ocorram em pelo menos três pontos das cicatrizes selecionadas (superior, lateral e centro), permitindo formar um único perfil e buscando concernir a dinâmica do material removido e o material que perdurou após o escorregamento (retroanálise). As seguintes propriedades podem ser investigadas nestas coletas: distribuição granulométrica, limites de Atterberg³, porosidade, densidade dos grãos, curvas de retenção de água e resistência ao cisalhamento (MENDES, 2008; FERREIRA, 2013).

A resistência ao cisalhamento é definida pela máxima tensão cisalhante que o solo pode suportar sem romper-se, ou ainda, a tensão de cisalhamento que acontece no plano de ruptura no momento do deslizamento, derivado, sobretudo, pela coesão e pelo atrito, desencadeado pela elevação do lençol freático (influxo de água) (HUTCHINSON, 1988; SENDIR & YILMAZ, 2002; PINTO, 2006; TOFANI *et al.*, 2017). Para a realização desse ensaio, amostras indeformadas devem ser coletadas na forma de blocos (ABNT/NBR-9604/2016) com dimensões de 30 cm x 30 cm x 30 cm *in situ*. Posteriormente, são levadas ao laboratório para realização dos ensaios de resistência por cisalhamento direto inundado

¹A amostra deformada de solo é adquirida com considerável alteração de seus atributos *in situ*. É também denominada de amostra amolgada, quando acontece a desfragmentação do material coletado (KIEHL, 1979).

²Amostras indeformadas de solos caracterizam-se pela coleta com o menor grau de deformação plausível, conservando suas estruturas, estado de umidade, consistência e aglomerados naturais (KIEHL, 1979).

³Os Limites de Atterberg determinam-se por meio da quantidade de umidade consonante às alterações de estado do solo, atribuídos como: Limite de Liquidez (LL) e Limite de Plasticidade (LP) dos solos. As distinções entre esses dois limites representam o limiar de valores cujos solos expressam-se como plástico, determinado como Índice de Plasticidade (IP) do solo. O LP só é utilizado para a determinação do IP segundo a ABNT (NBR: 6459/84) e (NBR: 7180/84).

(ASTM/D3080-04/2004), onde também são talhados corpos de prova em anéis cilíndricos biselados de PVC ou metal rígido com 5,0 cm de altura e 5,0 cm de diâmetro interno para a determinação das curvas de retenção de água e obtenção da Porosidade total, Macro e Microporosidade, conforme a Figura 6 (KIEHL,1979).



Figura 5. Demarcação para coleta de amostras deformadas e indeformadas ao longo de distintas profundidades, conforme são observadas alterações texturais (tátil-visuais) dos grãos de solo, buscando-se melhor descrever as alterações do perfil. Foto: Fabiana Souza Ferreira (maio, 2012 - Município de Caraguatatuba/SP).



Figura 6. Coleta de bloco indeformado in situ e acondicionamento (A e B); Corte do bloco em laboratório para o ensaio de cisalhamento direto inundado e corpos de prova talhados em anéis cilíndricos de metal rígido com 5,0 cm de altura e 5,0 cm de diâmetro interno (C); Corpo talhado de amostra indeformada e amostra devidamente acondicionada em célula de metal para ensaio de cisalhamento direto inundado (D). Fotos: Fabiana Souza Ferreira (Maio, 2012 - Município de Caraguatatuba/SP).

Uma das modificações essenciais do solo refere-se à sua estrutura, dado que o seu equilíbrio é sujeito ao seu regime de agregação. Ao se discutir a textura dos solos, por exemplo, a suscetibilidade a movimentos de massa irá se correlacionar com a destacabilidade e a transportabilidade das partículas associadas, respectivamente, às forças da natureza e aos seus atributos físicos, como tamanho e forma. Tal dinâmica pode determinar o comportamento dos fluxos da água, a cimentação destes solos e a sua resistência (SCHJONNING, 1991; WANG *et al.*, 2003). Uma vez que o comportamento da água pode reduzir o valor da coesão, conseqüentemente, ocorrerá a diminuição da resistência às tensões de cisalhamento, culminando na movimentação de massas de solo (DE PLOEY & CRUZ 1979; WOLLE & CARVALHO, 1989; LACERDA, 2007; AMARAL JUNIOR, 2007).

Muitas pesquisas já envolveram a instrumentação *in situ* com ensaios de laboratório (Tabela 3), cujo material envolvido nos escorregamentos foi, essencialmente, o contato entre pacotes pedológicos mais superficiais e camadas coluvionares, além da cobertura vegetal, serrapilheira e solo orgânico superficial (WOLLE & CARVALHO, 1989; AMARAL JUNIOR, 2007; MENDES, 2008; PERDOMO, 2010; FERREIRA, 2013). Os pacotes de solos apresentaram, normalmente, espessuras em torno de 1 m e 2 m, com sua metade superior mais densamente penetrada pelas raízes da vegetação, assentada sobre uma camada saprolítica, com reminiscência da estrutura da rocha de origem.

Wolle & Carvalho (1989), por exemplo, encontraram solos areno-argilosos e arenosos, cujas camadas superficiais apresentaram ângulo de atrito menor (34°) em detrimento da camada acima (39°) e valores de coesão entre 1 kPa e 4 kPa (Tabela 3). Os valores de coesão elevaram-se em função do aumento de tensão exercida pela água presente no solo, até que essa alcançasse faixas entre 1 kPa e 4 kPa.

Amaral Junior (2007) verificou que as envoltórias de resistência ao cisalhamento saturado exibiram uma inclinação constante por toda a faixa de tensões normais. O autor obteve valores menores de coesão e de ângulo de atrito, respectivamente, 1 kPa e 9 kPa e 42° e 32°, para os horizontes superficiais areno-siltosos e areno-argilosos (Tabela 3). A agregação destes solos nos horizontes mais superficiais, contendo 70% de areia e 10% de argila, não apresentou resistência suficiente para induzir alterações consideráveis na inclinação e no intercepto da envoltória. Dessa forma, pôde-se confirmar que mesmo as tensões normais baixas empregadas (14 kPa) foram capazes de romper os agregados deste solo, de modo que a envoltória foi determinada por suas características granulométricas, tal como, os valores alcançados por Ferreira (2013), designados por 80% de areia e 10% de argila (Tabela 3).

Mendes (2008), Perdomo (2010) e Ferreira (2013) salientam que, para solos instrumentados na Serra do Mar (Tabela 3), os teores de argila foram escassos para gerar uma coesão relevante entre as partículas de areia quando o solo encontrava-se seco. Deste modo, a coesão avaliada era quase tão somente em função de meniscos de água nas áreas de contato.

Tabela 3. Parâmetros geotécnicos de diferentes áreas instrumentadas na Serra do Mar.

Local/Autores/Ano	Ângulo da encosta (°)	Litologia	Solo	Textura	Espessura (m)	Coesão (kPa)	Ângulo de atrito (°)
Cubatão (SP) / Wolle e Carvalho (1989)	40	Migmatitos	Superficial	Areno-argiloso	1,0	1,0	34
			Saprolítico	Arenosa ou siltosa	1,0 a 2,0	4,0	39
	43		Superficial	Argilo-arenoso	1,0	1,0	36
			Saprolítico	Arenosa ou siltosa	1,0 a 2,0	3,5	39
Costa Verde (RJ) / Amaral Junior (2007)	SI*	Biotita Gnaiss	Residual Maduro	Areno-siltosa	0,1 a 2,0	8,0	32
			Residual Jovem	Areno-siltosa	0,2 a 8,0	4,5	42
			Saprolítico	Areno-siltosa	0,1 a 2,0	10,0	32
		Migmatitos	Residual Maduro	Areno-siltosa	0,8 a 7,0	5,5	39
			Residual Jovem	Areno-silto-argilosa	0,5 a 3,0	1,0	42
			Saprolítico	Areno-siltoso	0,8 a 3,0	9,0	32
Ubatuba (SP) / Mendes (2008)	~10	Migmatitos	Saprolítico	Areno-siltoso	14,0	13,0	31,4
			Residual	Areno-silto-argilosa	1,0	9,5	32,9
	~15	Charnockitos	Residual	Areno-argilo-siltosa	1,0	10,0	31,6
			Saprolítico	Areno-silto-argilosa	7,0 a 8,0	7,0	40,4
Ubatuba (SP) / Perdomo (2010)	22	Gnaisses	Residual	Franco argiloso/arenoso	0,43 a 0,50	12,1	32,3
			Residual Maduro	Franco argiloso	0,87 a 0,92	7,4	36,2
			Residual Maduro	Franco argiloso	1,53 a 1,61	13,9	33
	33		Residual	Argilosa	0,26 a 0,72	17,7	27,6
			Residual Maduro	Argilosa	1,18 a 1,8	19,1	28,5
Caraguatatuba (SP) / Ferreira (2013)	~32-36	Gnaisses e Metassedimentos	Superficial	Franca	0,4	0	29,1
			Saprolítico	Franco arenosa	1,75	1,2	31,9
			Residual	Franco argiloso	0,6	2,16	25,8
			Residual Maduro	Franco arenosa	2,0	11,06	36,8
			Superficial	Franco siltosa	0,45	0	36,7
			Residual Maduro	Franco argiloso	2,0	0	33,5

*Sem informação. Fonte: Organizado pelos autores.

5. MODELOS DE PREVISÃO

5.1 Método Heurístico: o modelo AHP

O modelo AHP (*Analytic Hierarchy Process*) constitui-se em uma técnica heurística de avaliação multicritério (combinação de mapas temáticos por meio de matrizes). Surgiu na década de 1970, desenvolvido pelo matemático estadunidense Thomas Saaty. A priori, o AHP foi elaborado para ajudar na resolução de problemas que envolviam a área da Administração. Posteriormente, passou a ser aplicado nos mais diversos campos, inclusive na Geomorfologia (SAATY, 1991; RAFFO, 2012; BISPO *et al.*, 2020).

Conforme Raffo (2012), o AHP é um modelo matemático utilizado para mensurar parâmetros via influência do pesquisador com o mesmo, ao inserir considerações quantitativas (pesos). O modelo vem sendo amplamente utilizado para previsão de escorregamentos, internacionalmente e nacionalmente, apresentando resultados com excelente precisão (Figura 7 e Tabela 4).

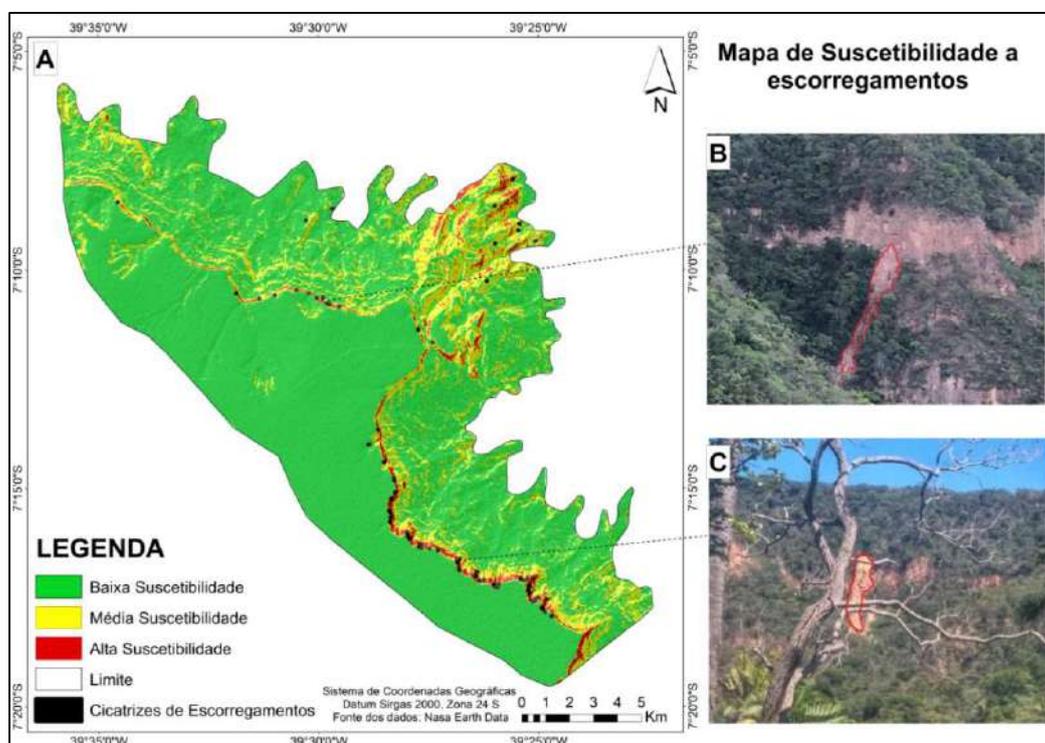


Figura 7. (A) Exemplo de mapa de suscetibilidade a escorregamentos gerado pelo modelo AHP em uma região da Chapada do Araripe (CE); (B e C) Cicatrizes de escorregamentos translacionais previstas pelo modelo em classes de alta suscetibilidade, indicando o sucesso da previsão realizada. Fonte: Mapa (Autores), Foto B (Fabrizio de Luiz Rosito Listo, novembro/2020), Foto C (Carlos de Oliveira Bispo, novembro/2020).

Em seu processo de análise, existe uma base matemática, na qual é possível estruturar e analisar a relevância correspondente entre cada um dos critérios adotados e averiguar a coerência dos julgamentos realizados pelas matrizes. Envolve a hierarquização do problema com a atribuição de pesos que definem a contribuição relativa de cada variável. A hierarquia é definida pelo especialista por meio da comparação pareada das variáveis, na qual é delegado um parâmetro de intensidade de relevância entre os mesmos (SAATY, 1991).

Os pesos são atribuídos considerando sua importância relativa, de acordo com a escala denominada *Escala Fundamental de Saaty*. Esta varia da intensidade com importância 1 (igual importância, ou seja, dois parâmetros contribuem igualmente com o objetivo) à intensidade 9 (extremamente importante), quando há predominância de um parâmetro sobre o outro. Depois da comparação pareada, calcula-se o valor de consistência, buscando a confirmação do julgamento, a partir do índice Razão de Consistência (RC). Tal índice analisa a inconsistência em decorrência da ordem da matriz

de julgamentos (Equação 1). Por fim, o Índice de Consistência (IC) verifica o nível de inconsistência decorrente da matriz de julgamentos paritários (Equação 2).

$$RC = IC/IR \quad (\text{Equação 1})$$

Onde: “RC” é a Razão de Consistência; “IC” é o Índice de Consistência; e “IR” é o Índice Randômico.

$$IC = (\lambda_{\max} - n) / (n - 1), \text{ onde } \lambda_{\max} = 1/n \sum_{i=1}^n [Aw] / w_i \quad (\text{Equação 2})$$

Onde: “n” é o número de ordem da matriz; “ λ_{\max} ” é o autovetor; “ w_i ” são os pesos calculados; e “Aw” é o produto entre “ w_i ” com a matriz de correlação pareada.

Tabela 4. Exemplos de trabalhos que utilizaram o modelo AHP para previsão de escorregamentos e índices de acerto.

Autor e ano	Área de estudo	Parâmetros utilizados	Índice de acerto
Reis <i>et al.</i> (2012)	Nordeste da Turquia.	Declividade, litologia, orientação, densidade da drenagem, distância de estradas e uso da terra.	73%
Vanacôr & Rolim (2012)	Rio Grande do Sul, Brasil.	Declividade, curvatura, hipsometria, orientação, distância de drenagem, solo, uso da terra, distância das vias.	60,61%
Kayastha <i>et al.</i> (2013)	Tinau, oeste do Nepal.	Declividade, aspecto, curvatura, hipsometria, geologia, drenagem, pluviometria, falhas e uso da terra.	77,5%
Shahabi <i>et al.</i> (2014)	Azerbaijão Ocidental, Irã.	Declividade, aspecto, litologia, precipitação, drenagem, solo, distância das estradas e falhas.	81,15 %
Kumar <i>et al.</i> (2015)	Nilgiri, Índia.	Declividade, hipsometria, aspecto, curvatura, geologia, uso da terra, distância da drenagem, Índices de Potência de Fluxo e de Umidade, NDVI, precipitação, lineamentos e proximidade da estrada.	83%
Pradhan & Kim (2016)	Nordeste da Coréia do Sul.	Declividade, aspecto, curvatura, hipsometria, drenagem, solo, geologia e vegetação.	86,67%
Silva Junior <i>et al.</i> (2016)	São Luís (MA), Brasil.	Declividade, hipsometria, formas, geologia, geomorfologia, solo e uso da terra.	88%
Brito <i>et al.</i> (2017)	Porto Alegre (RS), Brasil.	Declividade, litologia, acúmulo de fluxo e distância de lineamentos.	95%
Meirelles <i>et al.</i> (2018)	Teresópolis (RJ), Brasil.	Declividade, orientação, formas, geologia, pedologia, uso da terra, solo, relevo, proximidade da drenagem e de estradas.	77%
Bispo <i>et al.</i> (2020)	Maceió (AL), Brasil.	Declividade, geologia, unidades geomorfológicas, formas da encosta, solo e uso da terra.	74%

Fonte: Organizado pelos autores.

A capacidade de tolerância (inconsistências da matriz de pareamento) intitula-se Índice Randômico, dado por uma tabela contida de valores provenientes da proporção da matriz de comparação. O IR é alcançado por uma matriz randômica de dados recíprocos, diante de elementos não-negativos. Saaty (1991) realizou várias simulações em laboratório, visando estabelecer valores de matriz N aproximadas.

Tendo como base os índices IC e IR, obtém-se um valor de Razão de Consistência (RC), que julga o sucesso da previsão realizada. Deste modo, valores de RC mais próximos de “0” representam excelente coerência dos cálculos supracitados e o resultado final será um modelo de melhor acurácia. Todavia, valores de RC superiores a “0,10” demonstram inconsistências e, dessa forma, o pareamento dos parâmetros deverá ser realizado novamente (SAATY, 1991). Uma das grandes vantagens do AHP é a diminuição da subjetividade inerente à análise multicritério. Como desvantagem, pode-

se citar a dificuldade de parâmetros em mesma escala, sobretudo, para trabalhos de detalhe.

5.2 Modelos Matemáticos em bases físicas: SHALSTAB, SINMAP e TRIGRS

O modelo SHALSTAB (*Shallow Slope Stability Model*) foi desenvolvido por Dietrich *et al.*, (1993) e Montgomery & Dietrich (1994). Posteriormente, o mesmo foi automatizado em uma rotina denominada SHALSTAB por Dietrich & Montgomery (1998). Sua função é calcular a suscetibilidade a escorregamentos translacionais rasos, a partir da combinação entre um modelo de estabilidade, apoiado na Equação do Talude Infinito, e um modelo hidrológico do tipo *steady-state*, tendo como base, fluxos subsuperficiais constantes, fundamentados nos trabalhos realizados por Beven & Kirkby (1979) e O’Loughlin (1986).

A partir da compilação dos modelos de estabilidade e hidrológico, adicionam-se (como *inputs*) os parâmetros topográficos (área de contribuição e ângulo da encosta), obtidos a partir de um Modelo Digital do Terreno (MDT), e as propriedades mecânicas do solo (ex.: ângulo de atrito interno, coesão, profundidade do solo e peso específico) (MONTGOMERY & DIETRICH, 1994). A Equação 3 demonstra o resultado da combinação dos modelos para cada célula dentro do *grid*, resolvida pela rotina automatizada do modelo em ambiente SIG.

Devido à dificuldade de se precisar a transmissividade do solo que resulta da relação entre a condutividade hidráulica saturada e a profundidade do solo, Montgomery & Dietrich (1994) estabeleceram uma classificação utilizando os valores de Log (Q/T) (Equação 3). Tal fato permitiu a categorização do relevo, com base na suscetibilidade a escorregamentos, assinalando que, quanto mais alto for o valor absoluto da razão Q/T, do qual, Q representa a chuva em situação crítica (m/dia) e T equivale à transmissividade do solo saturado (m²/dia), mais alta será a instabilidade da área (MONTGOMERY & DIETRICH, 1994).

O mapa obtido pelo modelo apresenta sete classes de suscetibilidade, desde a mais instável (incondicionalmente instável e saturado) até a mais estável (incondicionalmente estável e saturado) (Figura 8). Tal classificação acompanha a circunstância exposta pela igualdade entre a razão hidrológica (Q/T) e a razão da área de contribuição pela unidade de contorno (a/b) (MONTGOMERY & DIETRICH, 1994).

$$\text{Log (Q/T)} = \frac{\text{sen}\theta}{\left(\frac{a}{b}\right)} \left[\frac{C'}{\rho_w g z \cos^2 \theta \tan \phi} + \frac{\rho_s}{\rho_w} \left(1 - \frac{\tan \theta}{\tan \phi} \right) \right] \quad (\text{Equação 3})$$

Onde: “a” é a área de contribuição ou área drenada a montante (m²); “b” é o comprimento de contorno unitário (m); “C’” é a coesão do solo (kPa); “g” é a aceleração da gravidade (m/s²); “θ” é o ângulo da encosta (grau); “ρ_s” é a densidade (massa específica) do solo saturado (kg/m³); “ρ_w” é a densidade da água (kg/m³); “Q” é a chuva em estado crítico necessária para a ruptura (m/dia); “T” é a transmissividade do solo saturado (m²/dia); “z” é a espessura do solo (m); e “Φ” é o ângulo de atrito interno do solo (grau).

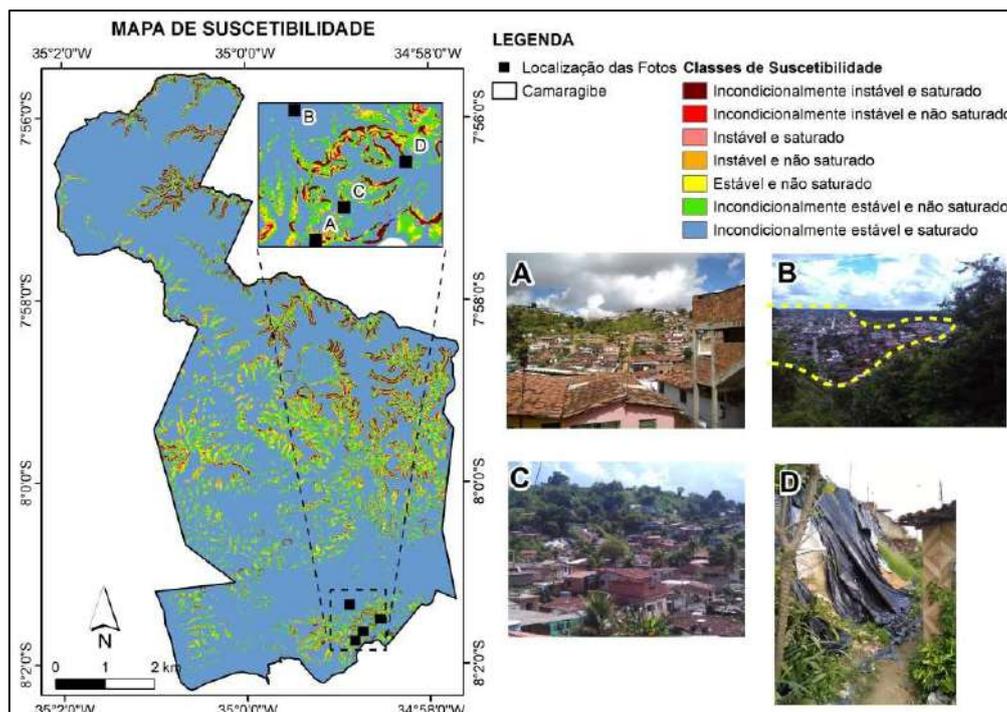


Figura 8. À esquerda, exemplo de mapa de suscetibilidade a escorregamentos rasos obtido pelo SHALSTAB no município de Camaragibe, Região Metropolitana do Recife (PE), com destaque para as áreas incondicionalmente instáveis. À direita, ocupação antrópica em encostas da Formação Barreiras (Foto A); Vista da região mais aplainada do município de Camaragibe, onde se localizam as áreas menos suscetíveis (Foto B); Encosta da Formação Barreiras classificada como de maior suscetibilidade a escorregamentos (Foto C); e Área classificada como estável, mas com escorregamentos, provavelmente deflagrados por parâmetros antropogênicos (Foto D). Fonte: Mapa (autores); Fotos: Edwilson Medeiros dos Santos (abril, 2018).

A aplicação do SHALSTAB na literatura geomorfológica brasileira apontou resultados relevantes desde a primeira década dos anos 2000, destacando-se os estudos de Guimarães *et al.* (2003), Ramos *et al.*, (2003), Fernandes *et al.*, (2004), Listo & Vieira (2012), Santos (2020), entre outros. Internacionalmente, destacam-se os trabalhos de Dietrich & Montgomery (1998), Gorsevski *et al.*, (2006), Aronica *et al.*, (2012), Teixeira *et al.*, (2014), Kim *et al.*, (2016), etc.

Dentre as limitações relacionadas ao uso do SHALSTAB, realça-se a sua utilização em áreas de solo espesso, relativamente planas, com afloramentos de rochas e paredões rochosos. Logo, sua utilização é limitada à análise da suscetibilidade a escorregamentos translacionais rasos, onde esteja bem estabelecido um plano de transição, como por exemplo, a transição solo/rocha (DIETRICH & MONTGOMERY, 1998; GUIMARÃES *et al.*, 2003; LISTO, 2011).

O modelo SINMAP (*Stability INDEX MAPping*) visa auxiliar a identificação de áreas passíveis de instabilização (PACK *et al.*, 1998), já tendo sido aplicado por Lan *et al.*, (2004); Jelínek & Wagner (2007); Lopes *et al.*, (2007); Meisina & Scarabelli (2007); Deb & El-Kady (2009); Terhorst & Kreja (2009); Ylmaz & Keskin (2009); Vestena

(2010); Dourado & Roig (2013); Pechincha & Zaidan (2013); Nery & Vieira (2015) e Simões *et al.*, (2016).

Fundamentado no modelo de estabilidade (talude infinito), o Fator de Segurança ou os Índices de Estabilidade são obtidos por meio de parâmetros geotécnicos e hidroclimatológicos, assim como, dados topográficos derivados de um MDT. Portanto, para cada célula do *grid* na área estudada, é atribuída uma classe de estabilidade ou de instabilidade. O índice de estabilidade representa a possibilidade de uma encosta ser estável, ou não, assumindo um arranjo semelhante dos parâmetros sobre os limites de incertezas do modelo (PACK *et al.*, 1998). Os índices de estabilidade dividem-se em seis classes, desde $IE > 1,5$ (Estável) a $IE < 0,0$ (Instável), obtidos a partir da Equação 4.

$$FS = \frac{C + \cos\theta \left[1 - \min\left(\frac{R}{T} \frac{a}{\sin\theta}, 1\right) r \right] \tan\phi}{\sin\theta} \quad (\text{Equação 4})$$

Onde: “a” é a área específica da bacia (m^2/m); “C” é a coesão adimensional combinada dos solos e das raízes das árvores (N/m^2); “ θ ” é o ângulo da encosta ($^\circ$); “ ϕ ” é o ângulo de atrito interno ($^\circ$); “r” é a razão de densidade; e “R/T” é a recarga de água dividida pela transmissividade do solo (m^2/h).

Este modelo já foi aplicado na bacia hidrográfica da Ultrafértil, localizada na Serra do Mar Paulista, município de Cubatão (SP), por Nery & Vieira (2015), para identificar áreas suscetíveis a escorregamentos, com aproximadamente 90% de acerto. A avaliação foi realizada a partir da construção de cenários (Figura 9), obtidos com dados da literatura (parâmetros geotécnicos) e de precipitação (banco de dados do Departamento de Águas e Energia Elétrica do Estado de São Paulo - DAEE). Em outros trabalhos nacionais que aplicaram o SINMAP, verificou-se que o modelo conseguiu correlação otimista entre os escorregamentos e as classes de instabilidade: 100% (PECHINCHA e ZAIDAN, 2013), 74% (CARDOZO *et al.*, 2018) e 63% (LOPES *et al.*, 2007).

O SINMAP pode ser considerado, conforme Fernandes (2016), um modelo semi-concentrado, pois apresenta variação em parâmetros (ex. ângulo da encosta), porém, constante para parâmetros de espessura do solo e de precipitação. O modelo tem como vantagem a aplicação exclusiva para escorregamentos rasos, tanto em escala de reconhecimento (1:20.000), como de detalhe (1:5.000). Sua principal limitação consiste na dependência da qualidade dos dados de entrada.

O modelo TRIGRS (*Transient Rainfall Infiltration and Grid-based Regional*) foi concebido para a produção de mapas de suscetibilidade a escorregamentos translacionais rasos deflagrados por chuvas torrenciais. Foi criado por Baum *et al.* (2002), visando o cálculo da oscilação do Fator de Segurança (FS) em distintas profundidades (z), de acordo com as alterações da carga de pressão (ψ) durante um episódio chuvoso. O TRIGRS baseia-se na combinação de um modelo hidrológico e outro de estabilidade (Equação 5),

proposta por Iverson (2000), a partir de uma rotina automatizada em programação Fortran (*Formula Translation*).

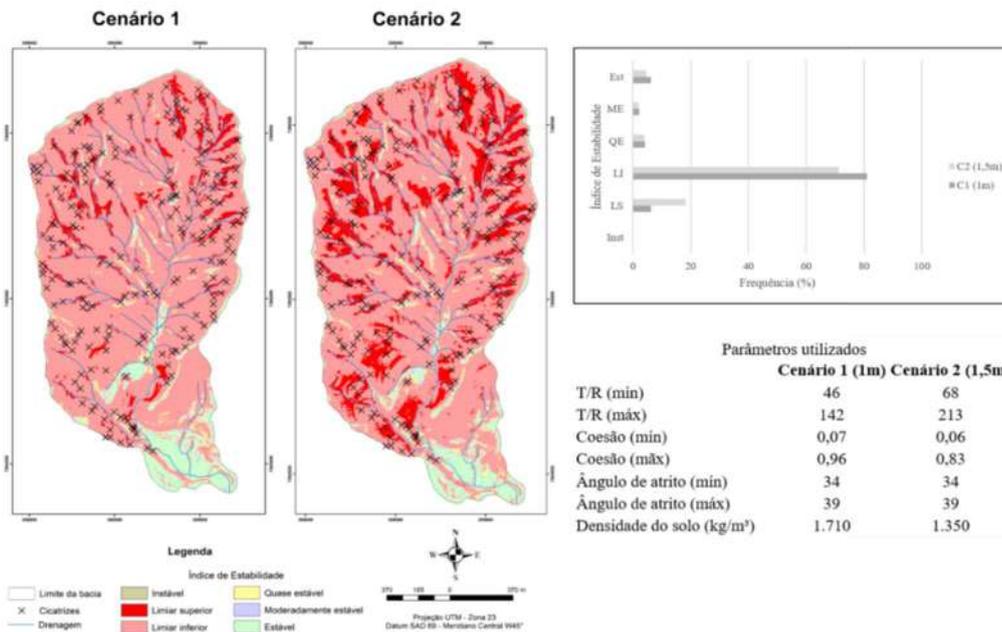


Figura 9. Exemplo de mapa do Índice de Estabilidade do SINMAP e os respectivos dados de entrada. O gráfico mostra a distribuição da frequência das classes de estabilidade do modelo. Nota-se para ambos os cenários que a classe “Limiar inferior” apresentou o maior percentual em relação às demais classes de condições preditivas instáveis. Fonte: autores.

Este modelo predispõe a presença de duas frentes de infiltração: uma permanente, que ocorre normalmente quando o solo está quase saturado (por meio de fluxo lateral, paralelo à encosta), e outro transiente, normal à superfície. À medida que o SHALSTAB e o SINMAP fundamentam-se em modelos de estabilidade relacionados a um modelo hidrológico do tipo *steady-state*, o TRIGRS considera a variabilidade do FS em profundidades diferenciadas, de acordo com a alteração na pressão da água no solo durante um episódio chuvoso. Em outras palavras, é transiente (BAUM *et al.*, 2002).

$$FS = \frac{\tan \phi}{\tan \theta} + \frac{c' - \psi(Z,t)\rho_w \tan \phi}{\rho_s Z \sin \theta \cos \theta} \quad (\text{Equação 5})$$

Onde: “ ϕ ” é o ângulo de atrito interno [°]; “ θ ” é o ângulo da encosta [°]; “ c' ” é a coesão efetiva [kPa]; “ ψ ” é a carga de pressão [kPa]; “ Z ” é a profundidade do solo [m]; “ t ” é o tempo [s]; “ ρ_w ” é a densidade da água [kg/m³]; e “ ρ_s ” é a densidade do solo [kg/m³].

Dos parâmetros de entrada deste modelo, são necessários, primeiramente, os valores topográficos obtidos a partir de um MDT (mapas de ângulo da encosta e de direção de fluxo). Em seguida, são introduzidos os valores mecânicos e hidrológicos do solo (ex.: coesão, ângulo de atrito interno, profundidade, condutividade hidráulica, etc.), bem como, os valores pluviométricos (ex.: intensidade da chuva e duração acumulada ao final de cada evento chuvoso). Por fim, é preciso inserir alguns dados suplementares que

influenciam o TRIGRS, tais como o número de intervalos ao longo de uma espessura de solo em que são calculados os valores de carga de pressão e do Fator de Segurança (FS) (BAUM *et al.*, 2002).

Os valores gerados pelo MDT são inseridos por meio de arquivos em formato ASCII (*American Standard Code for Information Interchange*). À depender da disponibilidade dos dados para cada área, os parâmetros mecânicos e hidrológicos podem ser concentrados ou distribuídos (via mapeamentos geoestatísticos). Para os valores pluviométricos, devem ser indicados o número de eventos, a intensidade da chuva, I_nZ , em mm/h, assim como, a duração de cada evento em segundos.

O TRIGRS foi utilizado por Godt *et al.* (2006) na área de Seattle (EUA), comumente atingida por escorregamentos translacionais, com danos sociais e econômicos. Na confrontação entre modelos distintos, Frattini *et al.* (2004) empregaram os modelos SHALSTAB e TRIGRS numa bacia hidrográfica italiana, abalada por aproximadamente 150 escorregamentos em 1998. Em relação aos escorregamentos, os autores averiguaram que o TRIGRS demonstrou resultados mais satisfatórios em proporção ao SHALSTAB, visto que reteve aproximadamente 70% das cicatrizes em áreas instáveis, enquanto o SHALSTAB, 60%. No Brasil, o TRIGRS já foi aplicado por Rabaco (2005), Listo *et al.* (2021), entre outros, todos com excelentes resultados de precisão, dos quais, é comum a geração de cenários com diferenças entre alguns parâmetros (ex. coesão do solo), visando-se avaliar aquele que apresentou melhor acurácia, sucesso de previsão e, portanto, mais próximo da realidade (Figura 10).

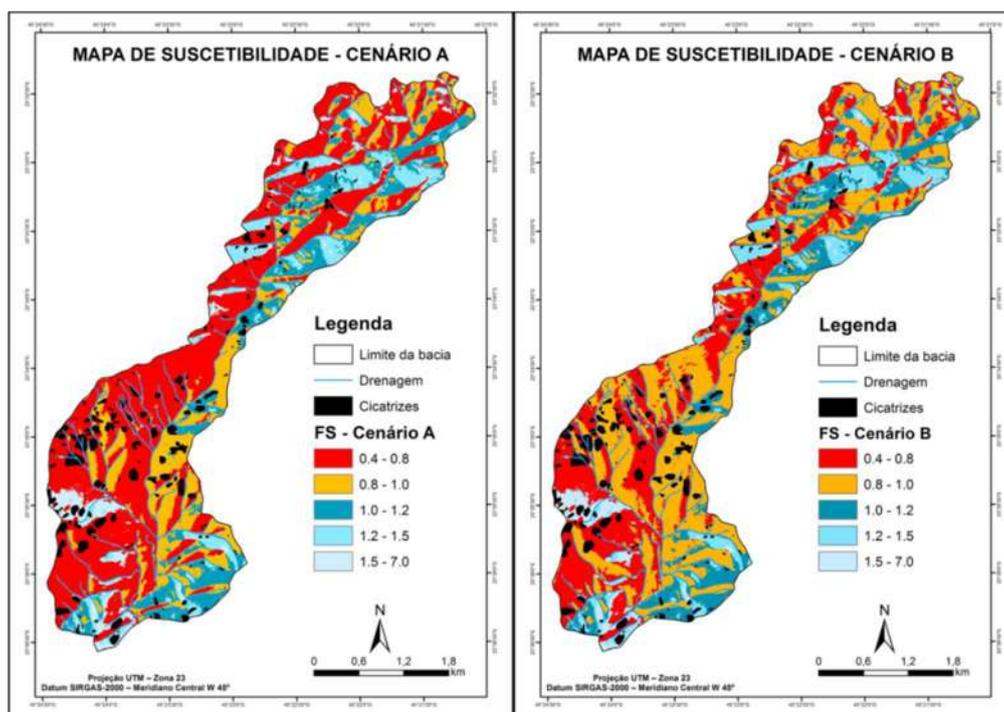


Figura 10. Exemplos de cenários de suscetibilidade gerados pelo modelo TRIGRS em uma bacia da Serra do Mar Paulista. No cenário A, foram utilizados os seguintes parâmetros mecânicos: $c' = 1\text{kPa}$; $\rho_s = 17,1\text{kg/m}^3$; $Z_{max} = 3\text{m}$; $\phi = 34^\circ$; $d = 3\text{m}$; $I_{LT} = 1,0 \times 10^{-9}\text{m/s}$; $D_0 = 5,5 \times 10^{-4}\text{m}^2/\text{s}$; e $K_s = 1,0 \times 10^{-6}\text{m/s}$. No cenário B, foram utilizados os seguintes parâmetros: $c' = 4\text{kPa}$; $\rho_s = 15\text{kg/m}^3$; $Z_{max} = 3\text{m}$; $\phi = 34^\circ$; $d = 3\text{m}$; $I_{LT} = 1,0 \times 10^{-9}\text{m/s}$; $D_0 = 5,5 \times 10^{-4}\text{m}^2/\text{s}$; e $K_s = 1,0 \times 10^{-5}\text{m/s}$. As classes com Fator de Segurança (FS) < 1 equivalem às áreas instáveis, que apresentaram variações entre os cenários, sobretudo, devido diferenciação da coesão (parâmetro de grande sensibilidade no modelo). Fonte: autores.

Conforme Baum *et al.* (2002) existem algumas limitações do modelo, tais como: (i) o modelo assume fluxo homogêneo saturado ou perto da saturação em solo isotrópico, não podendo ser aplicado em áreas com condições iniciais muito secas e anisotrópicas; (ii) os resultados finais são sensíveis às condições iniciais, principalmente, profundidade do lençol e taxa de infiltração; (iii) desconsidera-se o papel da evapotranspiração; (iv) a variação da carga de pressão ocorre apenas em função da profundidade e do tempo; e (v) o modelo de estabilidade assume como uniforme a profundidade e as propriedades mecânicas, com aplicação somente para escorregamentos rasos induzidos por eventos pluviométricos.

6. CONCLUSÃO

Existem diferentes métodos preditivos a movimentos de massa, especialmente escorregamentos, conforme abordados neste capítulo, que permitem o uso individual ou coletivo de técnicas qualitativas e quantitativas, indiretas e diretas, fundamentadas na avaliação dos parâmetros condicionantes dos processos, tanto no meio rural quanto urbano.

Apesar da previsão de escorregamentos ser complexa, pois são muitos os fatores deflagradores naturais e antrópicos, acredita-se que o conhecimento da instabilidade possua relevância científica para a sociedade, podendo evitar vítimas fatais e proteger estruturas urbanas.

A combinação de metodologias (inventários, modelos, etc.) pode estabelecer as circunstâncias para a previsão espacial dos processos. Contudo, ainda é difícil estabelecer uma previsão temporal nas técnicas desenvolvidas para movimentos de massa até o presente momento.

A acurácia dos parâmetros de entrada (topográficos, geotécnicos, hidrológicos, etc.) é fundamental para garantir melhores resultados em todos os métodos aqui apresentados.

Os inventários são ferramentas úteis na compreensão e na dinâmica dos processos em encostas íngremes, subsidiando, por exemplo, planos de contenção.

Os modelos matemáticos aqui apresentados possuem diferenças em suas estruturas matemáticas, sobretudo, em relação ao modelo hidrológico, à variável tempo e aos parâmetros pluviométricos.

Embora muitas cidades brasileiras possuam mapeamentos de áreas suscetíveis a escorregamentos, os acidentes com perdas humanas e materiais ainda são frequentes. Apesar da legislação atual (Lei Federal no 12.608/2012), ainda não se observa a utilização de modelos matemáticos, por exemplo, por órgãos públicos, para o monitoramento de áreas de risco, ordenamento do uso da terra e identificação de encostas instáveis.

Referências Bibliográficas

ABNT/ASSOCIAÇÃO BRASILEIRA DE NORMAS TÉCNICAS (1984). **NBR 6459: Solo-Determinação do Limite de Liquidez**. Rio de Janeiro, p.13.

ABNT/ASSOCIAÇÃO BRASILEIRA DE NORMAS TÉCNICAS. (1984). **NBR 7180: Solo-Determinação do Limite de Plasticidade**. Rio de Janeiro, p.13.

ABNT/ASSOCIAÇÃO BRASILEIRA DE NORMAS TÉCNICAS.(1984). **NBR 7181: Solo-Análise granulométrica**. Rio de Janeiro, p.13.

ABNT/ASSOCIAÇÃO BRASILEIRA DE NORMAS TÉCNICAS.(2016). **NBR 9604: Abertura de poço e trincheira de inspeção em solo, com retirada de amostras deformadas e indeformadas- Procedimento**. Rio de Janeiro, p.9.

ALEOTTI, P. & CHOWDHURY, R. (1999). Landslides hazard assessment: summary review and new perspectives. **Bull Eng. Geol. Env.**, 58, 21-44.

ALEXANDER, D.E. (1993). **Natural Disasters**. University College London Press & Kluwer Academic Publishers, Dordrecht & Boston, p.632.

ALMEIDA FILHO, G.S. de; FARIA GOUVEIA, M.I.; CANIL, K. (1999). **Mapa de Suscetibilidade à erosão no Estado de São Paulo, Brasil**. Projeto Orientações para o Combate a Erosão no Estado de São Paulo. Período 1985 a 1997. São Paulo. DAEEMPT, p.11.

AMARAL JUNIOR, A.F. (2007). **Mapeamento Geotécnico aplicado a análise de processos de movimentos de massa gravitacionais: Costa Verde – RJ – Escala 1:10.000**. Dissertação (Mestrado em Engenharia), Universidade de São Paulo, São Carlos, p.191.

ARONICA, G.T.; BIONDI, G.; BRIGANDI, G.; CASCONI, E.; LANZA, S.; ARTESE, S.; PERRELLI, M. (2018). Monitoring a landslide with high accuracy by total station: A DTM-based model to correct for the atmospheric effects. **Geosciences**, 46, 1-23.

ASTM D3080-04 (2004). **Método de Teste Padrão para Teste de Cisalhamento Direto de Solos Sob Condições Drenadas Consolidadas**. ASTM International, West Conshohocken, PA. Disponível em: www.astm.org. Acesso em <02/04/2020>

AUGUSTO FILHO, O. (1992). **Cartas de risco de escorregamentos: uma proposta metodológica e sua aplicação no município de Ilha Bela, SP. São Paulo**. Dissertação (Mestrado em Engenharia). Escola Politécnica, Universidade de São Paulo – SP, p.162.

AVELAR, A.S.; LACERDA, W.A.; COELHO NETO, A.L. (2006). Mecanismos de iniciação de fluxos detríticos no maciço da Tijuca, Rio de Janeiro (RJ): o caso da encosta do Soberbo. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, 7, 73-83.

AYALA, I.A. (2002). Geomorphology, natural hazards, vulnerability and prevention of natural disasters in developing countries. **Geomorphology**, 47, 107-124.

BARLOW, J.; MARTIN, Y.; FRANKLIN, S.E. (2003). Detecting translational landslide scars using segmentation of Landsat ETM+ and DEM data in the northern Cascade Mountains, British Columbia. **Can. J. Remote Sensing**, 29, 510-517.

BAUM, R.L.; SAVAGE, W.Z.; GODT, J.W. (2002). **TRIGRS: A Fortran Program for Transient Rainfall Infiltration and Grid-Based Regional Slope-Stability Analysis**. USGS. Colorado, p.35.

- BENDA, L.; VELDHUISEN, C.; BLACK, J. (2003). Debris flows as agents of morphological heterogeneity at low-order confluences, Olympic Mountains, Washington. **Geological Society of America**, 115, 1110-1121.
- BENZ, U.C.; HOFMANN, P.; WILLHAUCK, G.; LINGENFELDER, I.; HEYNEN (2004). Multi-resolution, object-oriented fuzzy analysis of remote sensing data for GIS-ready information. **Photogrammetry & Remote Sensing**, 58, 239-258.
- BERNARDES, T.; REANI, R.; CONCEIÇÃO, R.; LUIS, R.; LOURENÇO, C.; CARNEIRO, R.; MEDEIROS, M.; SILVA, G. (2019). Flood and landslide events database for the municipalities monitored by Brazilian Center for Monitoring and Early Warnings of Natural Disasters. **Geophysical Research Abstracts**, 21, p.1824.
- BEVEN, K.J. & KIRBY, A. (1979). A physically based variable contributing area model of basin hydrology. **Hidrological Sciences Bulletin**, 24, 43-69.
- BISPO, C.O.; LISTO, F.L.R.; FALCAO, N.A.M.; LISTO, D.G.S. (2020). Previsão de escorregamentos no município de Maceió (AL) a partir do modelo AHP. **Revista do Departamento de Geografia (USP)**, 39, 88-101.
- BLASCHKE, T. (2010). Object based image analysis for remote sensing. **ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing**, 65, 2-16.
- BORTOLOZO, C.A.; MOTTA, M.F.B.; ANDRADE, M.R.M.; LAVALLE, L.V.A.; MENDES, R.M.; SIMÕES, S.J.C.; MENDES, T.S.G.; PAMPUCH, L.A. (2019). Combined analysis of electrical and electromagnetic methods with geotechnical soundings and soil characterization as applied to a landslide study in Campos do Jordão City, Brazil. **Journal of Applied Geophysics**, 161, 1-14.
- BRASIL (2012). **Lei Federal nº 12.608**. Institui a Política Nacional de Proteção e Defesa Civil-PNPDEC. Brasília, 10 de abril de 2012.
- BRITO, M.M.; WEBER, E.J.; SILVA FILHO, L.C.P. (2017). Multi-Criteria Analysis Applied to Landslide Susceptibility Mapping. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, 18, 719-735.
- BRUNSDEN, D. & PRIOR, D.B. (1984). *Slope Instability*. John Wiley, Chichester, 620p.
- BUDETTA, P. (2010). Rockfall-induced impact force causing a debris flow on a volcanoclastic soil slope: a case study in southern Italy. **Natural Hazards and Earth System Sciences**, 10, 1995-2006.
- CAMPBELL, R.H. (1975). **Soil slips, debris flows, and rainstorms in the Santa Monica Mountains and vicinity, southern California**. U.S. Geological Survey Professional Paper, 851, p. 51.
- CARDOZO, G.P.; LOPES, E.S.S.; MONTEIRO, A.M.V. (2018). Shallow landslide susceptibility assessment using SINMAP in Nova Friburgo, Rio de Janeiro, Brazil. **Revista Brasileira de Cartografia**, 70, 1206-1230.
- CARRARA, A.M.; CARDINALI, M.; GUZZETTI, F.; REICHENBACH, P. (1995). Gis Technology in Mapping Landslide Hazard. In: CARRARA, A. & GUZZETTI, F. (Eds.). **Geographical Information Systems in Assessing Natural Hazards**. 1 ed. Dordrecht: Springer. cap. 8, p. 135-175.

- CARVALHO, C.S.; MACEDO, E.S.; OGURA, A.T. (2007). **Mapeamento de riscos em encostas e margem de rios**. Brasília: Ministério das Cidades & Instituto de Pesquisas Tecnológicas. p.176.
- CENTRO DE ESTUDOS E PESQUISAS EM ENGENHARIA E DEFESA CIVIL/ EPED/UFSC (2012). **Atlas Brasileiro de Desastres Naturais: 1991 a 2012**. Volume Brasil. Florianópolis: CEPED-UFSC, p.94.
- CERRI, R.I.; ROSOLEN, V.; REIS, F.A.G.V.; FILHO, A.J.P.; VEMADO, F.; GIORDANO, L.C.; GABELINI, B.M. (2020). The assessment of soil chemical, physical, and structural properties as landslide predisposing factors in the Serra do Mar mountain range, Caraguatatuba, Brazil. **Bull. Eng. Geol. Environ**, 79, 3307–3320.
- CHENG, K.S.; WEI, C.; CHANG, S.C. (2004). Locating landslides using multi-temporal satellite images. **Advances Space Research**, 33, 296-301.
- COHENCA, D. & CARVALHO, R. (2015). **Comparação de métodos de classificação OBIA, Máxima Verossimilhança e Distância Mínima em imagem OLI/Landsat-8 em área de alta diversidade de uso do solo**. In: XVII Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto-SBSR, João Pessoa/PB, p.1035-1042.
- COLLINS, B. & ZNIDARCIC, D. (2004). Stability analysis of rainfall induced landslides. **J. Geotech. Geoenviron. Eng.**, 130, 362-372.
- CRAWFORD, M.M.; ZHU, J.; WEBB, S.E. (2015). **Geologic, geotechnical, and geophysical investigation of a shallow landslide, Eastern Kentucky**. Report of Investigations, vol. 29, Series XII, p. 43.
- CROZIER, M.J. (1986). **Landslides: causes, consequences and environment**. New Hampshire: Croom Helm, p. 252.
- CRUDEN, D.M. & VARNES, D.J. (1996). Landslide types and processes. In: TURNER, K.A., SCHUSTER, R.L. **Landslides - Investigation and mitigation transportation**. Washington: Transportation Research Board, p. 36-75.
- DAVINO, A. (1970). Importância do método de eletrorresistividade na determinação da natureza e espessura do manto de decomposição em rochas cristalinas. **Boletim Sociedade Brasileira de Geologia**, 19, 99-101.
- DE PLOEY Y. & CRUZ, O. (1979). Landslides in the Serra do Mar, Brazil. **Catena**, 6, 111-122.
- DEB, S.K. & EL-KADI, A.I. (2009). Susceptibility assessment of shallow landslides on Oahu, Hawaii, under extreme-rainfall events. **Geomorphology**, 108, 219-233.
- DIETRICH, W.E. & MONTGOMERY, D.R. (1998). **A digital terrain model for mapping shallow landslide potential**. Geological Sciences. Seattle: NCASI. Disponível em: <http://calm.geo.berkeley.edu/geomorph/shalstab/index.htm>. Acesso em <13/05/2021>.
- DIETRICH, W.E.; WILSON, C.J.; MONTGOMERY, D.R.; MCKEAN, J. (1993). Analysis of erosion thresholds, channel networks and landscape morphology using a digital terrain model. **Journal of Geology**, 101, 259-278.

- DOMINGUES, E.N. (2001). Caracterização das feições erosivas e relações com o meio hidrobiológico em áreas impactadas da Serra do Mar, na região de Cubatão (SP). **Geociências**, 20, 61-71.
- DOURADO, F. & ROIG, H. (2013). Mapas de susceptibilidade a escorregamentos rasos, usando os modelos SHALSTAB e SINMAP, da bacia do rio Paquequer-Teresópolis- RJ. **Cadernos de Estudos Geoambientais**, 4, 56-66.
- FANNIN, R.J. & ROLLERSON, T.P. (1993). Debris flows: some physical characteristics and behavior. **Canadian Geotechnical Journal**, 30, 71-81.
- FELL, R.; COROMINAS, J.; BONNARD, C.; CASCINI, L.; LEROI, E.; SAVAGE, W. Z. (2008). Guideline for landslide susceptibility, hazard and risk zoning for land use planning. **Engineering Geology**, 102, 85-98.
- FERNANDES, N.F. (2016). Modelagem em Geografia Física: teoria, potencialidades e desafios. **Espaço Aberto**, 6, 209-247.
- FERNANDES, N.F. & AMARAL, C. P. (1996). Movimentos de Massa: uma Abordagem geológico-geomorfológica. In: GUERRA, A.J.T.; CUNHA, S.B. **Geomorfologia e Meio Ambiente**. 1 ed. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, p. 123-186.
- FERNANDES, N.F.; GUIMARAES, R.F.; GOMES, R.A.T.; VIEIRA, B.C.; MONTGOMERY, D.R.; GREENBERG, H. (2004). Topographic controls of landslides in Rio de Janeiro: field evidence and modeling. **Catena**, 55, 163-181.
- FERREIRA, F.S. (2013). **Análise da influência das propriedades físicas do solo na deflagração dos escorregamentos translacionais rasos na Serra do Mar (SP)**. Dissertação (Mestrado em Geografia Física), Universidade de São Paulo, São Paulo, p.100.
- FIORI, A.P. (1995). Fatores que influem na análise de vertentes e no movimento de massa em encostas. **Boletim Paranaense de Geociências**, 43, 1-13.
- FRATTINI, P.; CROSTA, G.B.; FUSI, N.; NEGRO, P.D. (2004). Shallow landslides in pyroclastic soils: a distributed modelling approach for hazard assessment. **Engineering Geology**, 73, 277-295.
- FREDLUND, D.G. (1987). Slope stability analyses incorporating the effect of soil suction. In: ANDERSON, M.G., RICHARDS K.S. (eds). **Slope Stability**. John Wiley: Chichester, p.113-144.
- GALLI, M.; ARDIZZONE, F.; CARDINALI, M.; GUZZETTI, F.; REICHENBACH, P. (2008). Comparing landslides inventory maps. **Geomorphology**, 94, 268-289.
- GLADE, T. (2005). Linking debris-flow hazard assessments with geomorphology. **Geomorphology**, 66, 189-213.
- GODT, J.W.; BAUM, R.L.; CHLEBORAD, A.F. (2006). Rainfall Characteristics for shallow landsliding in Seattle, Washington, EUA. **Earth Surface Process Landforms**, 31, 97-110.
- GODT, J.W. & COE, J.A. (2007). Alpine debris flows triggered by a 28 July 1999 thunderstorm in the central Front Range, Colorado. **Geomorphology**, 84, 80-97.

- GOMES, M.C.V. & VIEIRA, B.C. (2016). Saturated hydraulic conductivity of soils in a shallow landslide area in the Serra do Mar, São Paulo, Brazil. **Zeitschrift fur Geomorphologie**, 60, 53-65.
- GORSEVSKI, P.V.; GESSLER, P.E.; BOLL, J.; ELLIOT, W.J.; FOLTZ, R.B. (2006). Spatially and temporally distributed modeling of landslide susceptibility. **Geomorphology**, 80, 178-198.
- GRAMANI, M.F. (2001). **Caracterização Geológico-Geotécnica das Corridas de Detritos ("Debris Flows") no Brasil e Comparação com Alguns Casos Internacionais**. Dissertação (Mestrado em Engenharia)-Escola Politécnica, Universidade de São Paulo, São Paulo, p.372.
- GREENWAY, D.R. (1987). Vegetation and slope stability. In: ANDERSON, M.G. & RICHARDS, K.S. (Eds). **Slope Stability**. Chichester: John Wiley & Sons, p. 187-230.
- GUIDICINI, G. & NIEBLE, C.M. (1984). **Estabilidade de Taludes Naturais e de Escavação**. São Paulo: Edgard Blücher, p.196.
- GUIMARÃES, R.F.; FERNANDES, N.F.; GOMES, R.A.T.; CARVALHO JUNIOR, O.A. (2003). Fundamentação teórica do modelo matemático para previsão de escorregamentos rasos Shallow Stability. **Espaço & Geografia**, 6, 133-150.
- GUZZETTI, F.; MONDINI, A.C.; CARDINALI, M.; FIORUCCI, F.; SANTANGELO, M.; CHANG, K.T. (2012). Landslide inventory maps: new tools for an old problem. **Earth-Science Reviews**, 112, 42-66.
- HERVÁS, J.; BARREDO, J.I.; ROSIN, P.L.; PASUTO, A.; MANTOVANI, F.; SILVANO, S. (2003). Monitoring landslides from optical remotely sensed imagery: the case history of Tessina landslide, Italy. **Geomorphology**, 54, 63-75.
- HÖLBLING, D.; EISANK, C.; ALBRECHT, F.; VECCHIOTTI, F.; FRIEDL, B.; WEINKE, E.; KOCIU, A. (2017). Comparing manual and semi-automated landslide mapping based on Optical Satellite Images from different sensors. **Geosciences**, 37, 1-20.
- HUSSAIN, Y.; CARDENAS-SOTO, M.; UAGODA, R.; MARTINO, S.; RODRIGUEZ-REBOLLEDO, J.; HAMZA, O.; MARTINEZ-CARVAJAL, H. (2019). Monitoring of Sobradinho landslide (Brasília, Brazil) and a prototype vertical slope by time-lapse interferometry. **Brazilian Journal of Geology**, 49, 1-11.
- HUTCHINSON, J.N. (1986). Mass Movement. In: FAIRBRIDGE, R.W. (Ed.). **Encyclopedia of geomorphology**. New York: Reinhold, p. 688-695.
- HUTCHINSON J.N. (1988). General report: morphological and geotechnical parameters of landslides in relation to geology and hydrogeology. **Landslides**, 1, 3-35.
- INFANTI, N.J. & FORNASARI, N.F. (1998). Processos de Dinâmica Superficial. In OLIVEIRA, A.M. dos S. & BRITO, S.N.A. de. (org). **Geologia de Engenharia**. São Paulo: ABGE-CNPq- FAPESP, p.131-152.
- IPT/INSTITUTO DE PESQUISAS TECNOLÓGICAS DO ESTADO DE SÃO PAULO (1991). **Ocupação de encostas**. In: CUNHA, M.A. (coordenador). São Paulo: Instituto de Pesquisas Tecnológicas, p.91.

- IVERSON, R.M. (2000). Landslide triggering by rain infiltration. **Water Resources Research**, 36, 1897-1910.
- JELINEK, R. & WAGNER, P. (2007). Landslide hazard zonation by deterministic analysis (Vel'ká Čausa landslide area, Slovakia). **Landslides**, 4, 339-350.
- KANJI, M.A.; CRUZ, P.T.; MASSAD, F. (2008). Debris flow affecting the Cubatão Oil Refinery, Brazil. **Landslides**, 5, 71-82.
- KAYASTHA, P.; DHITAL, M.R.; DE SMEDT, F.A. (2013). Application of the analytical hierarchy process (AHP) for landslide susceptibility mapping: A case study from the Tinau watershed, west Nepal. **Computers & Geosciences**, 52, 398-408.
- KIEHL, E.J. (1979). **Manual de edafologia: Relações solo-planta**. São Paulo: Ceres, p.262.
- KIM, J.; JEONG, S.; PARK, S.; SHARMA, J. (2004). Influence of rainfall-induced wetting on the stability of slopes in weathered soils. **Engineering Geology**, 75, 251-262.
- KIM, M. S.; ONDA, Y.; UCHIDA, T.; KIM, J. K. (2016). Effects of soil depth and subsurface flow along the subsurface topography on shallow landslide predictions at the site of a small granitic hillslope. **Geomorphology**, 271, 40-54.
- KOBIYAMA, M.; MOTA, A.A.; GRISON, F.; GIGLIO, J.N. (2011). Landslide influence on turbidity and total solids in Cubatão do Norte river, Santa Catarina, Brazil. **Natural Hazards**, 59, 1077-1086.
- KUMAR, K.M.; ANNADURAI, R.; RAVICHANDRAN, P.T.; ARUMUGAM K. (2015). Mapping of landslide susceptibility using Analytical Hierarchy Process at Kothagiri Taluk, Tamil Nadu, India. **International Journal of Applied Engineering Research**, 10, 5503-5523.
- LACERDA, W.A. (2007). Landslide initiation in saprolite and colluvium in Southern Brazil: Field and laboratory observations, **Geomorphology**, 87, 104-119.
- LAN, H.X.; ZHOU, C.H.; WANG, L.J.; ZHANG, H.Y.; LI, R.H. (2004). Landslide hazard spatial analysis and prediction using GIS in the Xiaojiang watershed, Yunnan, China. **Engineering Geology**, 76, 109-128.
- LEE, S. & LEE, M.J. (2006). Detecting landslide location using KOMPSAT 1 and its application to landslide-susceptibility mapping at the Gangneung area, Korea. **Advances in Space Research**, 38, 2261-2271.
- LI, Z.; SHI, W.; MYINT, S.W.; LU, P.; WANG, Q. (2016). Semi-automated landslide inventory mapping from bitemporal aerial photographs using change detection and level set method. **Remote Sensing of Environment**, 175, 215-230.
- LISTO, F.L.R. (2011). **Análise da suscetibilidade e do grau de risco a escorregamentos rasos na Bacia do Alto Aricanduva, RMSP (SP)**. Dissertação (Mestrado em Geografia Física). Universidade de São Paulo, São Paulo, p.151.
- LISTO, F.L.R. & VIEIRA, B.C. (2012). Mapping of risk and susceptibility of shallow-landslide in the city of São Paulo, Brazil. **Geomorphology**, 169-170, 30-44.

- LISTO, F.L.R.; GOMES, M.C.V.; FERREIRA, F.S. (2021). Evaluation of shallow landslide susceptibility and Factor of Safety variation using the TRIGRS model, Serra do Mar Mountain Range, Brazil. **Journal of South American Earth Sciences**, 107, 01-13.
- LOPES, E.S.S. & ARRUDA JUNIOR, E.R. (2015). Sensoriamento Remoto para Deslizamentos. In: SAUSEN, T.M.; LACRUZ, M.S.P. **Sensoriamento Remoto para desastres**. São Paulo: Oficina de Texto, p.213-248.
- LOPES, E.S.S.; RIEDEL, P.S.; BENTZ, C.M.; FERREIRA, M.V. (2007). Calibração e validação do índice de estabilidade de encostas com inventário de escorregamentos naturais na bacia do Rio da Onça na região da Serra de Cubatão, SP. São Paulo, UNESP, **Geociências**, 26, 83-95.
- LU, D.; MAUSEL, P.; BRONDIZIOS, E.; MORAN, E. (2004). Change detection techniques. **International Journal Remote Sensing**, 25, 2365-2407.
- MACIEL FILHO, C.L. (1997). **Introdução à Geologia de Engenharia**. Santa Maria: Editora UFSM, p.289.
- MANTOVANI, F.; SOETERS, R.; VAN WESTEN, C.J. (1996). Remote sensing techniques for landslides studies and hazard zonation in Europe. **Geomorphology**, 15, 213-225.
- MEIRELLES, E.O.; DOURADO, F.A.; COSTA, V.C. (2018). Análise multicritério para mapeamento da suscetibilidade a movimentos de massa na bacia do rio Paquequer- RJ. **GEOUERJ**, 33, 1-22.
- MEISINA, C. & SCARABELLI, S.A. (2007). Comparative analysis of terrain stability models for predicting shallow landslides in coluvial soils. **Geomorphology**, 87, 207-223.
- MENDES, R. M. (2008). **Estudo das propriedades geotécnicas de solos residuais não saturados de Ubatuba (SP)**. Tese (Doutorado em Engenharia Geotécnica) - Escola Politécnica, Universidade de São Paulo, São Paulo, p.236.
- MENDES, R.M.; ANDRADE, M.R.M.; TOMASELLA, J.; MORAES, M.A.E.; SCOFIELD, G.B. (2017). Understanding shallow landslides in Campos do Jordão municipality – Brazil: disentangle the anthropic effects from natural causes in the disaster of 2000. **Nat. Hazards Earth System Sciences**, 18, 15–30.
- MISHRA, S.; SHRIVASTAVA, P.; DHURVEY, P. (2017). Change Detection Techniques in Remote Sensing: A Review. **International Journal of Wirelles and Mobile Communication for Industrial systems**, 4, 1-8.
- MONTGOMERY, D.R. & DIETRICH, W.E. (1994). A physically based model for the topographic control on shallow landsliding. **Water Resources Research**, 30, 1153-1171.
- MOOSAVI, V.; TALEBI, A.; SHIRMOHAMMADI, B. (2014). Producing a landslide inventory map using pixed-based and object-oriented approaches optimized by Taguchi method. **Geomorphology**, 204, 646-656.
- NERY, T.D. & VIEIRA, B.C. (2015). Susceptibility to shallow landslides in a drainage basin in the Serra do Mar, São Paulo, Brazil, predicted using the SINMAP mathematical model. **Bulletin of Engineering Geology and the Environment**, 74, 369–378.

- O'LOUGHLIN, E.M. (1986). Prediction of surface saturation zones in natural catchments by topographic analysis. **Water Resources Research**, 22, 794-804.
- PACK, R.T.; TARBOTON, D.G.; GOODWIN, C.N. (1998). **SINMAP – a stability index approach to terrain stability hazard mapping**. User's Manual. Produced in ArcView Avenue and C++ for Forest Renewal B.C. under Research Contract No: PA97537-0RE. Canada: Terratech Consulting Ltd., Salmon Arm, B.C., p.68.
- PARISE, M. (2001). Landslide mapping techniques and their use in the assessment of the landslide hazard. **Physics and Chemistry, Earth**, 26, 697-703.
- PECHINCHA, M.G.H. & ZAIDAN, R.T. (2013). Probabilidade à ocorrência de escorregamentos na bacia do Córrego Matirumbide, Juiz de Fora, MG, a partir da utilização do modelo SINMAP. **Revista de Geografia**, 3, 1-18.
- PERDOMO, C.V. (2010). **Influência das propriedades físico-mecânicas e hídricas do solo na susceptibilidade a escorregamentos em vertente declivosa na Serra do Mar em Ubatuba**. Dissertação (Mestrado em Geografia), Universidade Estadual de Campinas, Campinas, p.138.
- PINTO, C.S. (2006). **Curso básico de mecânica dos solos**. São Paulo: Oficina de Textos, p.367.
- RABACO, L.M.L. (2005). **Avaliação de Modelos de Susceptibilidade a Movimentos Gravitacionais de Massa numa Faixa de Dutos**. Dissertação (Mestrado em Engenharia de Computação). Universidade do Estado do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, p.162.
- RAFFO, J.G. DA G. (2012). O Processo Analítico Hierárquico e seu uso na modelagem do espaço geográfico. **Revista do Departamento de Geografia (USP)**, Volume Esp., 26–37.
- RAMOS, V.M.; GUIMARÃES, R.F.; REDIVO, A.L.; CARVALHO JUNIOR, O.A. (2003). Mapeamento das áreas susceptíveis a escorregamentos rasos no subúrbio ferroviário de Salvador (BA), utilizando os parâmetros físicos diferenciados para cada classe de solo. **GEOUERJ**, 1, 1966-1976.
- REIS, S.; YALCIN, A.; ATASOY, M.; NISANCI, R.; BAYRAK, T.; ERDURAN, M.; EKERCIN, S. (2012). Remote sensing and GIS-based landslide susceptibility mapping using frequency ratio and analytical hierarchy methods in Rize province (NE Turkey). **Environmental Earth Sciences**, 66, 2063-2073.
- RICKENMANN, D. & ZIMMERMANN, M. (1993). The 1987 debris flows in Switzerland: documentation and analysis. **Geomorphology**, 8, 175-189.
- RIGHES, A.; LOVATO, T.; SOARES, E. (1983). Caracterização física, química e microbiológica de um planossolo da unidade de mapeamento Vacaí, RS. **Ciência Rural**, 13, 25-45.
- SAATY, T.L. (1991). **Método de Análise Hierárquica**. São Paulo: Ed. McGraw-Hill, p.367.
- SANTOS, E.M. (2020). **Aplicação do modelo SHALSTAB na previsão de escorregamentos no município de Camaragibe, Região Metropolitana do Recife**.

Dissertação (Mestrado em Geografia), Universidade de Federal de Pernambuco, Recife, p. 89.

SCHJONNING, P. (1991). Soil strength as influenced by texture, water content and soil management. **Soil Till. Res.**, 12, 277-283.

SELBY, M.J. (1993). **Hillslope materials and processes**. New York: Oxford University Press, p. 45-116.

SENDIR, H. & YILMAZ, I. (2002). Structural, geomorphological and geomechanical aspects of the Koyulhisar landslides in the North Anatolian Fault Zone (Sivas, Turkey). **Environmental Geology**, 42, 52-60.

SESTINI, M.F. & FLORENZANO, T.G. (2004). Caracterização de cicatrizes de deslizamentos por Processamento de Dados TM Landsat em Caraguatatuba, SP. **Revista do Instituto de Geociências**, 4, 57-69.

SHAHABI, H.; KHEZRI, S.; AHMAD, B. B.; HASHIM, M. (2014). Landslide susceptibility mapping at central Zab basin, Iran: A comparison between analytical hierarchy process, frequency ratio and logistic regression models. **Catena**, 115, 55-70.

SHARPE, C.F.S. (1938). **Landslides and related phenomena: a study of mass movements of soil and rock**. New York: Pageant Books, p.125.

SHOAEI, G. & SIDLE, R.C. (2009). Variation in soil characteristics and hydrologic properties associated with historic land use near a recent landslide, Nagano Prefecture, Japan. **Geoderma**, 153, 37-51.

SIDLE, R.C.; PEARCE, A.J.; O'LOUGHLIN, C.L. (1985). **Hillslope stability and land use**. Washington: American Geophysical Union, p.140.

SILVA JUNIOR, C.H.L.; BEZERRA, D.S.; ANDERSON, L.O.; ANDRADE, M.R.M.; PEREIRA, D.C.A.; BEZERRA, V.L.A.R.; SILVA, F.B.; ARAGAO, L.E.O.C. (2016). Zoneamento de Susceptibilidade a Deslizamentos Induzidos em Bacias Hidrográficas com Base na Lógica Fuzzy e no Processo Analítico Hierárquico (AHP): O Caso da Bacia Hidrográfica do Rio Anil, São Luís-MA. **Revista Brasileira de Cartografia**, 68, 1819-1837.

SIMÕES, S.J.C.; GOMES, L.; MENDES, R.M.; MENDES, T.S.G. (2016). SIG e modelos de escorregamentos: avaliando métodos para reduzir as incertezas de dados de solo e precipitação. **Revista Brasileira de Cartografia**, 9, 1737-1746.

SUN, W.; TIAN, Y.; MU, X.; ZHAI, J.; GAO, P.; ZHAO, G. (2017). Loess landslide inventory map based GF-1 Satellite Imagery. **Remote Sensing**, 314, 1-17.

TEIXEIRA, M.; BATEIRA, C.; MARQUES, F.; VIEIRA, B.C. (2014). Physically based shallow translational landslide susceptibility analysis in Tibo catchment, NW of Portugal. **Landslides**, 12, 455-468.

TERHORST, B. & KREJA, R. (2009). Slope stability modelling with SINMAP in a settlement area of the Swabian Alb. **Landslides**, 6, 309-319.

TERZAGUI, K. (1925). **Erdbaumechanik auf bodenphysikalischer grundlage**. Viena: Franz Deuticke, p. 1883-1963.

- TERZAGUI, K. (1967). Mecanismos dos escorregamentos de terra. **Revista Politécnica da USP**, 41, 1-41.
- TIWARI, B. & MARVI, H. (2004). Objective oriented multi-stage ring shear test for the strength of landslide soil. **Journal of Geotech and Geoenviron. Eng.**, 130, 217-222.
- TOFANI, V.; BICOCCHI, G.; ROSSI, G.; SEGONI, S.; D'AMBROSIO, M.; CASAGLI, N.; CATANI, F. (2017). Soil characterization for shallow landslides modeling: a case study in the Northern Apennines (Central Italy). **Landslides**, 14, 755-770.
- TRIGILA, A.; IADANZA, C.; SPIZZICHINO, D. (2010). Quality assessment of the Italian Landslide Inventory using GIS processing. **Landslides**, 7, 455-470.
- VAN STEIJN, H. (1996). Debris-flow magnitude-frequency relationships for mountainous regions of Central and Northwest Europe. **Geomorphology**, 15, 259-273.
- VAN WESTEN, C.J.; CASTELLANOS ABELLA, E.A.; KURIAKOSE, S.L. (2008). Spatial data for landslide susceptibility, hazard, and vulnerability assessment: An overview. **Engineering Geology**, 102, 112-131.
- VANACÔR R.N. & ROLIM S.B.A. (2012). Mapeamento da suscetibilidade a deslizamentos usando técnicas de estatística bivariada e sistema de informações geográficas na região nordeste do Rio Grande do Sul. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, 13, 15-28.
- VARNES, D.J. (1978). Slope movement types and processes. In: KRIZEK, S. (ed). **Landslides: analysis and control**, cap. 2. Washington: National Academy of Sciences, p. 11-33.
- VESTENA, L.R. (2010). Mapeamento da suscetibilidade a deslizamentos na bacia hidrográfica do Caeté, Alfredo Wagner, SC. **Mercator**, 19, 175-190.
- VIEIRA, B. C. (2007). **Previsão de escorregamentos translacionais rasos na Serra do Mar (SP) a partir de modelos matemáticos em bases físicas**. Tese (Doutorado em Geografia), Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, p.193.
- VIEIRA, B.C.; FERREIRA, F.S.; GOMES, M.C.V. (2015). Propriedades físicas e hidrológicas dos solos e os escorregamentos rasos na Serra do Mar Paulista. **RA'E GA: o Espaço Geográfico em Análise**, 34, 269-287.
- WANG, G. & SASSA, K. (2003). Pore-pressure generation and movement of rainfall-induced landslides: effects of grain size and fine-particle content. **Engineering Geology**, 69, 109-125.
- WOLLE, C.M. & CARVALHO, C.S. (1989). Deslizamentos em encostas na Serra do Mar - Brasil. **Solos e Rochas**, 12, 27-36.
- WOLLE, C.M. & CARVALHO, C.S. (1994). Taludes Naturais. In: FALCONI, F.F., JUNIOR, A.N. (Org.). **Solos do Litoral de São Paulo**. cap.8. São Paulo: ABMS, p.180-203.
- YILMAZ, I. & KESKIN, I. (2009). GIS based statistical and physical approaches to landslide susceptibility mapping (Sebinkarahisar, Turkey). **Bulletin of Engineering Geology and the Environment**, 68, 459-471.

ZARUBA, Q. & MENCL, V. (1976). **Landslides and their control**. Amsterdam: Elsevier, p.205.

21. MORFOGÊNESE DE MICRORRELEVOS SIMILARES A MURUNDUS NA PAISAGEM

Vinícius Borges Moreira¹ & Archimedes Perez Filho¹

¹ Instituto de Geociências, UNICAMP; Rua Carlos Gomes, 250, CEP: 13083-855, Campinas-SP.
vinciusmoreira@ige.unicamp.br, archi@ige.unicamp.br

Resumo: Os Microrrelevos aqui abordados consistem em pequenas feições côncavas, típicos do domínio morfoclimático dos Cerrados, ocorrendo principalmente sobre o planalto central brasileiro, porém, não se restringe a este ambiente, possuindo ampla distribuição geográfica, sendo também identificado em outras regiões e latitudes do planeta. Sua nomenclatura varia de acordo com a região onde é encontrado, podendo ser designado como: Mima-type mounds, pimple mounds, relict nebkhas, earth mound, heuweltjies, monchões, morrotes e murundus, sendo que, este último termo é mais utilizado no Brasil. Para além das nomenclaturas variadas, também existem diferentes e não concordantes hipóteses para sua morfogênese na paisagem, o que provocou e ainda suscita grandes debates na literatura e pouca concordância entre pares. Sendo assim, ao analisar o conjunto das obras dedicadas aos microrrelevos descritos, foram propostas novas perspectivas de análise em busca de um agente condutor de tais hipóteses, possibilitando melhor compreensão dos processos geomorfológicos envolvidos. Neste sentido, as novas tecnologias, aqui citadas, podem ajudar a esclarecer algumas hipóteses levantadas a décadas, sendo fator preponderante nesta discussão. Desta forma, também consiste em objetivo deste capítulo apontar novos e possíveis caminhos a serem trilhados por pesquisadores interessados na temática, sendo a classificação sistematizada dos microrrelevos, associado as novas geotecnologias por meio da análise geomorfológica a direção de fluxo de ideias sugerida.

Palavras-Chave: Cerrado. Pimple mounds, Mima-mounds, Heuweltjies, Murundus. Planalto central.

Abstract: The microrelief addressed here consists of small concave features, typical of the Cerrados morphoclimatic domain, occurring mainly over the central Brazilian plateau; however, it is not restricted to this environment, having a wide geographical distribution, being also identified in other latitudes and regions of the planet. Its nomenclature varies according to the region where it is found and can be designated as: Mima-type mounds, pimple mounds, relict nebkhas, earth mound, heuweltjies, monchões, morrotes and murundus, the latter term is more used in Brazil. In addition to the varied nomenclatures, there are also different and non-concordant hypotheses for its morphogenesis in the landscape, which has provoked and still raises great debates in the literature and little agreement between peers. Therefore, when analyzing the set of

works dedicated to the described micro-reliefs, new perspectives were proposed in search of an agent conducting such hypotheses, enabling a better understanding of the geomorphological processes involved. In this sense, the new technologies mentioned here can help to clarify some hypotheses raised decades ago, being a preponderant factor in this discussion. Thus, it is also the objective of this chapter to point out new and possible paths to be followed by researchers interested in the theme, with the systematic classification of microrelief, associated with new geotechnologies through geomorphological analysis, the suggested flow of ideas.

Keywords: Cerrado, Pimple mounds, Mima-mounds, Heuweltjies, Murundus, Central plateau.

Tema: Formas e processos

1. INTRODUÇÃO

São denominados de microrrelevos não antropogênicos todas as irregularidades ou variações do relevo em pequena escala, dentre estes, destaca-se pela quantidade de trabalhos publicados, áreas do conhecimento envolvidas e ampla distribuição geográfica, as elevações convexas de base circulares ou elípticas, descritas de forma pioneira e sistematizada no Brasil por Eiten (1972). Estes microrrelevos possuem nomenclatura variada nas mais diversas regiões/latitudes do mundo, sendo que, de acordo com Castro Junior (2002) no planalto central, área de maior ocorrência no Brasil, estes microrrelevos são reconhecidos como murundus, sendo este o termo referência adotado para este trabalho.

Tratando-se de uma forma de relevo azonal, os microrrelevos de murundus, são correlacionados na literatura à diferentes processos morfogenéticos, pois habitam ambientes heterogêneos, o que dificulta uma posição definitiva e clara sobre sua origem, que ainda consiste na principal fronteira do conhecimento para os pesquisadores debruçados sobre a temática (Cramer et al., 2012; Diaz et al., 2016; Cramer e Midgley, 2015; Moreira, 2017; Moreira e Perez Filho, 2017; Rosolen et al., 2019). Em comparação, pode-se observar outra forma de relevo azonal, que possui fatores de formação muito bem estabelecidos e restritivos na literatura, como por exemplo, os terraços fluviais, que se distribuem em todas as latitudes, porém sempre restrito a dinâmica dos rios. Os mesmos somente ocorrem fora do ambiente fluvial quando são relictos de paleo-paisagens, porém quando analisados, ainda possuem características singulares do ambiente matriz (WEGMANN e PAZZAAGLIA, 2002; GOUDIE, 2006).

A quantificação da forma, como demonstra Cramer e Barger (2014), talvez seja o único parâmetro amplamente adotado por pesquisadores ao investigar os microrrelevos de murundus, faltando-lhes sistematização mais ampla quanto ao material de origem e processos associados. Durante a revisão de literatura realizada, demonstrou-se que ainda não existem técnicas específicas para identificação morfogênica dos murundus, sendo estas, adaptadas de outros objetos de investigação, o que acaba influenciando na grande variedade de hipóteses sobre a origem destes microrrelevos.

A partir desta breve apresentação, este capítulo objetiva realizar revisão dos principais trabalhos já produzidos com esta temática, abordando as diferentes correntes metodológicas e hipóteses sobre a origem dos micrrelevos similares a murundus que ocorrem no Brasil e no mundo, buscando compreender as questões locais que levaram as conclusões apresentadas. Posteriormente pretendesse traçar uma linha comum a todos estes trabalhos, caminhando no sentido de novas contribuições, unificando as hipóteses e avançando nas discussões relacionadas a esta forma de relevo tão singular das paisagens, que, possui função ecossistêmica muito importante. Desta forma, entende-se que a Geografia e Geomorfologia possui papel central na proposição de novos caminhos metodológicos em relação aos microrrelevos, visando a compreensão integral dos processos que envolvem esta feição do relevo.

2. REVISÃO TEÓRICO-CONCEITUAL

2.1. Denominações regionais e distribuição geográfica dos microrrelevos

No Brasil os microrrelevos são denominados de acordo com região de ocorrência, possuindo as variações de murundu ou murundum para a região do planalto central, segundo (Penteado-Orellana, 1980; Araújo-Neto, 1981; Furley, 1985; 1986; Araújo-Neto et al., 1986; Oliveira-Filho, 1988). Em Minas Gerais, mais especificamente, Serra da Canastra e Triângulo Mineiro (MG) é conhecido como covoal (IBDF e FBCN, 1981; Schneider e Silva, 1991). Na Planície do Araguaia, entre os estados de Mato Grosso e Goiás é identificado como varjão ou monhão (Eiten, 1972; 1975), porém no Pantanal e Depressão Cuiabana são citados por Cunha et al. (1983) como morrote, cocoruto, capãozinho e ilha. Sendo assim, ao analisar a literatura nacional sobre os microrrelevos similares a murundus, observa-se que estão amplamente distribuídos no domínio morfoclimático dos Cerrados em relevos planálticos e depressões de vales.

Nos Estados Unidos da América (E.U.A), país onde ocorreram as primeiras caracterizações destes microrrelevos, com relatos ainda no final do Século XVII em expedições para Nova Espanha, conforme relatado por Kinnaird (1958), são reconhecidos na região centro sul do país como pimple mounds (Washburn, 1988; Cox e Scheffer, 1991; Seifert et al., 2009), no estado da Louisiana como Prairie mounds (Otvos e Price, 2001; Otvos, 2004), na Califórnia são denominados como mima-mounds (Cox, 1984; Horwath e Johnson, 2012) e Mima-type mounds para região do Missouri Horwath e Johnson (2006). Fora do continente americano também foram descritos no Sudoeste do continente africano, nas Savanas, ambiente similar ao Cerrado brasileiro, onde são conhecidos como heuweltjies (Cramer e Barger, 2014; Cramer e Midgley, 2015) ou gilgai na região do Chade segundo Diaz et al. (2016). Também foram descritos microrrelevos na Austrália, possivelmente similares aos demais, descritos por Noble (1993) como formas de características circulares semelhantes entre si.

A distribuição geográfica dos murundus pelo mundo apresenta importantes contribuições para discussão sobre sua gênese, pois ocorrem principalmente em ambientes de Cerrado/Savanas e regiões semiúmidas dos E.U.A, possuindo alta relação com a sazonalidade climática destes domínios morfoclimáticos, recebendo também, influência da dinâmica das planícies fluviais e flutuação do lençol freático nas estações seca e chuvosa do ano. Em alguns casos foram relatados microrrelevos de murundus em ambientes semiáridos, onde a importante relação sazonal da umidade praticamente não existe, o que levou a confusões conceituais, em relação aos microrrelevos e termiteiros no sentido restrito. Os montes de térmitas serão melhor explorados nos próximos itens deste capítulo.

Diante do exposto, pode-se inferir que, as características morfológicas externas, unem a grande diversidade de microrrelevos apresentados, porém ao analisar o material interno, localização geográfica, vegetação que o compõe e regime hidrológico, pode-se alcançar uma classificação mais precisa dos microrrelevos, distinguindo e classificando-os. Para iniciar as discussões deste tema, apresenta-se com maiores detalhes os aspectos geomorfológicos e ambientais dos microrrelevos de murundus.

2.2. Aspectos geomorfológicos e caracterização dos microrrelevos de murundus

Há grande variação na relação volume e dimensão entre os microrrelevos analisados, porém, de forma geral, pode-se caracterizar os exemplares que ocorrem no Planalto Central brasileiro como: pequenos montículos convexos ou elevações, tendo base circular ou elíptica, com tamanho variando entre 2 a 6 metros de diâmetro e 0,5 à 2,5 metros de altura (PENTEADO-ORELLANA, 1980). A depender do local de ocorrência ou estágio de degradação, os mesmos variam de tamanho, podendo possuir mais de 60 metros de diâmetro como relata Cramer e Barger (2014) para exemplares africanos.

Genericamente sua vegetação consiste em gramíneas ciperáceas, inter e sobre murundus, podendo ocorrer pequenas espécies arbóreas e termiteiros no topo do montículo (SCHNEIDER, 1996). A área de ocorrência de microrrelevos é denominada por Araújo Neto (1981) como “campos de murundus”, sendo geralmente associados a rede de drenagem, sendo estas, áreas deprimidas, que possuem formato circular ou de ameba, caracterizadas pela ocorrência expressiva dos montículos de aspecto “encalombado” que se distribuem caoticamente em seu interior. Ressalta-se que os campos de murundus se situam geralmente sobre superfícies aplainadas, elaboradas por ciclos erosivo sucessivos conforme descreve Moreira e Perez Filho (2020), desta forma a baixa declividade não permite boa drenagem, que, associado ao material pouco permeável disponível sobre tais superfícies e direcionamentos estruturais, cria as condições perfeitas para a formação das depressões e vales rasos que acondicionam os murundus.

De acordo com Schneider (1996) ocorrem três tipos divergentes de campos de murundus na alta bacia do rio Uberabinha, sendo estas: vertentes de vales; cabeceira de drenagem; e depressões “fechadas” de topo. Entre estes tipos citados, ocorrem

significativas mudanças no formato das depressões, indicando prováveis estádios de evolução das mesmas, para além das características gerais já descritas anteriormente. As depressões fechadas de topo são circulares ou elípticas, estando ligadas de forma intermitente ao canal fluvial. Já as depressões associadas a rede de drenagem possuem formato arredondado e longilíneo, similar a uma gota d'água, tendo conexão superficial perene com os canais de primeira ordem, em faixa linear estreita, possuindo microrrelevos enfileirados no seu entorno. Finalmente, os campos de murundus ocorrentes em vertentes de vales os margeiam de maneira linear às planícies de inundação de canais fluviais. A Figura 1 ilustra em modelo, parte dos processos descritos, sintetizando as informações apresentadas (MOREIRA, 2017).

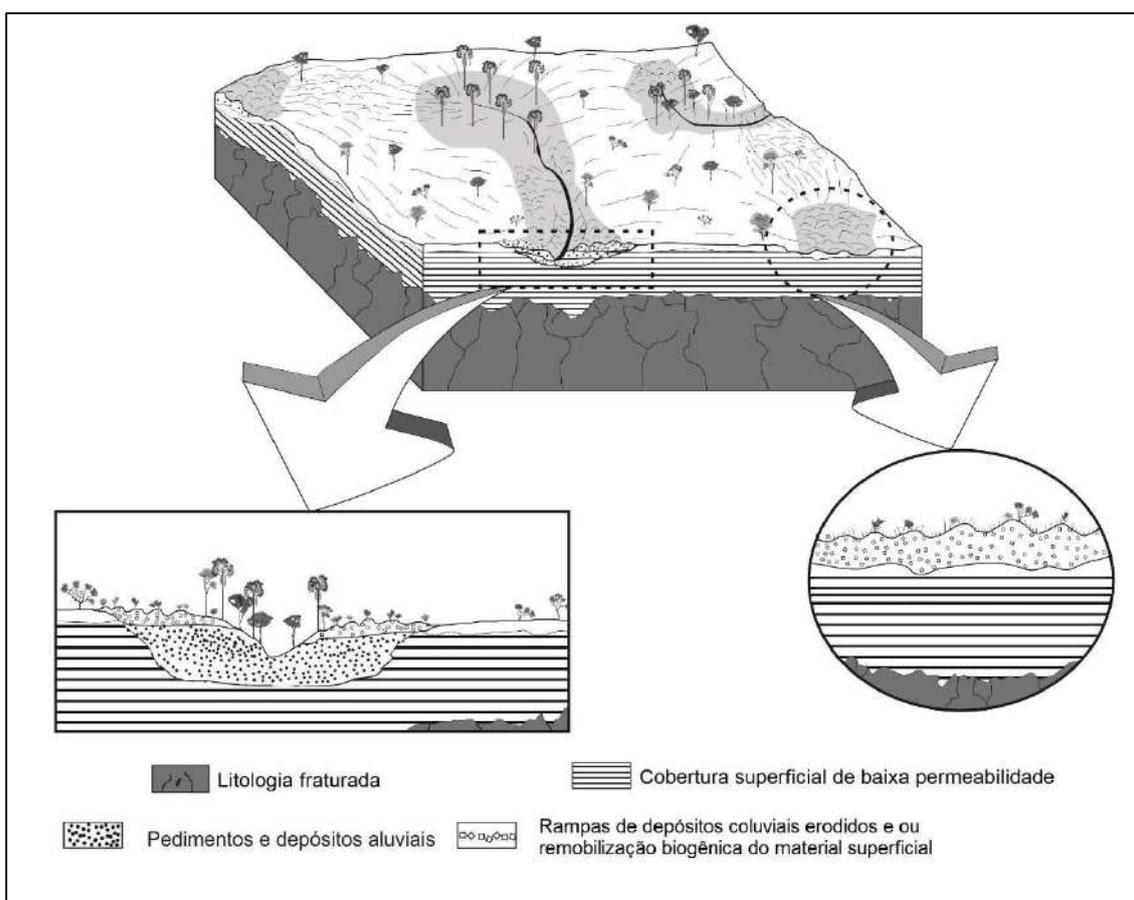


Figura 1. Campos de murundus em depressões de topo e planícies aluviais em relevo de chapadas. Fonte: Moreira, 2017. Modificado pelos autores.

Em relação a origem e evolução das depressões, onde são encontrados os murundus, são mais reconhecidas duas propostas distintas. Para Schneider (1996) os processos geoquímicos são responsáveis pela formação das depressões, hipótese muito similar a apresentada por Lima (1996) ao apresentar a origem das veredas no Cerrado em sua fase inicial. No relatório veiculado pelo Projeto Radam Brasil, Mamede et al. (1983) suscita outra explicação para a gênese destas depressões, considerando-as como “bajadas”

residuais de antigas drenagens endorreicas, elaboradas durante um clima mais seco que o atual durante o período Pleistoceno.

De maneira precursora Pentead-Orellana (1980) destaca a relação dos microrrelevos com a proximidade do lençol freático, indicando que o mesmo se situa no contato entre a base da encosta e a planície aluvial. De acordo com (Schneider e Silva, 1991; Castro Junior et al., 2004) pesquisadores que observaram o nível de água subsuperficial no aquífero livre em campos de murundus utilizando piezômetros, indicam que a variação destes, ocorre devido a existência de dois níveis de lençóis freáticos distintos, que são apartados por lente de argila. Desta forma, o primeiro nível, mais superficial, oscila conforme o período de chuvas, sendo abastecido pelo escoamento superficial. Já o segundo nível é abastecido pelo primeiro, mantendo assim, a perenidade de canais fluviais associados a este sistema na estação seca do ano. Reitera-se a importância do regime hídrico para desenvolvimento e manutenção dos campos de murundus, indicando que a sazonalidade pluvial do domínio dos Cerrados e dinâmica fluvial, estão diretamente correlacionadas a origem dos microrrelevos, por meio, da variação das condições hidrológicas aferidas (MOREIRA, 2017; MOREIRA e PEREZ FILHO, 2017).

Quanto a geocronologia, ainda durante o século XX, muito se especulava sobre o período de formação destes microrrelevos e em quais condições ambientais iniciou a formação do montículo. Datações absolutas realizadas por (Otvos, 2004; Seifert et. al., 2009; Moreira, 2017) cobriram esta lacuna do conhecimento, por meio da utilização de geotecnologias, onde identificaram que estes microrrelevos tiveram sua origem majoritariamente no Holoceno médio e tardio, indicando idades dos microrrelevos agrupadas entre de 2500 a 4000 anos antes do presente (A.P.), porém com grande dispersão entre as amostras analisadas, o que indica que não se formaram concomitantemente. As idades absolutas logradas, seriam respostas de vários processos cíclicos durante o Holoceno, e ou processos locais específicos, que deram início a construção do montículo em momentos distintos nas mais diversas regiões onde ocorrem.

A Figura 2A e 2B apresenta exemplos em perspectiva aérea e de campo dos murundus e microrrelevos abordados, localizados na região do Triângulo Mineiro - MG, em depressões sobre chapada aplainada e planície aluvial respectivamente. Já a Figura 2C apresenta um corte transversal no microrrelevo de murundu, apresentando as características internas encontradas por Moreira (2017), contribuindo para a caracterização mais detalhada do mesmo.

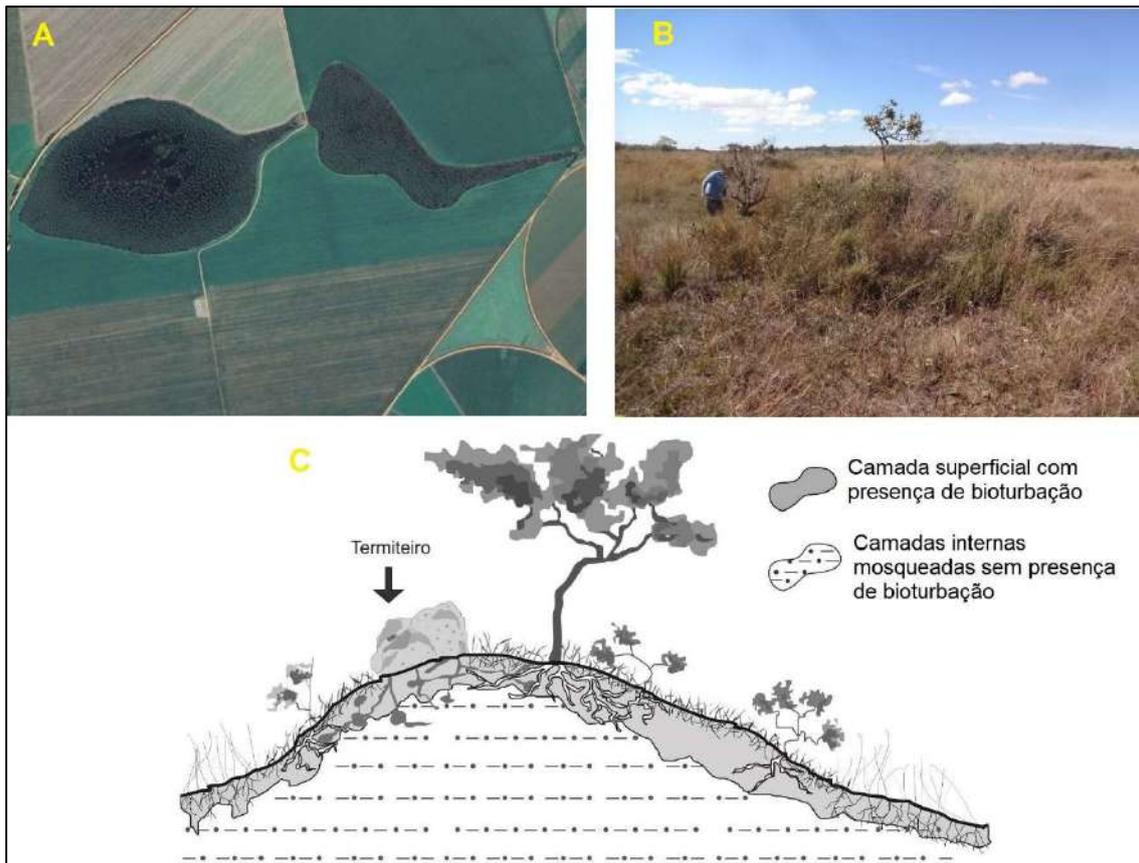


Figura 2. Visão aérea de campos de murundus, murundu em campo e corte transversal. A: Depressões povoadas por murundus (textura rugosa) circundadas por culturas anuais (textura lisa) sobre a chapada Uberlândia-Uberaba. B: Murundu fotografado em trabalho de campo. C: Modelo de corte transversal de murundu, ilustrando a camada superficial com aproximadamente 20 cm de profundidade e camada interna homogênea, com profundidade variada. Fonte: Google Earth, 2020; Moreira, 2017. Modificado pelos autores

2.2. Cobertura vegetal, solos e uso dos campos de murundus

Diversos estudos dedicaram-se a interpretar a assembleia vegetal que compõe os campos de murundus, relatando interessantes contribuições em relação a sua origem e desenvolvimento. Sendo assim, pode-se destacar que existem dois setores distintos nos campos de murundus: a área inter montículos e o próprio murundu. Devido a umidade constante no setor inter murundus, esta área é predominada por flora higrófila, essencialmente herbácea, comumente descritas como gramíneas ciperáceas, conforme Schneider (1996). Também são muito comuns espécies invasoras nesse contexto, como o capim *brachiaria*, devido ao uso e ocupação das terras do entorno.

A grande biodiversidade vegetal deste ambiente está nos próprios murundus, possuindo grande variedade de espécies lenhosas, que somente se desenvolvem em solos não saturados, conforme descrito por (Araújo Neto et al., 1986; Maricato, 2012; Resende et al., 2004; Pinto et al., 2014; Silva et al., 2016) que chegaram à conclusão de que estas são espécies típicas do Cerrado brasileiro, muito variadas entre cada campo de murundus analisado, nas mais diversas regiões do planalto central, havendo até mesmo espécies exclusivas no caso descrito por Oliveira-Filho (1992). Tais características levaram a uma

teoria sobre a origem e evolução dos murundus, onde os mesmos seriam relíquias de um paleo Cerrado, preservando as espécies arbustivas/arboreas que se desenvolveram em ambiente pré-campos de murundus, conforme Silva et. al. (2010).

Ainda sobre a diversidade vegetal dos campos de murundus, esta fitofisionomia possui riqueza de espécies como apresenta Resende et al. (2004), destacando a ocupação das espécies lenhosas *Copaifera langsdorffii*, *Pseudobombax longiflorum* e *Caryocar brasiliense* que possuem baixa densidade, mas maior área basal. Espécies típicas de florestas também foram encontradas como *Pseudobombax longiflorum*, *Ocotea corymbosa*, *O. Cecropia*, *pachystachya minarum* e *Inga laurina*, corroborando com a hipótese de Silva et. al. (2010). Por apresentar ampla distribuição geográfica a vegetação de campos de murundus, conforme Paulino et al. (2005), evidencia particularidades de cada região onde ocorre, com perfil de vegetação próprio.

Quanto aos solos que se desenvolvem em campos de murundus, vários autores, os classificaram com o intuito de compreender melhor os processos genéticos nos campos de murundus. Por exemplo, na chapada Uberlândia-Uberaba de acordo com Moreira (2017) predominam os Gleissolos, por conta da umidade constante presente no setor inter murundus, sendo que, na base dos murundus são comuns horizontes mosqueados, devido a variação sazonal do lençol freático. Em análise de topossequência realizada na cabeceira do córrego da Fortaleza, Schneider e Silva (1991) descreve que as vertentes da depressão povoada por murundus são predominadas por Gleissolos de textura argilosa, porém o fundo plano, área inter murundus, é composto por camada de deposição de matéria orgânica associado a ocorrência de Organossolos. Resende et al. (2014) também encontrou a mesma dinâmica na variação dos solos em murundus, afirmando que os montículos, em si, são compostos por Latossolos. Em relação aos nutrientes disponíveis no solo, esperava-se que o montículo possuísse maior quantidade de nutrientes disponíveis, porém Resende et al. (2004) relata que ao analisar tais características para compreender a variabilidade da vegetação, o mesmo apresentou pequena diferença na disponibilidade de nutrientes entre os murundus e a área plana proximal, além de baixo teor de bases trocáveis, o que suscita mais discussões sobre gênese.

Ao observar outros trabalhos relacionados a gênese de solos em campos de murundus, pode-se identificar, variada gama de tipologias, novamente devido a abrangência da área de ocorrência destes microrrelevos, sendo encontrados: Latossolos Vermelho-Amarelos, Plintossolos Háplicos e Neossolos Quartzarênicos para região de Jaíba-MG. No Planalto dos Parecis, MT, são relatados Latossolos Vermelho-Amarelo Distróficos, Gleissolos Háplicos Distróficos, Plintossolos Argilúvicos Distróficos e Neossolos Quartzarênicos Órticos, conforme revisão feita por Paulino et al. (2005).

Corroborando com a cobertura vegetal, a tipologia de solos é bem variável, deixando claro que cada campo de murundus possui características singulares, devido a variação do material de origem e hidrodinâmica que dão condições ambientais diferenciadas para os solos, animais e vegetação desenvolvidas no contexto destas feições geomorfológicas.

Naturalmente, as áreas de ocorrência de campos de murundus não são agricultáveis devido todas características apresentadas, porém, se encontram no bioma brasileiro preterido historicamente para produção agrícola, o Cerrado. De acordo com Schneider (1996), o processo de substituição do Cerrado por culturas anuais foi intensificado na década de 1960, sendo a região palco da “revolução verde”. Programas implantados pelo governo da época como POLOCENTRO (Programa de Desenvolvimento dos Cerrados) financiaram e incentivaram a expansão das áreas agricultáveis do país, a partir do uso de fertilizantes agrotóxicos e mecanização do plantio e colheita, diminuindo radicalmente as áreas ocupadas naturalmente por fitofisionomias do Cerrado afetando, portanto, áreas de ocorrência de campos de murundus.

Ao realizar análise temporal do uso das terras na alta bacia do Rio Uberabinha Schneider (1996) descreve que, em 1964, 97,79% da área estava ocupada por vegetação natural de Cerrado, matas e campos úmidos. Já em 1994 a área ocupada pela mesma vegetação foi reduzida para apenas 43,52%. De forma complementar Moreira (2017) descreve que ao observar imagens aéreas recentes e ao realizar diversos trabalho de campo na região do Triângulo Mineiro, o mesmo pode observar que poucas áreas úmidas em fundos de vale permanecem com a cobertura vegetal natural, pois, quando não foram drenadas e substituídas para produção agrícola estão ocupadas por espécies invasoras.

2.3. Diferenciação conceitual e morfológica entre murundus e termiteiros

Existe considerável confusão conceitual na literatura no que se refere a diferenciação de murundus e térmiteiros/cupinzeiros, porém, sua estrutura, material, forma, tamanho e localização geográfica tendem a ser divergentes, havendo necessidade de trabalhos de campo e coletas de amostras para conseguir análises mais precisas para distinguir as duas geoformas. É importante salientar que os termiteiros também são microrrelevos, porém de uma classe diferente, onde estão restritos somente a atividade das térmitas, não havendo outro processo geomorfológico associado.

A ação das diversas espécies de térmitas é muito comum nos Domínios Morfoclimáticos do Cerrado e Caatinga, sendo fundamentais para a sucessão ecológica destes biomas, alterando a superfície topográfica, favorecendo a ciclagem de nutrientes, modificando as propriedades físicas e químicas dos solos, dentre outros fatores (PERES FILHO et al., 1990; FERREIRA et. al, 2011). Porém não se deve considerar que as atividades das térmitas ao construírem seus ninhos com características atuais e ativas, possui correlação direta com a gênese dos murundus.

Em áreas antropizadas são muito comuns a proliferação das térmitas sendo associados popularmente como indicadores de pastagem degradada, teoria desmistificada por (Peres Filho et al., 1990; Lima et al., 2011; Dias et al., 2012) que concluíram que a ação destes, agregam nutrientes importantes para produção agrícola e ciclagem das pastagens. Já em áreas naturais os ninhos de esópteros, ocupam extensas paisagem dos campos de Cerrados e Caatinga, transformando-os e atribuindo-lhes aspecto enalombado, assim como os murundus, porém, ocorrem, na sua maioria ocorrem em

diferentes patamares do relevo em relação aos murundus, sendo estas, áreas bem drenadas, onde não há umidade suficiente para interferir ou interromper a construção das colônias. Sendo assim, parte da confusão conceitual ocorre, porque, são comuns termiteiros sobre o topo dos murundus, pois estes, não são afetados pelas cheias sazonais das depressões e fundos de vales, portanto as térmitas habitam também os montículos, mas não necessariamente os construiu.

As características morfogênicas particulares geram grande diferença na forma aparente dos murundus e termiteiros, portanto deve haver uma diferenciação quando tratado murundus e termiteiros, por não possuírem a mesma gênese e período tempo de formação, conforme explicitado na Figura 3.

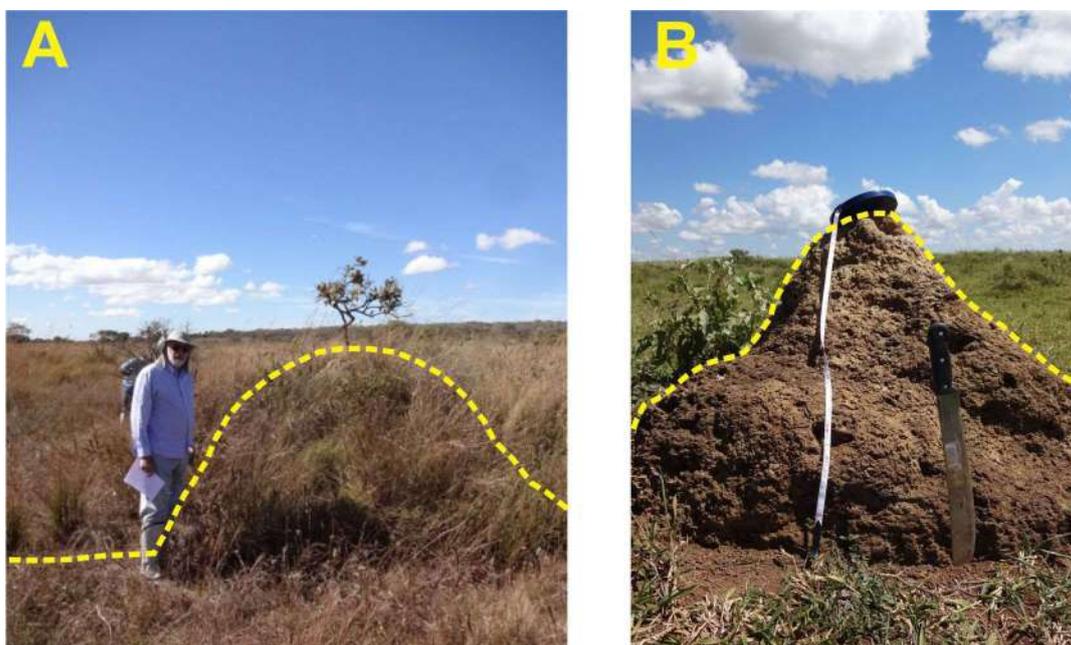


Figura 3. Comparação entre microrrelevos de murundus e termiteiros na chapada Uberlândia-Uberaba. (A) murundu com formato côncavo e de base elíptica com dimensões de 1,6 de altura por 2,3 metros de diâmetro na base, forma e tamanho similares ocorrem entre todos os indivíduos proximais, gerado em centenas e milhares de anos por processos de acréscimo e ou erosão. (B) termiteiro de formato cônico com dimensões de 0,70 metros de altura por 1 metro de base, forma e tamanho irregular e muito variável entre os indivíduos proximais, oscilando de acordo com a capacidade e quantidade de térmitas envolvidas durante a construção do ninho, forma gerada entre meses e anos. Os dois exemplares foram fotografados em áreas distintas sobre chapada no interior do Brasil, estado de Minas Gerais, região do Triângulo Mineiro.

No planalto central brasileiro murundus e termiteiros são bem distintos não havendo muitos trabalhos que confundam a terminologia entre os dois tipos de microrrelevos, pois ou ocorrem em ambientes distintos ou sobre os murundus conforme descrito anteriormente. Porém no semiárido brasileiro ocorre atualmente maior discussão, pois existem termiteiros muito similares aos murundus aqui descritos, merecendo destaque. Com o avanço do desmatamento da Caatinga grandes termiteiros foram expostos conforme descreveu Funch (2015), suscitando discussões sobre sua origem e distribuição

espacial destes microrrelevos, que segundo o autor, não possui características recentes. Autores subsequentes aprofundaram as pesquisas de Funch (2015) e começaram a usar a nomenclatura de murundus para estes termiteiros, quantificando sua grande abrangência espacial no semiárido brasileiro e apresentando datações absolutas, afirmando que os mesmos poderiam possuir até 4000 anos A.P. em comunicação apresentada no periódico *Current biology*. Porém estudos mais detalhados devem ser realizados em sequência para confirmar as informações geocronológicas sugeridas na referida comunicação, pois são hipóteses interessantes, mas com poucas referências bibliográficas associadas (Simões, 2012; Souza e Delabie, 2017; Martin et al. 2018).

As idades obtidas pela datação em termiteiros se assemelham com as geocronologias realizadas por Moreira (2017) em murundus do planalto central, mas a falta do componente hidrológico limita os processos geomorfológicos em relação aos microrrelevos descritos no Cerrado brasileiro, sendo melhor associar esse microrrelevo a outra nomenclatura, como citada por Funch (2015), montes de térmitas, assim como os microrrelevos similares a estes citados em regiões áridas da África.

2.4. Hipóteses de origem dos microrrelevos de murundus

Iniciando a discussão sobre a atual fronteira da temática abordada, que está diretamente vinculada a gênese dos microrrelevos de murundus, são apresentadas as principais hipóteses sobre a origem e evolução dos mesmos, que podem ser classificadas em duas linhas gerais biótica e abiótica, subdivididas em: bioturbação, suporte de vegetação, erosão superficial diferencial, erosão geoquímica e transporte eólico.

Destaca-se como importante referência para as publicações brasileiras que consideram a hipótese biótica, o trabalho de Mathews (1977), que adaptou as considerações norte americanas que citam a associação de espécies de pequenos mamíferos como gophers e térmitas na construção de montículos. O autor supracitado discorre que a gênese dos murundus está relacionada à bioturbação de várias gerações de espécies de térmitas na construção do montículo, sendo as primeiras colônias de espécies adaptadas a umidade subterrânea constante no ambiente dos campos de murundus. Estas colônias teriam sido destruídas por animais como tatus e tamanduás, e posteriormente reconstruídas por outras espécies de térmitas subsequente, que não necessariamente eram adaptadas a umidade, por já estariam acima do nível do lençol freático oscilante. A sucessão de construção de colônias e destruição teria atribuído o formato convexo atual e criado condições para instalação da vegetação que os recobre atualmente. Esta foi a teoria genética mais difundida no Brasil, sendo replicada nos trabalhos de (Eiten 1972; 1975; Pullan, 1979; Cox, 1984; Oliveira-Filho, 1988; Correa, 1989; Resende, 2014).

De forma complementar a teoria biótica Picker et al. (2006) insere a questão climática na atividade dos insetos, apresentando as condições ideais para a dispersão e aumento da densidade por área ocupada por ninhos de térmitas, deixando claro que estes aumentam sua densidade por área em condições de maior suporte da vegetação, solos homogêneos e chuvas regulares. Portanto o autor defende que as oscilações climáticas

podem aumentar ou diminuir a atividade das térmitas, fazendo com que ocorra a ampliação ou diminuição dos seus ninhos em determinada área, o que explicaria a reativação de colônias durante a formação dos microrrelevos em condições climáticas mais favoráveis.

Horwath e Johnson (2006), também seguem a linha da bioturbação como principal agente responsável pela formação dos montículos encontrados na sua área de estudo, porém considera que outros fatores podem ter influenciado na construção dos microrrelevos, mas como processos secundários, sendo que principais as evidências descritas advêm das análises de solo realizadas. Segundo o autor que analisou a distribuição dos horizontes dos solos nos microrrelevos, a presença de cascalhos nos montículos, seriam justificadas pelo transporte realizado por pequenos insetos no perfil de solo, sendo que, as frações mais grosseiras poderiam ser aportadas por pequenos mamíferos na construção de seus ninhos e tocas. Portanto as linhas de pedras identificadas e presentes na base do montículo analisado são atribuídas também a bioturbação.

Os primeiros trabalhos discutidos no Brasil que contemplam a hipótese de formação abiótica para os microrrelevos murundus têm grande apoio na geomorfologia por meio da erosão superficial pluvial, a partir desta perspectiva, a erosão diferencial é o fator preponderante para a origem dos montículos. Sendo assim, destaca-se as contribuições realizados por (Penteado-Orellana, 1980; Araújo Neto, 1981; Batista et. al., 2013). Nesta perspectiva conforme Araújo Neto (1981), os murundus seriam originados por processos de erosão superficial diferencial, onde os mesmos resultam de unidades mais resistentes a erosão dos solos, compreendendo núcleos mais resistentes com origem laterítica e recoberto por gramíneas, características que dificultaria erosão e transporte superficial do material. Batista et. al. (2013) aprofunda as análises feitas por Araújo Neto (1981), demonstrando como ocorre o processo geoquímico de precipitação do ferro em Gleissolos para formação dos laterítos contidos nos mesmos.

Com base em interpretações geomorfológicas sobre a paisagem, Penteado-Orellana (1980) propõe cenários divergentes de evolução para explicar a origem dos murundus, baseando-se principalmente em oscilações climáticas holocênicas, tendo como agente protagonistas neste sistema a morfogênese fluvial e os depósitos de pedimentos em fundo de vale, associando-os a eventos climáticos quente/úmidos e quente/secos. Sendo assim, foi proposto por Penteado-Orellana (1980) modelo de evolução dos vales fluviais, que esclarecem a existência dos murundus associados aos canais, baseando a modelagem na curva de Fairbridge (1962), que indicava as posições relativas do nível do mar nas oscilações climáticas para América do Sul, mesma metodologia aplicada em seus trabalhos realizados na Depressão Periférica Paulista.

Desta forma, Penteado-Orellana (1980) apresenta quatro fases determinantes no período Holoceno que contribuíram para a formação dos murundus em fundo de vale, são elas: 1- pulso de clima seco, condicionado o início da pedimentação e alargamento de vales com pavimentação dentrítica. 2 – Oscilação para clima mais úmido, provocando a incisão dos vales e formação dos primeiros microrrelevos nas encostas de vales. 3 – Novo

pulso seco provocando formação de pedimentação, alargamento e embutimento vales com colúviação sobre várzeas, com expansão das rampas colúvias; 4 – Clima atual, nova incisão de talwegues e retomada erosiva, seccionamento de rampas de colúvio e formação dos montículos com características atuais.

Seifert et al. (2009) apresenta outra variável a se considerar, neste caso os autores atribuem sua origem a eventos de oscilações climáticas entre períodos úmido e períodos secos. Tais oscilações primeiramente proporcionaram o transporte eólico e formação de dunas durante clima árido, posteriormente estas dunas foram estabilizadas pelo suporte da nova vegetação quando ocorreu nova oscilação no clima para novo período úmido, dando as características atuais dos microrrelevos analisados.

Silva et. al. (2010) procura decifrar a origem dos “Earth mound” no Brasil central por meio da interpretação do sinal isotópico de C3 e C4 armazenado no solo. Este sinal oscila de acordo com o predomínio do tipo de vegetação no período analisado, portanto o montículo reteria um sinal singular quando do início de sua formação. Ao coletar e processar amostras no interior do montículo e abaixo dele, associando também as espécies vegetais no local, os autores concluem que os montículos se originaram em áreas de savanas, que posteriormente foram convertidas por meio da erosão diferencial em campos de murundus, que no seu topo, possui sinal isotópico de matriz atual, pastagens naturais inundadas sazonalmente. Neste cenário proposto a vegetação das áreas que não foram afetadas pela erosão diferencial, preservaram espécies de savana em seus topos que seriam impossíveis de se desenvolverem nas condições ambientais atuais, explicando assim a origem das árvores que povoam o topo dos murundus atualmente, corroborando com levantamento fito fisionômico apresentado por (Araújo Neto et al., 1986; Maricato, 2012; Resende et al., 2004; Pinto et al., 2014; Silva et al., 2016).

De acordo com Cramer et. al. (2012) para os microrrelevos denominados “heuweltjies”, não existe a possibilidade da bioturbação ser o principal agente de formação. Os autores se apoiam principalmente na presença de blocos de rochas no interior dos montículos que seriam impossíveis de serem transportados por térmitas e pequenos mamíferos, assim como a concentração de carbonatos em horizontes do solo que indicam processos abióticos. Posteriormente esta tese é reforçada em Cramer e Barger (2014) em relação a importância do papel da vegetação para proteger o solo da erosão superficial.

Desta forma, Cramer e Barger (2014) amplia a discussão do papel da estabilidade que a vegetação proporciona aos solos dos murundus, observando esse fenômeno nos diversos tipos de montículos relatados em diversas regiões do mundo como E.U.A, Brasil, África do Sul e Austrália. Fica evidente para os autores que a vegetação cumpre um papel fundamental, talvez não sendo o principal fator de formação, mas sempre atuando seja na atividade das térmitas ou na erosão superficial ou mesmo erosão e acumulação eólica. De acordo com os autores o padrão de vegetação precisa ser estável por períodos suficientemente longos, para proporcionar o estabelecimento de núcleos mais resistentes

aos processos erosivos superficiais, promovendo a mudança da paisagem e formando os montículos.

Cramer e Midgley (2015) demonstram importantes correlações espaciais entre os microrrelevos, correlacionando a distribuição geográfica destes a aglutinação de sedimentos eólicos de acordo com a correlação de vizinhança aplicada, tendo a sua origem num período mais seco que o atual que proporcionava tal transporte. Portanto a vegetação teria um papel secundário estabilizando os montes formados anteriormente, porém esta vegetação não é a mesma que existe atualmente na área de estudo e sim espécies anteriores, que ocupava a região em outras condições do clima (árvores e arbustos esparsos), concordando com Silva et. al. (2010). Os autores também citam não haver correlação da formação dos montes com as térmitas que ocupam o topo dos microrrelevos atualmente, pois trata-se de uma ocupação posterior a formação dos mesmos.

A hipótese de abatimento geoquímico do relevo apresentada por Schneider (1996) explicava somente a formação das depressões sobre chapadas no interior do Brasil, mas para Moreira (2017) e Rosolen et. al. (2019) a origem dos murundus também pode ser também atribuída a hipótese de erosão geoquímica, ocasionada pela perda de solo por condições topográficas e hidráulicas presentes em depressões úmidas na chapada Uberlândia-Uberaba.

Segundo Moreira (2017) ilustrando por meio de modelos de evolução da paisagem, falhas e lineamentos preferenciais herdados da estrutura da rocha subjacente, indicam as redes de sentido preferencial da erosão geoquímica inter murundus, que posteriormente é acentuada por processos de erosão diferencial superficiais gerando os campos de murundus. Para Rosolen et al. (2019) a oscilação do nível do lençol freático provoca expansão e retração do solo, promovendo fissuras nas microestruturas do mesmo, que se configuram em caminhos preferenciais para o deslocamento de água em subsuperfície, provocando a incisão geoquímica inicial de acordo com os testes de resistividade realizados em seus trabalhos, porém não descartando que parte dessas fissuras podem ser herdadas da litoestrutura subjacente.

Existem outras teorias na literatura que foram pouco difundidas e ou talvez estejam distantes da temática de murundus, porém fazem parte do histórico do objeto de pesquisa deste capítulo, como por exemplo, a hipótese de atividade sísmica de Berg (1990), e hipótese periglacial de Hole (1981), sugerindo que a influência tectônica e o congelamento superficial, respectivamente, inferia na atividade de bioturbação no solo e distribuição dos sedimentos superficiais.

4. PROPOSTA PARA INTEGRAÇÃO DE PROCESSOS MORFOGENÉTICOS RELACIONADOS A GENESE DOS MICRORRELEVOS DE MURUNDUS

Após a revisão bibliográfica apresentada, interpreta-se que os microrrelevos de murundus são feições geomorfológicas constituintes da cobertura superficial das paisagens, conceito descrito por Perez Filho e Rubira (2019), configurando-se como potenciais indicadores geomorfológicos de mudanças ambientais por estarem diretamente associados a pulsações climáticas, com potencial contribuição para as discussões sobre oscilações climáticas do Holoceno. Observa-se que em todas as hipóteses apresentadas sobre as possíveis origens dos microrrelevos, a variação climática durante o Holoceno apresenta-se como elemento fundamental e aglutinador para estes estudos, sendo assim, configura-se necessário discorrer sobre parte da dinâmica climática holocênica para suscitar tal correlação. Durante muito tempo entendia-se que o Holoceno constitui em período relativamente estável do ponto de vista da abordagem climática, porém estudos relacionados a reconstrução paleoambiental vem mudando esse paradigma, demonstrando a grande variação ambiental e climática que ocorreu nos últimos 11.000 A.P., que pode ter afetado o modelado do relevo superficial em diversas regiões do planeta, seja na dinâmica geomorfológica continental ou costeira.

Buscando classificar as oscilações climáticas durante o Holoceno Wanner et. al (2011) ao estudá-las em análise multiescalar, demonstraram a ocorrência de pulsos de clima frio e seco durante os últimos milhares de anos, que, alteraram o clima regional e global. Tal hipótese foi construída com base em dados de multi proxy's, utilizando as variáveis de temperatura, umidade e precipitação para interpretar tais eventos. Sendo assim, os autores estabelecem por meio de estatística que um período frio se define como o intervalo de tempo em que os valores de temperatura ou umidade/precipitação diminuem para menos de metade de um desvio padrão do valor médio do Holoceno. Sendo assim com base nessa metodologia, definiram 6 períodos distintos durante o Holoceno.

Ao desmistificar algumas questões de senso comum sobre mudanças climáticas, Esterbrook (2011) realiza importante revisão sobre os diversos fatores que influenciaram o aumento e diminuição de temperatura do planeta nos últimos milhares de anos A. P., apresentado diversos trabalhos que também se utilizam de multi-proxies para reconstituição paleoambiental e climática (temperatura do mar, isótopos de oxigênio, anéis de crescimento de árvores, palinologia, temperatura superficial, expansão e retração de geleiras, dentre outros). Sendo assim, a partir desta análise, apresenta resultados correspondente a cinco importantes oscilações do clima e seus respectivos efeitos na paisagem durante o Holoceno, corroborando estudos apresentados por Sicre et. al. (2008) sendo eles: Roman Warm; Dark age; Medieval Warm; Little Ice Age e período atual.

A comissão internacional de estratigrafia – IUGS, entidade responsável pela atualização da tabela cronoestratigráfica internacional, subdividiu o Holoceno em três

novos estágios, após revisão feita em meados de 2018 (Cohen et. al., 2018). Desta forma foi enfatizada as oscilações do clima no Holoceno para criar os estágios Greenland (11700 à 8200 A.P.), Northgrippian (8200 à 4200 A.P.) e Meghalayan (4200 à atual A.P.), apresentando trabalhos com registros destas mudanças globais em diversas regiões do planeta, reafirmando as importantes transformações da paisagem a nível global. Em estudos de cunho geomorfológico trabalhando com terraços fluviais, fluviomarinho e marinhos (Storani e Perez Filho, 2015; Dias e Perez Filho, 2015; Perez Filho e Rubira, 2018; Souza et al., 2020) também identificaram diversos pulsos climáticos, inferindo sua influência em bacias hidrográficas continentais e costeiras.

Desta forma pode-se observar que as oscilações do clima durante o Holoceno cumprem papel fundamental, seja como fator de impulsionamento de processos abióticos como erosão superficial diferencial, erosão geoquímica, ativação de processos eólicos ou mesmo em processos bióticos, proporcionando dispersão e retração de colônias de térmitas na bioturbação, migração de animais e suporte da vegetação para proteção do solo, hipóteses que sempre suscitaram discussão nessa temática. Em todos estes casos a oscilação do clima parece ter papel fundamental e não pode ser desconsiderada nas posteriores análises destes ambientes.

Sendo assim, a distribuição geográfica dos microrrelevos de murundus pode ser melhor compreendida, abrindo um novo cenário para discussões sobre a temática, onde as pulsações climáticas holocênicas auxiliam na interpretação da formação de coberturas superficiais seja em ambientes tropicais no Brasil e continente Africano ou em ambientes subsumidos no caso dos E.U.A. Deve-se pontuar que as pulsações climáticas ocorrem em todo o globo, afetando os ambientes com intensidade e forma distinta, mas sempre provocando transformações significativas no relevo.

Considerando as hipóteses de origem dos microrrelevos de murundus e questões climáticas holocênicas apresentadas, com base na modelagem morfológica de sistemas Christofolletti (1999) foi elaborada a Figura 4, propondo a integração das discussões realizadas neste capítulo, considerando as grandes variabilidades sistêmicas apresentadas e abrangência regionais de processos geomorfológicos e ambientais.

5. CONCLUSÃO

A partir do exposto considera-se que houve importantes avanços nos últimos 50 anos em relação a identificação e caracterização de microrrelevos de murundus, com destaque para estudos realizados no Brasil, sendo que, atualmente são amplamente mapeados, permitindo compreender e analisar sua distribuição geográfica. Desta forma, também foi identificado, que suas interpretações iniciais são relativamente bem conduzidas, permitido ao leitor distinguir suas singularidades locais, porém a supressão dos campos de murundus em relação ao avanço do agronegócio, principalmente no Planalto Central brasileiro, pode limitar o grande potencial de diagnósticos futuros, conforme relatado para a região do Triângulo Mineiro-MG.

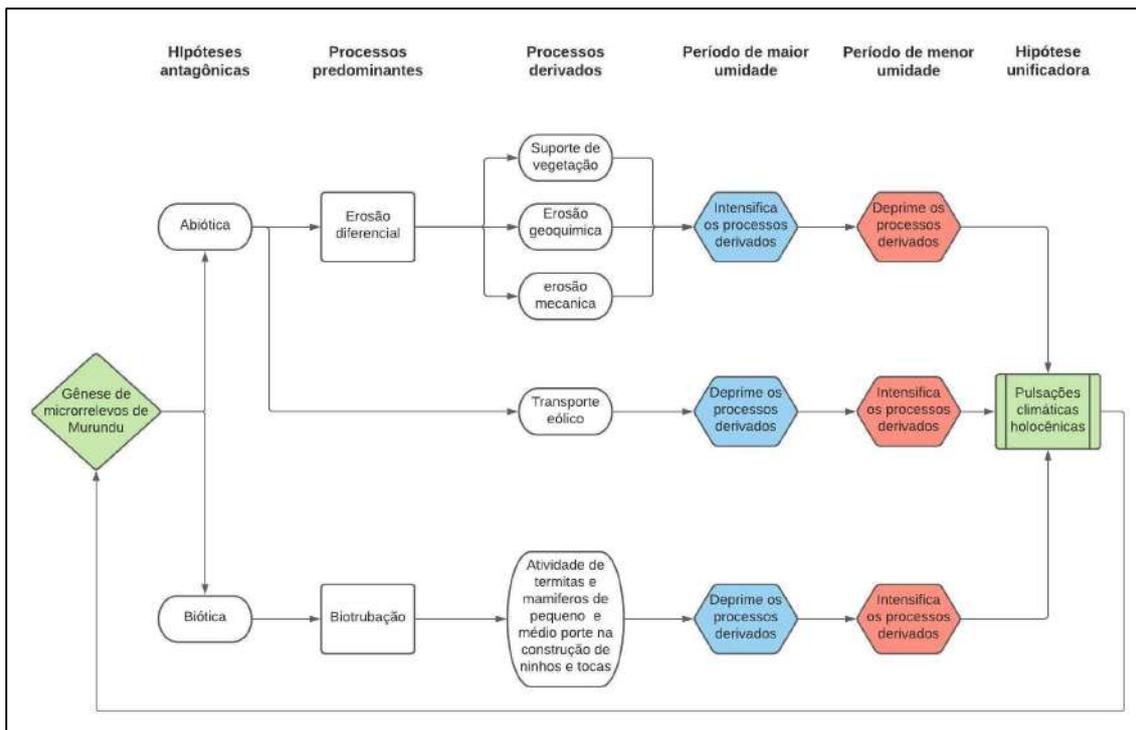


Figura 4. Síntese de possíveis sistemas morfogenéticos de microrrelevos de murundus integrados

Os serviços ecossistêmicos prestados pelos campos de murundus, ainda são pouco debatidos na literatura, sendo que estes, consistem em nascentes de importantes rios do planalto central e deveriam possuir o mesmo destaque que se observa nas discussões sobre veredas, outra importante feição do Cerrado brasileiro que cumpre função similar na paisagem. Os debates sobre veredas possuem literatura ampla, sendo referenciadas até mesmo em leis voltadas às áreas de proteção e preservação ambiental, podendo ser este o caminho, no sentido de preservação dos microrrelevos apresentados.

Do ponto de vista dos processos, também há muito campo a se avançar na temática, a partir da observação das hipóteses de origem acometidas até o momento, que evoluirão substancialmente com o apoio da tecnologia e análises paleoambientais, permitindo um olhar mais integrado sobre estas feições do relevo, conforme inicialmente proposto no item 4. A aplicação de geotecnologias como análise de pólen, fitólitos, diatomáceas e espículas de esponja, devem auxiliar nas futuras interpretações, sendo que, existem poucos trabalhos realizados com apoio destas técnicas na temática, sendo possíveis de serem aplicadas nos mais variados ambiente onde ocorrem os campos de murundus. Outro avanço necessário, está relacionado a uma classificação sistematizada dos microrrelevos, que deveria ser o próximo passo dos pesquisadores interessados pelo tema, sendo a Geomorfologia, virtual área do conhecimento a realizar tal proposição.

Por fim, a proposição de uma metodologia específica para analisar o material que compõe os murundus seria o maior passo para a interpretação desses ambientes, mas também consiste no principal e mais complexo avanço na temática estudada.

Agradecimentos

Os autores agradecem o apoio financeiro da Fundação de Amparo e Apoio à Pesquisa do Estado de São Paulo (FAPESP), por meio dos projetos 2015/10417-1 e 2016/21335-9 pela realização deste trabalho.

Referências Bibliográficas

ARAÚJO NETO M. D.; FURLEY P. A.; HARIDASAN M.; JOHNSON C. E. The murundus of the Cerrado region of central Brazil. **J. Trop. Ecol**, v. 2, p.17-35, 1986.

ARAÚJO NETO, M. D. **Solos, água e relevo dos campos de murundus na Fazenda Água Limpa, Distrito Federal**. Dissertação (Mestrado em Biologia) – Departamento de Biologia Vegetal, Universidade de Brasília, Brasília, 1981.

BAPTISTA, G. DE M.; CORRÊA, R. S.; SANTOS, P. F. Campos de Murundus da fazenda água limpa da UNB: hipótese de origem. **Revista do Ceam**. v.2, n.1, p. 47-60. 2013.

BERG, A. D. Formation of mima mounds: a seismic hypothesis. **Geology**, v. 18, p. 281–284, 1990.

CASTRO JUNIOR, P. R. **Dinâmica da água em campos de murundus no planalto dos Parecis**. 2002. 195 p. Tese (Doutorado em Geografia) FFLCH-USP, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2002.

CASTRO JUNIOR, P. R.; GIRARD, P.; CUNHA, C. N. da. Dinâmica hídrica em campos de murundus. In: XIII Congresso Brasileiro de Águas Subterrâneas. **Anais**, São Paulo-SP, P. 1-18, 2004.

CHRISTOFOLETTI, A. **Modelagem de sistemas ambientais**. São Paulo: Edgard Blücher, 1999, 236p.

COHEN, K.M.; FINNEY, S.C.; GIBBARD, P.L.; FAN, J.-X. **The ICS International Chronostratigraphic Chart 2018**. Episodes 36: p. 199-204. Available: <http://www.stratigraphy.org/ICSchart/ChronostratChart2018-07.pdf>. Accessed: outubro, 2018.

CORRÊA, G. F. **Les microreliefs murundus el leur environnement pédologique dans l'ouest du Minas Gerais, région du plateau central brésilien**. 1989. (Thèse) Nancy: Université de Nancy, 1989.

COX, G.W. The distribution and origin of mima mound grasslands in San Diego County, California. **Ecology**, v. 65, p. 1397-1405, 1984.

COX, G.W.; SCHEFFER, V.B. Pocket gophers and mima terrain in North America.

CRAMER, M. D.; BARGER, N. N. Are mima-like mounds the consequence of long-term stability of vegetation spatial patterning? **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, v.409, p. 72-83, 2014.

CRAMER, M. D.; INNES, S. N.; MIDGLEYA, J. J. Hard evidence that heuweltjie earth mounds are relictual features produced by differential erosion. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, v. 350–352, p. 189-197, 2012.

CRAMER, M. D.; MIDGLEY, J. J. The distribution and spatial patterning of mima-like mounds in South Africa suggests genesis through vegetation induced aeolian sediment deposition. **Journal of Arid Environments**, v. 119, p. 16-26, 2015.

CUNHA, C. N.; CAMPOS, M. M.; SILVA, M. Q. **Estudos biológicos preliminares de uma área de Cerrado inundável, transição entre Cerrado e Pantanal**. Cuiabá: Universidade Federal do Mato Grosso, 1983.

DIAS, N. P.; MEDEIROS, L. R.; PAZINI, J. B.; SILVA, F. F. Distribuição espacial de *Procornitermes* sp. (Isoptera: Termitidae) em função das propriedades físicas do solo em área de pastagem no município de São Borja, Rio Grande do Sul. **Rev. Bras. de Agroecologia**, v.7, n.2, p.104-111, 2012.

DIAS, R. L.; PEREZ FILHO, A. Geocronologia de terraços fluviais na bacia hidrográfica do rio Corumbataí-SP a partir de Luminescência Opticamente Estimulada (LOE). **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v.16, n.2, p. 341 – 349, 2015.

DIAZ, N.; DIETRICH, F.; CAILLEAU, G.; SEBAG, D.; NGATCHA, B. N.; VERRECCHIA, E. P. Can mima-like mounds be Vertisol relics (Far North Region of Cameroon, Chad Basin)? **Geomorphology**, v. 261, p. 41-56, 2016.

EITEN, G. The Cerrado vegetation of Brazil. **The Botanical Review**, v.38, p. 201-341, 1972.

EITEN, G. The vegetation of the Serra do Roncador. **Biotropica**, v.7, n.2, p.112-135, 1975.

ESTERBROOK, D, J. Chapter 1 - Geologic Evidence of Recurring Climate Cycles and Their Implications for the Cause of Global Climate Changes—The Past is the Key to the Future. **Evidence-Based Climate Science**, v.1, p. 3-51, 2011.

FAIRBRIDGE, R. W. World sea-level and climatic changes. **Quaternaria**, v.6, p. 111-134, 1962.

FERREIRA, E. V. O.; MARTINS, V.; JUNIOR, A. V. I.; GIASSON, E.; NASCIMENTO, P. C. Ação dos térmitas no solo. **Ciência Rural**, v.41, n.5 p. 804-811, 2011.

FUNCH, R. R. Termite mounds as dominant land forms in semiarid northeastern Brazil **Journal of Arid Environments**, v.11, p. 193-198, 1991.

FURLEY, P. A. Classification, and distribution of murundus in the Cerrado of Central Brazil. **J. Arid Environ.**, v.122, p. 27-29, 2015.

FURLEY, P. A. Notes on the soils and plant communities of Fazenda Água Limpa. Brasília, DF Brazil. **Occasional Publications**, N.S, n. 5, Department of Geography, University of Edinburgh, p.138, 1985.

GOUDIE, A. **Encyclopedia of Geomorphology**. London: Springer, vol. 2, 2006, 1156p.

HOLE, D. F. Effects of animals on soil. **Geoderma**, v.25, p. 75-112, 1981.

HORWATH, J. L.; JOHNSON, D. L. Mima-type mounds in southwest Missouri: Expressions of point-centered and locally thickened biomantles. **Geomorphology**, v.77, n. 3–4, p. 308-319, 2006.

IBDF; FBCN. **Plano de manejo – Parque Nacional da Serra da Canastra**. Brasília, Instituto Brasileiro de Desenvolvimento Florestal; Fundação Brasileira para a Conservação da Natureza, 96.p, 1981.

KINNAIRD, L. **The frontiers of New Spain**: Nicolas de Lafora's description, 1766 – 1768. Quivira Society: Berkeley, USA, 243p, 1958.

- LIMA, S. S.; ALVES, B. J. R.; AQUINO, A. M.; MERCANTE, F. M. M.; PINHEIRO, E. F. M.; SANT'ANNA, S. A. C.; URQUIAGA, S.; BODDEY, R. M. Relação entre a presença de cupinzeiros e a degradação de pastagens. **Pesq. agropec. bras.**, v.46, n.12, p.1699-1706, dez. 2011.
- LIMA, S.do C.; QUEIROZ NETO, J.P. As veredas e a evolução do relevo. **Sociedade & Natureza**, v. 15, p. 481- 488, 1996.
- MAMEDE, L. L.; ROSS, J. L. S.; SANTOS, L. M.; NASCIMENTO, M. A. L. S. RADAMBRASIL Folha SE-22. Goiânia: **Geomorfologia**. Rio de Janeiro: Ministério das Minas e Energia / Secretaria Geral, v. 31, p. 338-410, 1983.
- MARICATO, H.S. **Fitossociologia em campos de murundus na Bacia do Rio Claro, estado de Goiás**. 2012. Dissertação de mestrado, Universidade Federal de Goiás. Jataí-GO, 2012.
- MARTIN, S.J.; FUNCH, R.R.; HANSON, P.R.; YOO, E. A vast 4,000-year-old spatial pattern of termite mounds. **Current Biology**, v.28, p.1283-1295, 2018.
- MATHEWS, A, G, A. **Studies on térmites from the Mato Grosso State, Brazil**. Rio de Janeiro, Academia Brasileira de Ciências, 267p, 1977.
- MOREIRA, V. B. **Geocronologia em ambientes de veredas e campos de murundus na chapada Uberlândia-Uberaba**: subsídios à evolução da paisagem. 2017, 123f. Dissertação (Mestrado em Geografia) – Instituto de Geociências, Universidade Estadual de Campinas, Campinas, 2017.
- MOREIRA, V. B.; PEREZ FILHO, A. Caracterização Física dos Microrrelevos de Murundus na Chapada Uberlândia-Uberaba/MG: Discussões Preliminares Sobre Gênese. **Revista do departamento de Geografia**, Volume Especial – Eixo 10, p. 227-237, 2017.
- MOREIRA, V. B.; PEREZ FILHO, A. Das superfícies de aplainamento aos pulsos climáticos holocênicos: a evolução da paisagem em relevos de chapada. **Sociedade & Natureza**, v. 32, p. 176-195, 23 mar. 2020.
- Nat. Areas J.**, v.11, p. 193-198, 1991.
- NOBLE, C. Relict surface-soil features in semi-arid Mulga (*Acacia aneura*) woodlands. **Rangel J.**, v.15, p. 48 – 70, 1993.
- OLIVEIRA FILHO A.T. The vegetation of Brazilian 'murundus' - the island-effect on the plant community. **J. Trop. Ecol.**, v.8, n. 4, p. 465-486, 1992.
- OLIVEIRA-FILHO, A. T. de. **A vegetação de um campo de monchões microrrelevos associados a cupins na região de Cuiabá (MT)**. 1988. 168 p. Tese de doutoramento IB-UNICAMP, Campinas, SP, 1988.
- OTVOS, E. G.; PRICE D.M. Late Quaternary inland dunes of southern Louisiana and arid climate phases in the Gulf Coast region. **Quaternary Research**, v.55, p. 150-158, 2001.
- OTVOS, G. E. Prospects for interregional correlations using Wisconsin and Holocene aridity episodes, northern Gulf of Mexico coastal plain. **Quaternary Research**, v. 61, n. 1, p. 105-118. 2004.
- PAULINO, H. B. **Campos de murundus: gênese, paisagem, importância ambiental e impacto da agricultura nos atributos dos solos**. XI Tópicos em Ciência do Solo, v. 6, n. 1, p. 96–136, 2015.

- PENTEADO, M.M. **Geomorfologia do Setor Centro-Ocidental da Depressão Periférica Paulista**. 1968. 195p. (Tese de Doutorado). Departamento de Geografia, UNESP, Rio Claro, 1968.
- PENTEADO-ORELLANA, M. M. Microrrelevos associados a térmitas no Cerrado. **Notícias Geomorfológicas**, Campinas, v. 20, n. 39/40, p. 61-72. 1980.
- PERES FILHO, O.; SALVADORI, J. R.; SANCHEZ, G.; NAKANO, O.; TERÁN, F. O. Componentes do material utilizado na construção do termiteiro do cupim-de montículo, (isoptera: termitidae). **Pesq. agropec. bras.**, v. 25, n.2, p.167-171,1990.
- PEREZ FILHO, A.; RUBIRA, F. G. Evolutionary interpretation of Holocene landscapes in eastern Brazil by optimally stimulated luminescence: Surface coverings and climatic pulsations. **CATENA**, v. 172, p. 866-876, 2019.
- PICKER, M. D.; HOFFMAN, M. T.; LEVERTON, B. Density of *Microhodotermes viator* (Hodotermitidae) mounds in southern Africa in relation to rainfall and vegetative productivity gradients. **Jornal of Zoology**, v.271, n. 1, p. 37-44, 2006.
- PINTO, J. R. R.; MEWS, H. A.; JANCOSKI, H. S.; MARIMON, B. S. BOMFIM, B. O. Woody vegetation dynamics in a floodplain campo de murundus in central Brazil. **Acta Bot. Bras.**, v. 28, n. 4, p. 519-526, 2014.
- PULLAN, R. A. Térmita hills in Africa: Their characteristics and evolution. **Catena**, v.6, n. 3-4, p.267-291, 1979.
- RESENDE, I. L. M.; ARAÚJO, G. M. A.; OLIVEIRA, A. P. A.; OLIVEIRA, A. P.; ÁVILA JÚNIOR, R. S. A comunidade vegetal e as características abióticas de um campo de murundu em Uberlândia, MG. **Acta bot. Bras**, v.18, n.1, p. 9-17, 2004.
- RESENDE, M.; CURI, N.; REZENDE, S. B.; CORRÊA, G. F.; KER, J. C. **Pedologia**: base para distinção de ambientes. 6ª ed. Lavras: Editora UFLA, 2014, 378p.
- ROSOLEN, V.; BUENO, G. T.; MUTEMA, M.; MOREIRA, C. A.; FARIA JUNIOR, I. R.; CHAPLOT, G. N. V. On the link between soil hydromorphy and geomorphological development in the Cerrado (Brazil) wetlands. **CATENA**, v. 176, p. 197-208, 2019.
- SCHNEIDER, M.O. **Bacia do Rio Uberabinha: Uso agrícola do solo e meio ambiente**. 1996. 157p. Tese (Doutorado em Geografia Física) – Faculdade de Filosofia, Letras e Ciências Humanas, Universidade de São Paulo, São Paulo, 1996.
- SCHNEIDER, M.O; SILVA, D, B. da. Estrutura pedológica e dinâmica hídrica do “covoal” córrego da fortaleza. **Sociedade & Natureza**, Uberlândia, v.3, n. (5 e 6), p.75-89, 1991.
- SEIFERT, C. L.; COX, R. T.; FORMAN, S. L.; FOTI, T. L.; THAD A. WASKLEWICZ, T. A.; MCCOLGAN, A. T. Relict nebkhas (pimple mounds) record prolonged late Holocene drought in the forested region of south-central United States. **Quaternary Research**, v.71, n. 3, p. 329-339, 2009.
- SICRE, M. A.; JACOB, J.; EZAT, U.; ROUSSEA, S.; KISSEL, C.; YIOUA, P.; EIRÍKSSON, J.; KAREN LUISE KNUDSENC, K. L.; JANSEN, E.; TURON, J. Decadal variability of sea surface temperatures off North Iceland over the last 2000 years. **Earth and planetary Science Letters**, v. 268, n. 1–2, p. 137-142, 2008.
- SILVA, C. C.; ARRUDA, D. M.; FONSECA, R. S. Relação espécie-área em campos de murundus com diferentes históricos de perturbação. **Rev. Biol. Neotrop**, v.13, n.1, P. 250-260, 2016.

SILVA, L. C. R.; VALE, G. D.; HAIDAR, R. F.; STERNBERG, L. S. L. Deciphering earth mound origins in central Brazil. **Plant and Soil**, v. 336, n. 1–2, p. 3–14, 2010.

SIMÕES F.F.S. **Pedogênese e propriedades físicas, químicas, morfológicas de solos e murundus no médio Jequitinhonha, Minas Gerais**. 2012. Tese (Doutorado em Geografia), Departamento de Geografia, Universidade Federal de Viçosa, Viçosa, 2012.

SOUZA, A.O.; PEREZ FILHO, A. Late Holocene coastal dynamics, climate pulses and low terraces in the coast of the state of São Paulo, southeast, Brazil. **Journal of south american earth sciences**, v. 92, p. 234-245, 2019.

SOUZA, A.O.; PEREZ FILHO, A.; LÄMMLE, L.; SOUZA, D.H. Holocene climate pulses and structural controls on the geomorphological estuarine evolution of the Iguape River, São Paulo, Brazil. **Continental shelf research**, v. 205, p. 104168, 2020.

SOUZA, H. J.; DELABIE, J. H. C. ‘Murundus’ structures in the semi-arid region of Brazil: testing their geographical congruence with mound-building termites (Blattodea: Termitoidea: Termitidae). **Annales de la Société entomologique de France**, v. 52, n.6, p. 369-385.

STORANI, D. L.; PEREZ FILHO, A. Novas informações sobre geocronologia em níveis de baixo terraço fluvial do Rio Mogi Guaçu, SP, Brasil. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v.16, n.2, p.191-199, 2015.

WANNER, H.; SOLOMINA, O.; GROSJEAN M.; RITZ, S. P.; JETEL, M. Structure and origin of Holocene cold events. **Quaternary Science Reviews**, v. 30, n. 21–22, p. 3109-3123, 2011.

WASHBURN, A.L. **Mima mounds, an evaluation of proposed origins with special reference to the Puget Lowlands Report of Investigations, State of Washington**, Department of Natural Resources, Division of Geology and Earth Resources Report, n. 29, Olympia, Washington, 1988.

WEGMANN, K. W.; PAZZAAGLIA, F. J. Holocene strath terraces, climate change, and active tectonics: The Clearwater River basin, Olympic Peninsula, Washington State. **GSA Bulletin**, v. 114, p. 731–744, 2002.

22. APLAINAMENTO NO NOROESTE DO PARANÁ: DE MODELOS POLICÍCLICO À MORFOTECTÔNICA QUATERNÁRIA

Marcel Hideyuki Fumiya¹, Edivando Vitor do Couto¹ & Leonardo José Cordeiro Santos²

¹ Departamento de Geografia, Universidade Federal do Paraná, Av. Cel. Francisco H dos Santos, 100 - Centro Politécnico - Bloco Setor de Ciências da Terra, CEP: 81531-980, Curitiba – Paraná, Brasil; e-mails: marcel.hideyuki@gmail.com, santos.ufpr@gmail.com

² Departamento de Engenharia Ambiental, Universidade Tecnológica Federal do Paraná, Via Rosalina Maria dos Santos, 1233, Campo Mourão, Paraná, CEP: 87301-899 – Curitiba – Paraná, Brasil, e-mail: edivandocouto@gmail.com

Resumo: No Noroeste do Paraná (Brasil), dentre as formas do modelado que se encontram na paisagem de colinas amplas e suaves, destacam-se: superfícies de erosão, morros residuais e inselbergs. A respeito dessas feições morfológicas, variados estudos foram desenvolvidos em períodos histórico e tecnológico distintos. Nesse âmbito, será apresenta-se, neste estudo, uma discussão a respeito do desenvolvimento de estudos do relevo no Noroeste do Paraná, a partir do modelo policíclico de evolução da paisagem, mapeamento de superfícies aplainadas, via imagens de radar (projeto Radam Brasil), até recentes dados geocronológicos, morfotectônica e inversão do relevo. Observa-se que as três últimas abordagens auxiliaram no entendimento mais detalhado sobre os processos geomorfológicos que esculpturaram e esculpturam o modelado da área analisada, e alteram, parcialmente, a explicação da evolução do relevo, previamente estipulada (pediplanação) para o Noroeste do Paraná.

Palavras-Chave: Pediplanação, Morfotectônica, Geocronologia, Inversão de Relevo, Noroeste do Paraná.

Abstract: In the Northwest of Paraná (Brazil), among the shapes of the model that stand out in the landscape of wide and smooth landform are: erosion surfaces, residual hills and inselbergs. Regarding these morphological features, several studies were developed in different historical and technological periods. In this context, a discussion will be presented regarding the development of relief studies in the Northwest of Paraná from the polycyclic model of landscape evolution, mapping of planed surfaces via radar images (Radam Brasil project) to recent geochronological, morphotectonic and relief inversion data. The last three approaches helped in a more detailed understanding of the geomorphological processes that sculpted and sculpted the

modeled area analyzed, and partially modified the explanation of the evolution of the previously stipulated relief (pediplanation) for the Northwest of Paraná.

Keywords: Pediplanation, morphotectonics, geochronology, relief inversion, Northwest of Paraná.

Tema: Geomorfologia do Quaternário

1. INTRODUÇÃO

As teorias geomorfológicas fazem parte de um campo conceitual importante para o estudo da Geomorfologia. Os diversos postulados, desde o início dos estudos geomorfológicos sistematizados (século XIX) até a atualidade (século XXI), são de extrema relevância para melhor se compreender a evolução da paisagem. Um desses temas, de ampla discussão na geomorfologia, remete à gênese e aos processos que elaboraram ou elaboram as superfícies de erosão.

Essas superfícies são produto da denudação em um único tipo de rocha ou em diferentes tipos de rochas e uma variedade de estrutura geológica, resultando na geração de níveis aplainados diferenciados.

Para o estudo dessas feições geomorfológicas, diversos modelos hipotéticos de evolução são apresentados (DAVIS, 1899; PENCK, 1924; KING, 1953; BÜDEL, 1957; BIGARELLA, 1965). Tais modelos apresentam um ponto em comum - terem estimado as idades destas superfícies por análise de seus depósitos correlativos e pela correlação com eventos de formação das unidades geológicas (magmatismo, sedimentação), sem dispor de ferramentas que pudessem mensurar exatamente a idade dessas superfícies e, conseqüentemente, a estabilidade delas no “tempo geológico”.

Contudo, nos últimos sessenta anos, o desenvolvimento tecnológico e o surgimento de novos isótopos radioativos e cosmogênicos (^{36}Cl , ^{26}Al , ^{10}Be , ^3He , ^{53}Mn , $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ e (U-Th)/He), aplicados a estudos geológico-geomorfológicos, têm auxiliado na melhor compreensão e no preenchimento de lacunas a respeito dos processos, responsáveis pela elaboração de tais superfícies (VASCONCELOS et al., 1992).

Desse modo, a cronologia de cristalização dos minerais supérgenos por $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ e (U-Th)/He, denominada “geocronologia de intemperismo”¹ associada a isótopos cosmogênicos, permitiu avaliar a relação entre presença de mantos de intemperismo com duricrust e idade mínima das formas de relevo (VASCONCELOS et al., 1992, 1994a-b, 2018, 2019; SHUSTER et al., 2012; MONTEIRO et al., 2014). Por essa perspectiva, foi possível testar a validade de modelos clássicos de evolução do modelado: Davis (1899); Penck (1924); King (1953); Büdel (1957); e Bigarella (1965).

¹Geocronologia de intemperismo: busca estabelecer eventos de precipitação de minerais supérgenos por reações químicas de baixa temperatura (temperatura ambiente) (VASCONCELOS, 1999a).

Estudos por geocronologia de intemperismo e aplainamentos em escala local e regional são diversos: Dugald River – Austrália (VASCONCELOS e CONORY, 2006); depósitos maganésífero de Tamboa em Burkina Faso – África (HÉNOCQUE et al., 1998; COLIN et al., 2005; BEAUVAIS et al., 2008); e no platô de Mysore e Traps do sul da Índia (BONNET et al., 2014). Tais pesquisas demonstram que a idade das assembleias de minerais supérgenos varia de acordo com a altitude, ou seja, superfícies mais elevadas e pouco dissecadas apresentam minerais supérgenos mais antigos.

No território brasileiro, Vasconcelos e Carmo (2018) utilizaram a geocronologia de intemperismo por $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ para o estudo de datações de superfícies de erosão, e a termocronologia por traço de fissão para definir fases de soerguimento episódico no Cenozóico. E assim, conseguiram atestar a viabilidade de modelos clássicos de evolução da paisagem, no Sudeste do Brasil (Quadrilátero Ferrífero e as planícies litorâneas).

Esses resultados revelam que superfícies mais altas apresentam maior antiguidade (70 Ma) que superfícies de elevação mais baixas (13-0.8 Ma), e que a diferença altimétrica decorre de soerguimento episódico (VASCONCELOS e CARMO, 2018). Portanto, no caso observado por Vasconcelos e Carmo (2018), o modelo compatível com os resultados geocronológicos regionais é o mesmo postulado por King (1953), o qual concebe origem tectônica para as interrupções dos ciclos de aplainamento, em que a elevação e a erosão são episódicas, e o recuo de escarpas é o processo dominante na esculturação do modelado.

Assim, baseado na abordagem morfotectônica e geocronológica, neste capítulo realiza-se uma revisão histórica sobre os modelos de formação de superfícies de erosão, utilizados para explicar a esculturação do relevo do Noroeste do Paraná, no decorrer do século XX. Além disso, busca-se, ainda, apresentar debates com as novas perspectivas, a partir dos isótopos cosmogênicos-radiogênicos, tectônica recente² e inversão do relevo (COUTO, 2015, 2018; FUMIYA, 2017, 2020), durante a primeira década do século XXI.

Tais abordagens (isótopos cosmogênicos, tectônica recente e inversão do relevo) mudaram, parcialmente, as perspectivas geomorfológicas anteriores, no Noroeste do Paraná, onde a esculturação Quaternária do relevo não é atrelada, de forma exclusiva, a processos de aplainamento, mas também a mudanças de níveis de base. Desse mesmo modo, observam-se alguns depósitos na forma de *stone line*, composto por ferricretes, em colinas e morrotes, que são resultado de inversão de relevo (escala local), também consequência da mudança do nível de base.

Assim, estrutura-se esse capítulo em cinco tópicos, a partir desta introdução:

1. Modelo policíclico e Pediplanos no Noroeste do Paraná - serão apresentadas as mudanças paradigmáticas que a abordagem, via modelo de evolução policíclica, trouxe aos estudos geomorfológicos brasileiros na década de 1960, e como esse modo

² Tectônica recente, neste trabalho, designa processos de atividade tectônica contemporânea. A temporalidade da tectônica limita-se ao Cenozoico Tardio (DICTIONARY OF EARTH SCIENCE OXFORD, 2008).

de interpretar transformações da paisagem foi utilizado no Noroeste do Paraná, na década de 1980;

2. Mudanças de nível de base em zona de confluência dos rios Ivaí e Paraná: taxas de denudação pelo isótopo cosmogênico ^{10}Be e métricas fluviais pelo método Chi - serão apresentados os dados provenientes da análise morfotectônica quaternária (evidências), o provável encaixe em falhas do canal do rio Paraná, e suas possíveis influências nas taxas de denudação nos últimos 1,35 Ma, além da instabilidade causada no sistema como um todo, resultando na reorganização fluvial para alcançar o novo nível de base e, conseqüentemente, desencadeando transformações nas organizações ambientais (formas de relevo, solo etc.);
3. Gênese de ferricretes e inversão de relevo no Noroeste do Paraná - a partir do estudo da origem do ferricrete (modo de acumulação) e sua explicação sobre a posição atual na paisagem (topo de colina e morrote), serão abordadas as possíveis relações dessas acumulações com as transformações recentes do modelado;
4. Relação entre morfotectônica- ^{10}Be e gênese de ferricrete - inversão de relevo - serão agregados os dados expostos e explanados sobre a dinâmica morfogenética da paisagem no Quaternário, desencadeada pela incisão do nível de base regional, e suas conseqüências na esculturação do modelado, além dos processos de inversão de relevo, responsável, provavelmente, pela posição atual dos ferricretes (topo de colina e morrote) e seu desmantelamento na forma de *stone line*;
5. Debate entre modelo policíclico da paisagem e morfotectônica/gênese de ferricrete - por fim, serão expostas as considerações finais possíveis da presente compilação de dados sobre o Noroeste do Paraná e as transformações do relevo no Quaternário. Considera-se que a abordagem, exclusivamente, por aplainamento (modelo policíclico) não é adequada à análise do modelado na área abordada e que outras análises, além da morfológica ou cronoestratigráfica, são necessárias para a compreensão da totalidade, considerando sua complexidade e multiplicidade. Nesse sentido, a geocronologia e a morfometria moderna (métricas fluviais) estão auxiliando na melhor caracterização dos processos espaço-temporal, dos quais os que estudos geomorfológicos necessitam. É com imenso prazer que convidamos os associados para participar do livro “Revisões de Literatura da Geomorfologia Brasileira” editado pela União de Geomorfologia do Brasil. O livro possui como objetivo apresentar revisões da literatura e os avanços do conhecimento no campo da geomorfologia, enfatizando o estado da arte sobre o tema. O capítulo pode ter no máximo 30 páginas, contando com as figuras e referências bibliográficas.

2. MODELO POLICÍCLICO E PEDIPLANOS NO NOROESTE DO PARANÁ

O conceito de pediplanização, proposto pelo inglês Lester King (1956) para o desenvolvimento das superfícies aplainadas no Brasil, influenciou as pesquisas geomorfológicas brasileiras na década de 1950. Porém, mesmo trabalhando no país a convite do IBGE, King não conseguiu explicar a presença de paleopavimentos detríticos e rudáceos em meio tropical no Brasil (VITTE, 2008).

Tal problemática tornou-se passível de solução com o advento de estudos sobre reconstituições climáticas pretéritas, a partir de sedimentos marinhos (DAMUTH e FAIRBRIDGE, 1970), onde se constatou a presença de depósitos de climas secos no

Quaternário, na fachada atlântica brasileira. Com isso, Damuth e Fairbridge (1970) conseguiram esquematizar os prováveis comportamentos das correntes frias por ocasião dos períodos glaciários e dos períodos interglaciários, na América do Sul.

Na perspectiva da influência de variações climáticas sobre o modelado da zona tropical, o trabalho do pedólogo e geoquímico Erhart (1966) sobre a teoria da resistasia e biostasia também influenciou, fortemente, os trabalhos da geomorfologia tropical.

Análogo ao que ecologistas denominam de “clímax”, as fases de biostasia são caracterizadas pelo alto nível de estabilidade do ambiente, correspondente, portanto, ao desenvolvimento máximo do meio. Tal ambiente, caracteriza-se por lenta dissecação do relevo com acentuado processo de alteração química da rocha, geração de solos profundos e mamelonização do relevo (ERHART, 1966).

Por outro lado, a resistasia estaria relacionada a ambientes com dinâmica de morfogênese mais intensa, decorrente a ruptura do equilíbrio climático, com transição do úmido para relativamente seco e mudança de cobertura vegetal florestal para savana. Com isso, haveria a remoção dos sedimentos das vertentes, ocasionando alto nível de dissecação do relevo (predominância da erosão lateral sobre a vertical) (ERHART, 1966).

Assim, em função dos novos dados sobre reconstituição de condições ambientais pretéritas e da proposta de novos modelos teóricos, como a Teoria da Pediplanação e da Bio-Resistasia, esses forneceram subsídios para que os geomorfólogos brasileiros pudessem entender a pedimentação-pediplanação em ambiente tropical.

Desse modo, a partir dos modelos da pediplanação, bio-resistasia e dados paleoclimáticos, Bigarella et al. (1965) propõem um modelo de evolução para modelados tropicais, em que uma área passa da fase de tropicalidade (biostasia) para uma fase de aridez profunda (resistasia). Foi assim, portanto, que se procurou demonstrar a complexidade do relevo no ambiente tropical quando ocorrem oscilações climáticas de úmido para seco e vice-versa.

As *stone lines*, presentes em meio ao solo, nesse caso, seriam produto da desagregação de núcleos rochosos em fase de semiaridez (BIGARELLA et al., 1965), transportadas em superfície, primeiro, a partir da ação de erosão superficial e, posteriormente, seriam recobertas por sedimentos carreados de áreas mais altas. Nesse modelo de pediplanação, os geomorfólogos brasileiros (AB’SABER, 1959, 1960, 1961, 1969; BIGARELLA et al., 1964, 1965) identificavam e resolviam o problema sobre a presença de paleopavimentos detriticos e rudáceos em ambiente tropical (VITTE, 2008).

A partir desse conhecimento acerca dos processos geomorfológicos e seu significado, ocorrente na zona tropical do Brasil, Bigarella et al. (1965) propuseram um modelo de evolução policíclica do relevo, distinto do proposto por King (1956). Nesse modelo as superfícies contemporâneas podem se desenvolver em alvéolos a altitudes bastante variadas, evoluindo na dependência direta de *knickpoints* mantidos pela rede de drenagem (AB’SABER e BIGARELLA, 1961).

Desse modo, o aparecimento de níveis mais recentes de aplainamento não terá caráter regressivo (remontante), como preconizado por King (1956), sendo o critério

puramente altimétrico insuficiente para a datação e correlação entre os diferentes níveis aplainados. Para Bigarella et al. (1965), a evolução do aplainamento é policíclica, sendo condicionada por oscilações climáticas, variando de condições de semiaridez para curtas condições de clima mais úmido, ao longo da história geológica e mudanças do nível de base.

Outrossim, a partir do modelo de evolução policíclica da paisagem, Bigarella et al. (1965) identificaram a existência de três Pediplanos (Pd₃, Pd₂, Pd₁) em diferentes altitudes, desde o Nordeste do Brasil até o rio da Prata. Tais superfícies de erosão estão relacionadas a processos erosivos intensos, ao longo do Cenozoico e deformações estruturais por dobramentos, responsáveis por falhamentos, ocorridos no Brasil oriental, e pela reversão da drenagem em direção a oeste.

A idade dos pediplanos (BIGARELLA et al., 1965) se apresenta da mais antiga para a mais recente, isto é, na ordem decrescente Pd₃→Pd₁. A temporalidade da elaboração do Pd₃, considerada como Cretáceo-Eoceno, em algumas regiões do Paraná, se apresenta como parte de cimeira de antigos planaltos, representados por remanescentes retrabalhados em alguns maciços elevados no reverso continental da Serra do Mar e reversos da Serrinha e da Serra da Esperança.

Para o Pd₂, atribui-se o período de esculturação ao Terciário Médio, sendo formado, geralmente, por grandes e antigos alvéolos dissecados, correspondentes à fase mais antiga de formação de compartimentos alveolares nas terras elevadas do Brasil Sudeste e Meridional (BIGARELLA et al., 2003).

O aplainamento do Pd₁ é atribuído ao Quaternário, considerado o mais recente entre os pediplanos. No interior do Brasil, ele se apresenta na forma de depressões interplanáltica. Seus remanescentes, apesar de não apresentarem continuidade espacial, podem ser observados desde o Rio Grande do Sul até o Amazonas, recebendo designações regionais: superfície de Chãs e Tabuleiro, em Pernambuco; de Neógena, em São Paulo; de Curitiba, no Paraná; da Campanha, no Rio Grande do Sul; e de Montevidéu, no Uruguai (BIGARELLA et al., 2003).

Sob a ocorrência do Pd₁, também é possível identificar pedimentos embutidos a essa superfície (depósitos rudáceos), como o P₃, P₂ e P₁, sendo a origem desses pedimentos associada à aridificação do ambiente, relacionado a glaciações quaternárias.

O P₃ é correlativo à elaboração do Pd₁, já P₂ e P₁ (Glaciação *Kansas* e *Illinoian* respectivamente) são posteriores ao Pd₁, e continuaram o alargamento dos alvéolos iniciados pela elaboração do Pd₁ em períodos semiáridos. A pedimentação do P₂ e P₁ resultou na deposição da Formação Iqueririm na região do município catarinense de Garuva, próximo à divisa entre Paraná e Santa Catarina, entre outras deposições de formações sedimentares no território brasileiro (BIGARELLA, MARQUES e AB'SABER, 1961; BIGARELLA, MOUSINHO e SILVA, 1965; BIGARELLA et al., 2003).

A partir da proposição do modelo de evolução policíclico da paisagem e do estabelecimento da cronologia dos diferentes pediplanos em território brasileiro, Justus

(1985) fez a experiência, aplicando-o em áreas de embasamento dos arenitos do Grupo Caiuá, no Noroeste do Paraná, por imagens de radar (projeto Radam Brasil). Assim, pode-se constatar a ocorrência de dois níveis aplainados: Superfícies Interplanáltica I e II. E, ainda, uma terceira unidade: atuais áreas de acumulação de sedimentos - planícies de inundação (Figura 1).

A superfície interplanáltica II (SPII) é caracterizada por modelados de aplainamento degradado inumado e de dissecação grosseira à média, com presença de relevos residuais na forma de colinas e morrotes, inferiores a 30 m de altura, mantidos por linhas de pedra, compostos por ferricretes (Figura 1 B-C), principalmente nos interflúvios entre as bacias dos rios Ivaí e Piquiri (JUSTUS, 1985; FUMIYA et al., 2016).

A superfície interplanáltica I (SPI) é caracterizada por compartimentos de interdenudação beira-rio, abertos pelo entalhamento vertical da drenagem e alargados por degradação lateral (JUSTUS, 1985).

Assim, a superfície do Pd₀ corresponde a compartimentos de interdenudação “beira-rio”, abertos pelo entalhe vertical da drenagem e alargados por processos de degradação lateral, formando modelado de aplainamento retocado e inumado. O alargamento desses compartimentos ocorreu, principalmente, a montante de áreas de barramento da drenagem entre a desembocadura do rio Ivaí com o rio Paraná (BIGARELLA, 2003).

Além das superfícies mapeadas por Justus (1985), são encontradas feições reliquias na forma de *inselbergs* (Figura 1 D-E) isolados, que se destacam na paisagem (Três Morrinhos, Morro do Diabo, morros na Fazenda Santa Ida e da Floresta). A resistência à denudação dessas feições é relacionada a processos de silicificação hidrotermal (Figura 1 E) de provável idade Aptiano-Eoceno, entre 87-60 Ma (ALMEIDA e MELO, 1981), enquanto a origem hidrotermal do cimento silicoso é evidenciada por análise de inclusões fluidas (MARTIN, 2017).

Para Fernandes et al. (2012), os *inselbergs* silicificados são feições testemunhos de uma história de intensa denudação do relevo do Cretáceo Superior até o presente. Antes, em uma análise sedimentológica dos arenitos do Grupo Caiuá, Fernandes (1992) identificou duas superfícies aplainadas na região de Umuarama: a primeira, em altitudes entre 440 e 478m; a segunda, entre altitudes de 330 e 360m. Justus (1985), por sua vez, em ambas as superfícies, constatou a presença de *stone lines* de ferricretes, capeando feições residuais de relevo.

O modelo de evolução policíclica no Noroeste do Paraná é reforçado, pelo menos para o Quaternário Tardio, no qual estudos de dados *proxy* (pólen, fitólito) e datações de materiais (LOE e ¹⁴C) confirmam que, no mínimo, desde 40 mil anos AP predominaram condições climáticas mais secas na região, com curtos períodos de clima úmido (JABUR, 1992; STEVAUX, 1993, 1994, 2000; PESSENDA et al., 1996; GUERREIRO, 2011; LUZ, 2014).

Assim sendo, a interpretação para a esculturação do modelado no Noroeste do Paraná, durante o século XX, foi desenvolvido à luz do modelo policíclico com foco em condições secas, via análises *in loco* e por sensoriamento remoto (Radar – RADAM

Brasil). Contudo, apesar da predominância do paradigma da pediplanação, no início do século XXI, foi inserida a análise tectônica recente (SANTOS et al., 2008; FRANCO et al., 2008; SOUZA JR, 2012), observando-se gradual mudança na explanação dos processos e modelos de formação do relevo no Noroeste do Paraná.

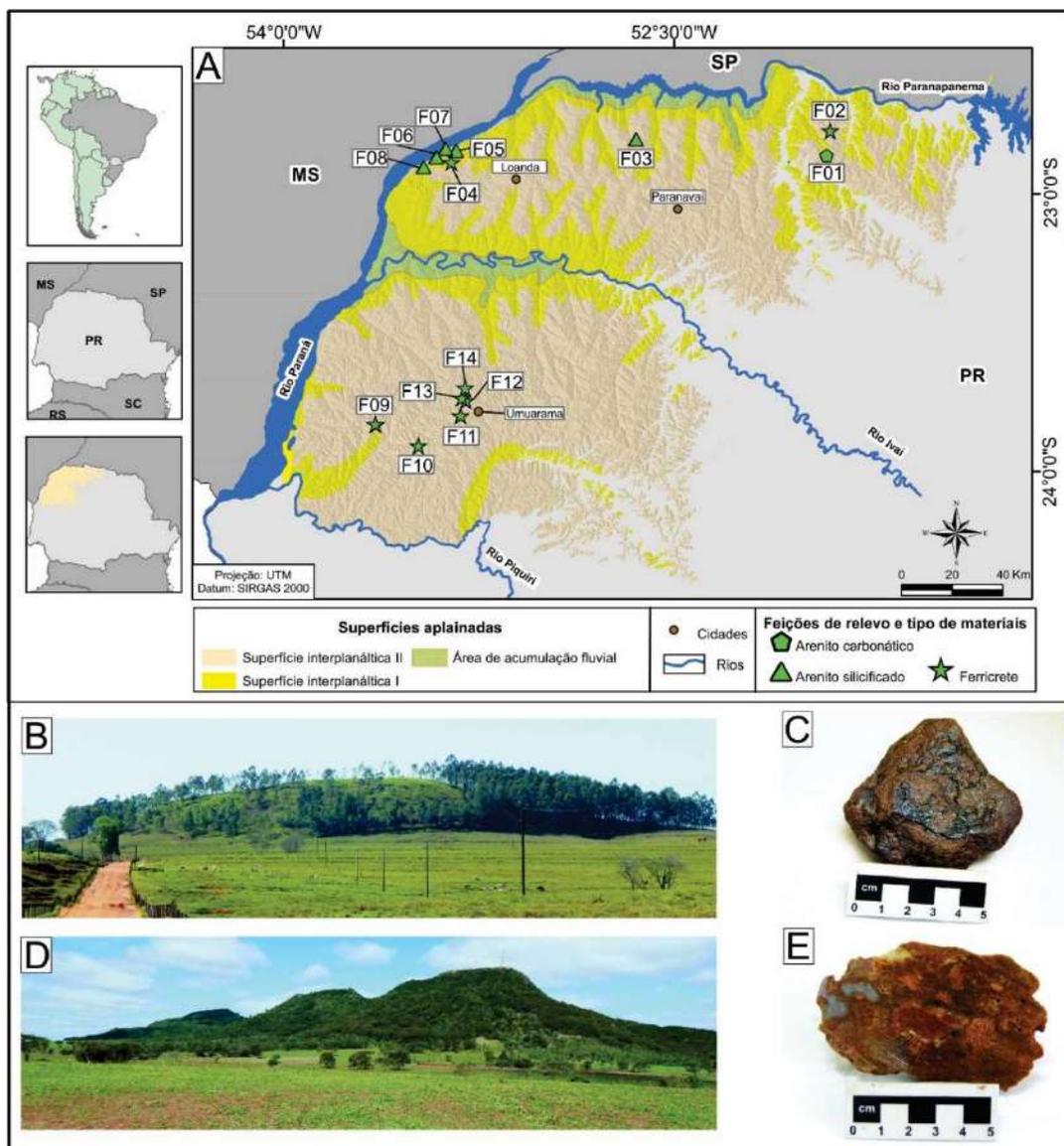


Figura 1. A) Enquadramento do Noroeste do Paraná e superfícies de aplainamento no Noroeste do Paraná. B) Morrote (F13) sustentado por *stone line*, composto por ferricrete. C) Fragmento de ferricrete. D) Morro sustentado por arenito silicificado. E) Arenito silicificado. Fonte: Justus (1985) e Fumiya (2017).

A aplicação de outras técnicas, como o isótopo cosmogênico ^{10}Be e a análise de métricas de gradiente fluvial a partir do método Chi (COUTO et al., 2018), culminou por comprovar a intensificação do denudamento da atual paisagem erosiva como produto da mudança de nível de base de origem tectônica.

No que se refere à origem de *stone lines* compostas por ferricretes, que sustentam colinas e morrotes, antes atribuída a produto da pediplanação, obteve-se nova explicação,

a partir da análise da gênese dos ferricrete e posição atual, qual seja, como produto de inversão de relevo no Quaternário (FUMIYA, 2017).

Nos próximos dois tópicos serão apresentadas a abordagem da denudação recente via isótopo cosmogênico/métricas fluviais e a gênese de ferricretes/inversão de relevo; no tópico final, será realizado debate entre dados, a partir de paradigmas da pediplanação e a morfogênese desencadeada pela tectônica recente via mudança do nível de base.

3. MUDANÇAS DE NÍVEL DE BASE EM ZONA DE CONFLUÊNCIA DOS RIOS IVAÍ E PARANÁ: TAXAS DE DENUDAÇÃO POR ^{10}Be E MÉTRICAS DE FLUVIAL PELO MÉTODO CHI

No Noroeste do Paraná, a planície aluvial da bacia hidrográfica do rio Ivaí é uma das unidades fisiográficas, amplamente, analisada no aspecto sedimentológico e paleoambiental, principalmente em seu curso inferior, denominado de baixo curso do Ivaí - BIV (Figura 2). Esse trecho abrange área de, cerca de, 14.000 km² e apresenta baixo gradiente altimétrico (SOUZA et al., 2013).

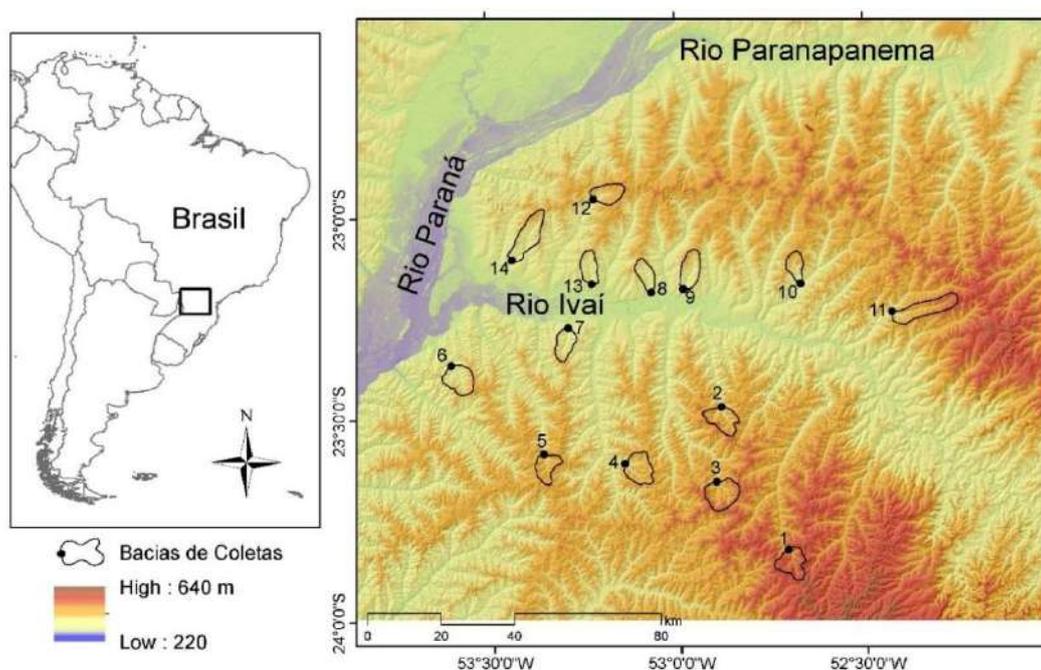


Figura 2. A) Localização das bacias hidrográficas onde foram coletadas amostras de sedimentos fluviais no baixo curso do Ivaí, para detecção do isótopo cosmogênico berílio 10, e mensuração de taxas de denudação do relevo no Quaternário. Fonte: Couto, 2015.

A planície aluvial do BIV é formada por um conjunto de depósitos com mais de 20m de espessura, formados, de modo dominante, por pelitos, subordinadamente de areia fina, com delgadas e descontínuas camadas de cascalho e areia grossa, depositadas, em discordância erosiva, sobre arenitos do Grupo Caiuá (SANTOS et al., 2008).

O desenvolvimento da planície aluvial do rio Ivaí, ao longo do Quaternário, é marcado por mudanças de ambiente úmido para seco e vice-versa (Quadro 1). O registro sedimentar desses ambientes pretéritos está resguardado na forma de feições fluviais

(paleocanais, terraços, planícies), que preservam microfósseis (diatomáceas, espícula de esponja, fitólitos), os quais permitem inferir a predominância de vegetação tipo campos, no Pleistoceno Superior (RASBOLD et al., 2010).

Destaca-se, contudo, que feições morfológicas no BIV (terraço, leque aluvial) não são consideradas formas desenvolvidas, exclusivamente por mudanças entre ambientes (úmido e seco) no Quaternário. Alguns autores atribuem a geração dessas formas também aos efeitos da tectônica recente (SANTOS et al., 2008; FRANCO et al., 2008; SOUZA JR, 2013; COUTO, 2018).

Franco et al. (2008), por dados batimétricos na confluência do rio Ivaí, propõem que ocorreu atuação da tectônica recente, causando seu entalhe no Holoceno, e que, de 3000-1500 anos AP, durante a fase de aridez, ocorreu incremento de carga de fundo do rio Paraná e barramento da confluência do rio Ivaí (configuração atual). Para Souza Junior (2012), no BIV, ocorre soerguimento de blocos de sul para norte, estando a margem esquerda do BIV submetida a processos mais intenso de basculamento.

Assim, mesmo nas zonas de confluência, localizadas em áreas cratônicas estáveis e quiescentes, demonstra-se que a morfogênese é complexa e dinâmica, uma vez que a atividade tectônica tem efeitos notáveis ao longo do tempo (DIXON et al., 2018). Alterações e ajustes morfológicos nas zonas de confluência podem causar alterações regionais do nível base, além de criar pontos com maior incisão no talvegue do rio ou modificar a dinâmica de esculturação do relevo (MOSLEY, 1976; BEST, 1988; MIALL e JONES, 2003; ULLAH et al., 2015).

Nessa perspectiva de mudanças do nível de base na zona de confluência do BIV, Couto et al. (2018) buscaram compreender os efeitos das incisões fluviais na drenagem e os reflexos denudacionais no Quaternário, nos afluentes das margens do BIV (Figura 2).

Para alcançar tal proposta, Couto et al., (2015; 2018) realizaram o reconhecimento e mapeamento de evidências morfológicas resultados da incisão fluvial (Figura 3 A), além de utilizarem a métrica fluvial Chi (PERRON e ROYDEN 2012), para indicar a direção da migração dos divisores das bacias Piquiri-Ivaí-Paranapanema. De modo complementar às análises morfométricas, foram mensuradas taxas de denudação Quaternária, a partir do isótopo cosmogênico Berílio 10 (^{10}Be), em sedimentos fluviais de pequenas bacias hidrográficas, nas margens direita e esquerda do BIV (Figura 2).

Os resultados demonstram que a rede hidrográfica do BIV apresenta morfologias típicas de rearranjo de drenagem, cujas características predominantes são: knickpoints; cotovelos de captura; baixos divisores; vales decapitados e vales secos (Figura 3A).

Em geral, feições características do rearranjo das drenagens, como cotovelos de captura e baixos divisores, estão localizadas, principalmente, na margem esquerda do BIV (Figura 3A). Já na margem direita, os baixos divisores e canais decapitados estão localizados ao lado do limite das bacias, associadas, principalmente, a eventos de erosão acelerada, provavelmente mais recente, formando feições erosivas (voçorocas).

Quadro 1 - Síntese de trabalhos sobre a evolução de paleoambientes na planície aluvial do rio Ivaí. Fonte: Fumiya, 2017.

Autor	Pesquisa desenvolvida	Síntese dos resultados
GUERREIRO (2011)	Evolução geomorfológica dos terraços da margem esquerda do alto rio Paraná Local: Terraço do rio Paraná (margem esquerda) próximo à cidade de Querência do Norte	Identificou 5 fases de evolução dos terraços do rio Paraná (margem esquerda): 1º: Construção de ampla planície fluvial entre 150.000 a 42.000 anos AP. 2º: Rebaixamento do nível de base e elaboração do terraço do rio Paraná (margem esquerda) entre 50.000 a 42.000 anos AP. 3º: Construção de ampla planície de inundação entre 42.000 a 8.000 ano AP. 4º: Queda do nível de base e incisão do canal, com a elaboração do terraço do Ivaí por volta de 8.000 anos AP e construção de leques aluviais. 5º: Construção da planície atual do rio Ivaí, a partir de 6.000 anos AP.
MORAIS (2010)	Evolução da planície de inundação e confluência do rio Ivaí e rio Paraná na região do Pontal do Tigre, Icaraíma-PR Local: Zona de confluência rio Ivaí-Paraná	Deslocamento do talvegue (abandono de paleocanais) e mudança do padrão de canal do rio Paraná, são fatores que possibilitaram a migração da confluência Paraná-Ivaí, pelo menos desde 23.400 anos AP. Isso implica que a posição original da confluência seria a 6 km da posição atual.
RASBOLD (2010)	Utilização de fitólitos em reconstrução paleoambiental do Holoceno Tardio no Noroeste do estado do Paraná Local: Querência do Norte	Foram analisados materiais de um leque aluvial no Córrego Juriti, com foco em microfósseis (fitólitos), e constatou-se, que no início da formação do leque, a cobertura vegetal era predominantemente de campos, modificando para florestas possivelmente no Holoceno Tardio.
GUERREIRO (2011)	Evolução geomorfológica dos terraços da margem esquerda do alto rio Paraná Local: Terraço do rio Paraná (margem esquerda), próximo à cidade de Querência do Norte	Atribuição da origem do leque aluvial do Córrego Juriti a melhoria climática no Holoceno (<i>optimum climaticum</i>), em 7.540 anos.
MARCOTTI (2012)	Considerações sobre o ambiente no Pleistoceno Tardio e Holoceno na região do baixo curso do rio Ivaí Local: Municípios de Icaraíma e Santa Mônica-PR	Pelas análises de fitólitos, espícula de esponja e geocronologia (C ¹⁴), detectou dois ambientes: o primeiro a transição de seco para úmido em 22.009 anos AP e o segundo ambiente mais úmido que o anterior em 850 anos AP.
SANTOS (2013)	Paleogeografia e paleoambientes do baixo curso do rio Ivaí-PR Local: baixo curso do Ivaí, próximo a cidade de Douradina	Mudanças ambientais no Quaternário Tardio. Migração do canal do Ivaí ao longo do Pleistoceno; canal ativo em 19.900 anos, indicando ambiente de alta energia, concordante com dados de Berbet (2012), Moraes (2010) e Guerreiro (2011). Em 13.250 anos, o ambiente fluvial alterou para planície de inundação (menor energia) com provável intercalação entre ambiente mais seco e úmido. No início do Holoceno, 10.195 anos AP (calibrado), houve condições ligeiramente mais secas que a atual, contudo sob domínio de floresta (provável refúgio). No Holoceno Médio, em 5.963 anos AP (calibrado) ocorreu aumento da cobertura arbórea e mudanças para condições mais úmidas (<i>optimum climaticum</i>) semelhantes à paisagem atual.

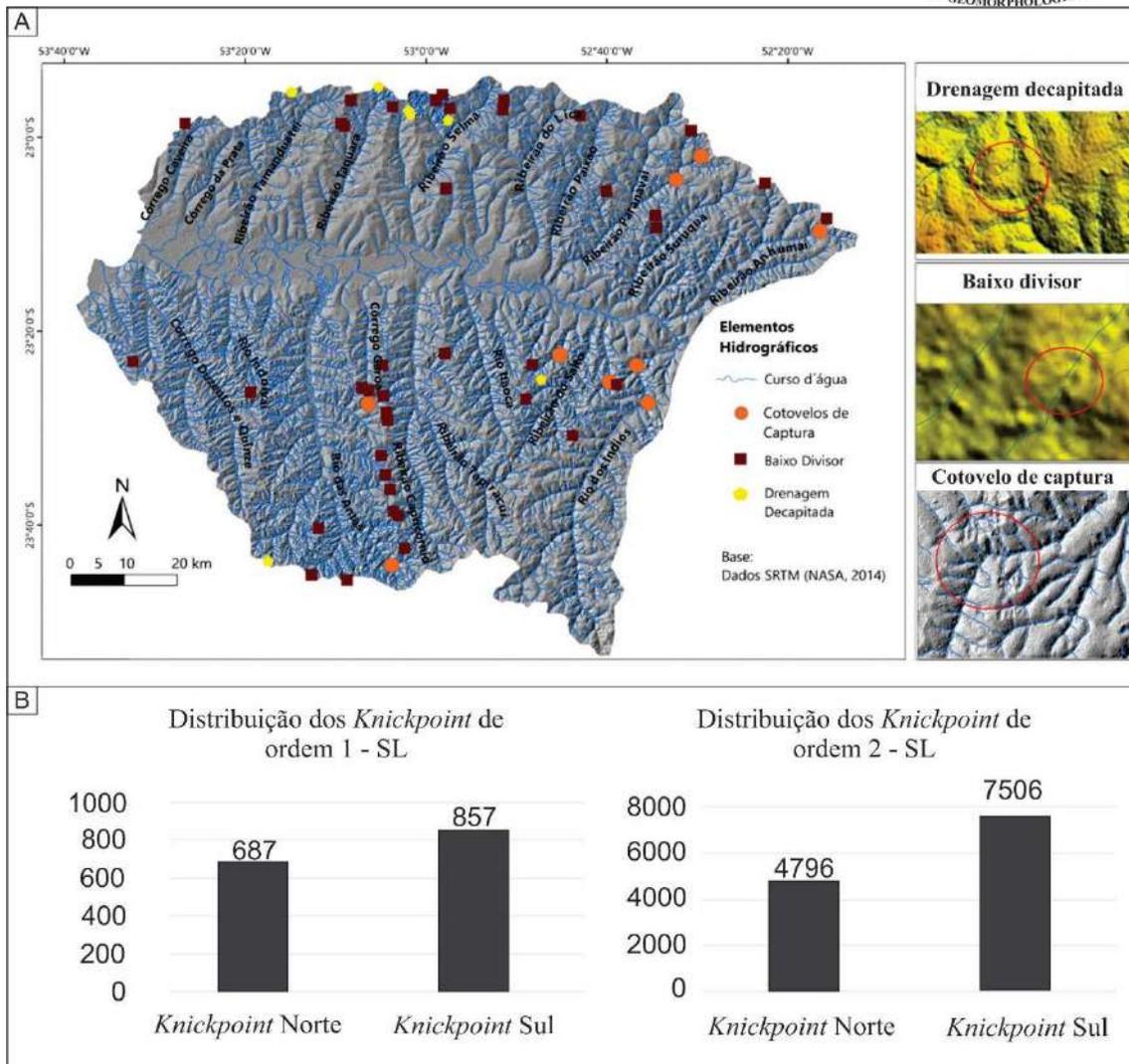


Figura 3. A) Elementos indicativos de possível rearranjo da drenagem no Baixo Ivaí. B) Distribuição de *knickpoints* de primeira e segunda ordem, nas margens direita e esquerda do Baixo Ivaí. Fonte: Couto, 2015.

Para complementar os indicativos de rearranjo de drenagem em escala regional (Figura 3 A), métricas fluviais pelo método Chi foram geradas a partir do SRTM arco 1 segundo (30 m), expressas em valores χ . Nesse índice, rios com valores χ maiores indicam suscetibilidade das bacias hidrográficas à perda de área, por exemplo, entre dois divisores hidrográficos opostos, em que canais com maiores valores χ tendem a ser capturados por aqueles com valores de χ menores (COUTO et al., 2018).

Ainda de acordo com Couto et al. (2018), na margem esquerda, os valores χ apontam maior poder erosivo dos divisores BIV em relação aos divisores de bacia do Piquiri, bem como da bacia hidrográfica de Ribeirão do Veado, que flui diretamente para o rio Paraná. Valores χ para a margem direita do BIV mostram que as cabeceiras se comportam como vítimas da bacia hidrográfica do rio Paranapanema, que avança em direção ao BIV, explicando o fato de que a margem direita do BIV é mais curta que a margem esquerda.

A reorganização da drenagem foi evidenciada, também, pelo reconhecimento de 541 *knickpoints* (Figura 3 B) em bacias de primeira ordem, estando tais anomalias associadas a alterações no perfil longitudinal dos canais de drenagem, devido a movimentações tectônicas. Isso mostra que as duas margens do BIV estão em desarranjo, contudo, na margem esquerda, o rejuvenescimento fluvial é mais intenso.

Como resposta a esse rejuvenescimento do sistema fluvial registra-se a presença de canais íngremes e elevações residuais em toda a área de estudo, mais, marcadamente, na margem esquerda do BIV.

Para confirmar as evidências morfológicas (captura de drenagem, baixos divisores) e os dados de valores χ (métrica fluvial Chi), Couto et al. (2018) realizaram a mensuração de taxas de denudação por concentrações do isótopo cosmogênico ^{10}Be , a partir de sedimentos fluviais. A coleta de sedimentos deu-se em 14 bacias, localizadas em ambas as margens do BIV (Figura 2).

As taxas de denudação por ^{10}Be na margem esquerda do BIV apresentaram valores de $7,98 \text{ m Myr}^{-1}$ a $16,25 \text{ m Myr}^{-1}$ (Figura 4 A), e resultaram em uma taxa de denudação média de $10,9 \text{ m Myr}^{-1} (\pm 2,7)$ ($n = 7$) para a margem esquerda. Quanto à margem direita do BIV, os valores variaram de $3,90 \text{ m Myr}^{-1}$ a $7,56 \text{ m Myr}^{-1}$ (Figura 4 A), resultando em uma taxa média de denudação de $6,4 \text{ m Myr}^{-1} (\pm 1,3)$ ($n = 7$).

Na margem esquerda, a distância entre as cabeceiras de drenagem e o talvegue do rio Ivaí é 30 km mais extensa que as da margem direita do BIV (Figura 4 B). Essa diferença implica maior denudação na margem esquerda, que é 4 m Myr^{-1} maior, em relação à margem direita, explicando-se, assim, a assimetria entre as margens do BIV, indicada por Souza Junior (2012).

Constata-se que existe forte correlação $\rho = 0,75$ e $p < 0,0017$ entre a distância do ponto amostral nos afluentes e o canal principal do rio Ivaí, que pode ser expressa com uma regressão linear $R^2 = 0,63$, e pela equação $y = 0,1314x + 5.4756$ (Figura 4 B). Isso demonstra que há, também, uma dependência da denudação regressiva com a distância dos divisores e o talvegue principal (rio Ivaí).

Essa dependência parece estar fortemente relacionada ao rebaixamento do nível de base regional, resultado do encaixe em falhas do rio Paraná, provavelmente no Quaternário (MAACK, 1968; STEVAUX, 1994; FRANCO et al., 2008; FORTES et al., 2005). A mudança do nível de base regional (rio Paraná) resultou na reorganização da rede de drenagem a montante do BIV, alterando os perfis longitudinais para ajustar o equilíbrio, com a incisão do talvegue e formando perfis convexos e retilíneos, típicos de paisagens transicionais ou resultados de atividade tectônica recente, onde os antigos *knickpoints* são reativados, e novos *knickpoints* aparecem a montante do canal (Figura 4 B).

A incisão tende a fazer com que as cabeceiras de drenagem rebaixem os divisores por intensa denudação e, conseqüentemente, ocorra a captura das bacias adjacentes observadas no BIV por meio dos valores χ (COUTO et al., 2018).

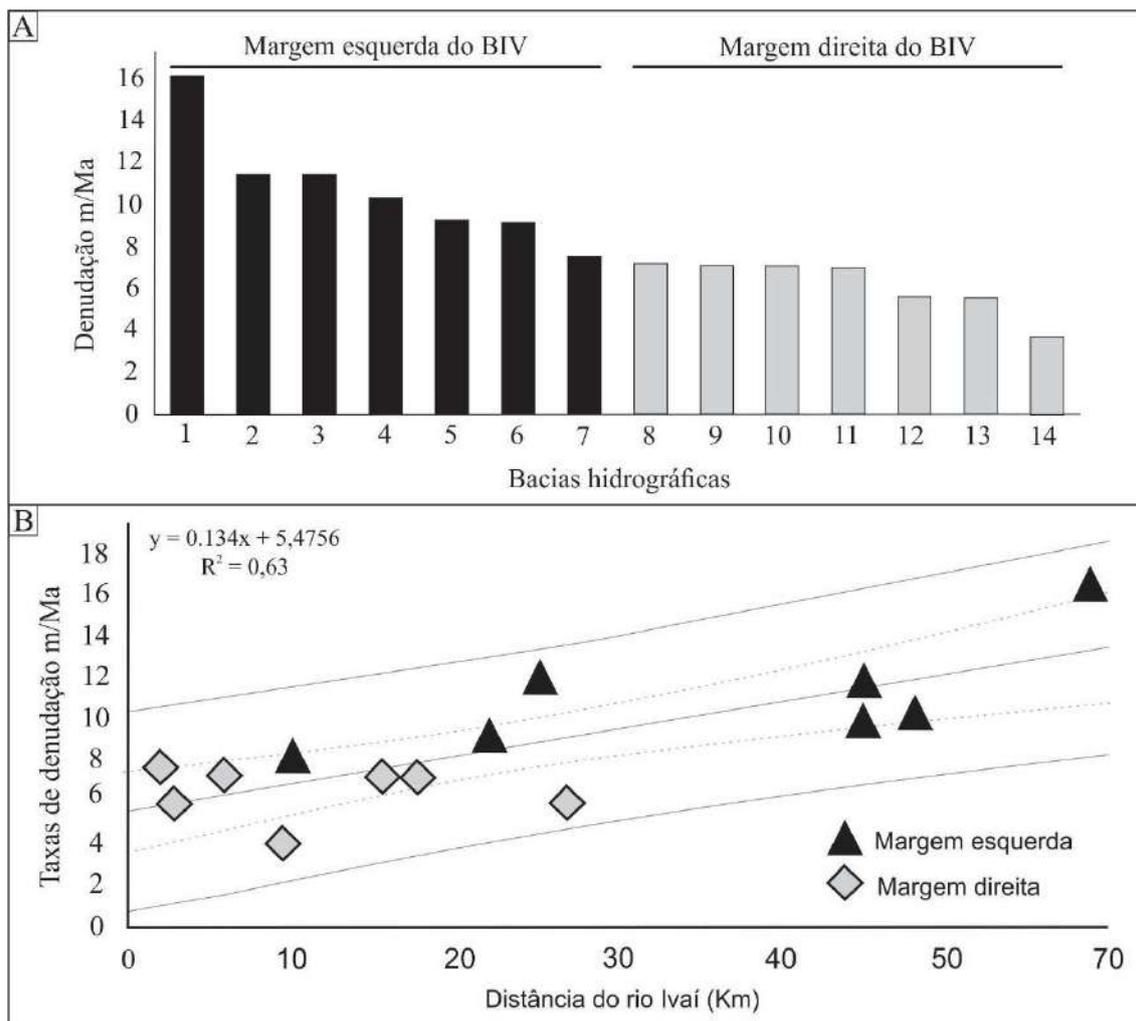


Figura 4. A) Taxas de denudação por isótopo cosmogênico ^{10}Be das quatorze bacias analisadas. B) Taxas de denudação em função de distâncias das bacias amostradas e do talvegue do rio Ivaí. Fonte: Couto et al., 2018. Adaptação: Fumiya, 2021.

A partir dos dados apresentados, é possível constatar que, em consequência das mudanças no nível de base na zona de confluência entre os rios Paraná-Ivaí, a rede de drenagem no BIV está em processo contínuo de rearranjo fluvial, conforme indicado por Souza Filho (1993), Stevaux (1993), Franco et al. (2008), Cremon (2009) e Morais et al. (2016). Essa mudança não alterou somente a morfologia dos canais adjacentes, mas também das cabeceiras dos afluentes do BIV.

Tal processo aumentou a incisão do canal, provocou a migração das áreas de cabeceira e, conseqüentemente, aumentou as taxas de denudação, como evidenciado pelo isótopo cosmogênico ^{10}Be . Além disso, os resultados indicam que a evolução da drenagem BIV ocorreu de forma diferente para as duas margens: as taxas de denudação da margem esquerda foram mais agressivas e os rios responderam a esse processo ampliando suas áreas de drenagem via captura fluvial. Por outro lado, as taxas de denudação da margem direita foram significativamente menores, e não foram registrados rearranjos da drenagem.

Portanto, como os rios ainda necessitam atingir o nível de base, a amplitude altimétrica tende a aumentar, e os vales aprofundarão à medida que a distância do nível de base aumentar, o que, por sua vez, resultará em uma dissecação mais rápida das bacias hidrográficas. Esses resultados demonstram que os afluentes do BIV acima da área de confluência Ivaí-Paraná ainda respondem aos ajustes do nível de base com o aumento das taxas erosivas e maior incisão dos leitos.

Assim, neste estudo, demonstra-se que mudanças do nível de base e reorganização fluvial são questões importantes, além de indicarem diferentes estágios da evolução da paisagem, seja de estado estável, de instabilidade ou mesmo de transição.

Além disso, por causa da incisão dos canais em busca de ajuste, verifica-se a ocorrência da migração de *knickpoints* antigos, e estabelecem-se novos *knickpoints*, até que o perfil fluvial atinja o equilíbrio. Sendo assim, a integração entre índices morfométricos e isótopos cosmogênicos permitiu analisar mudanças da zona de confluência dos rios Ivaí e Paraná (Sul do Brasil), no Quaternário.

4. GÊNESE DE FERRICRETES E INVERSÃO DE RELEVO NO NOROESTE DO PARANÁ

Na região Noroeste do Paraná, existem registros de depósitos correlativos, como indicado por Justus (1985), que verificou a presença de fragmentos de *duricrust* ferruginoso, mobilizados ao longo de encostas, e organizados, no presente, na forma de *stone line*. Ainda, segundo Justus (1985), os fragmentos de *duricrust* resultam de processos de aplainamento do relevo e sustentam feições morfológicas de pequenas elevações, como morrotes e colinas (até 30 m de altura), que se diferenciam na paisagem de relevo suave, característico da região.

Contudo, observa-se que a origem dos *duricrusts* ferruginosos (gênese), de ocorrência no Noroeste do Paraná, assim como a relação deles com processos denudacionais não foi claramente determinada. Nesse sentido, para demonstrar a existência de relações entre a esculturação de colinas e morrotes com *duricrust* e as instabilidades geradas pela incisão do nível de base do rio Paraná no Quaternário, será apresentado um conjunto de evidências e análises, como apresentado no tópico 3 (métricas fluviais e isótopos cosmogênicos ^{10}Be).

Além disso, para estabelecer uma apresentação sequencial dos fatos no estudo das feições residuais de relevo com a esculturação do modelado, foram estabelecidas três etapas de análise, consistindo em: identificação das áreas de ocorrência de morrotes e colinas com *duricrust*; procedimentos analíticos em laboratório; e associações entre *duricrust*-feição residual de relevo-dinâmica de transformação do modelado.

No primeiro momento, para compreensão das feições com *duricrust* e da dinâmica de transformação da paisagem, foi necessário identificar a localização de tais formas residuais do relevo, no Noroeste do Paraná, via índice morfométrico, no caso, o Índice de Concentração da Rugosidade (SAMPAIO e AUGUSTIN, 2014). Pela identificação prévia e posterior constatação *in loco*, foram realizadas as caracterizações e descrições

morfológicas em perfis de intemperismo com *duricrust* ferruginoso, visando identificar feições de relevo, que tornassem possível relacioná-los a sua origem, e transformações do modelado ao longo do tempo, principalmente no Quaternário.

A segunda etapa baseou-se na análise de quatro procedimentos analíticos laboratoriais: Micromorfologia, Fluorescência de Raio-X, Difração de Raio-X, e geocronologia por Luminescência Opticamente Estimulada. A Micromorfologia foi utilizada para se obter a descrição das feições pedológicas microscópicas nos perfis de intemperismo e, a partir dela, estabelecer a possível ordem cronológica dos eventos de alteração e precipitação desses minerais (principalmente os óxi-hidróxido de ferro), e sua relação com o desenvolvimento dos horizontes.

Já a análise por Fluorescência de Raio-X (FRX) possibilitou determinar a composição química e os teores dos elementos (%); enquanto a Difração de Raio-X permitiu a identificação mineral dos materiais analisados. Associados os dados de FRX e DRX, foi proposto um modo de acumulação de ferro, isto é, relativa ou absoluta.

Dados geocronológicos, advindos do método de Luminescência Opticamente Estimulada (LOE), permitiu o estabelecimento dos prováveis períodos de mobilização dos *duricrusts* ferruginosos (desmantelamento) em topo de colinas e morrotes.

Na terceira etapa, por fim, todos os dados apresentados e as evidências foram associados para a elaboração de um quadro de compreensão da gênese dos *duricrusts*/esculturações de feições residuais do relevo e a relação com dados de trabalhos regionais a respeito da morfotectônica quaternária e isótopos cosmogênicos de Berílio 10 (^{10}Be).

Todos esses dados expostos anteriormente, iniciando pela seleção das feições sustentadas por *duricrust*, descrição morfológica da organização dos horizontes e camadas, e a seleção de perfil para análise detalhada no estudo da gênese de *duricrust* ferruginoso e transformações do modelado, serão apresentados a seguir.

Visando identificar as feições residuais sustentadas por materiais mais resistentes à denudação (morros, morrotes e colinas), Fumiya et al. (2016) utilizaram o Índice de Concentração da Rugosidade, a fim de distinguir áreas que apresentam maior dissecação (feições residuais) em relação a colinas amplas do entorno. O uso desse índice permitiu a seleção prévia, em laboratório, de 14 formas residuais de relevo para o estudo (Figura 5).

A averiguação do tipo de material, responsável pela manutenção das feições geomorfológicas na paisagem, foi realizada *in loco*, onde se constatou a presença de três tipos de materiais: arenitos com cimento carbonático (Figura 5 – F01); arenitos com cimento silicático (Figura 5 – F03, F05-08); e *duricrust* com cimento ferruginoso (Figura 5 – F02, F04, F09-14).

Os tipos de cimento, em diferentes tipos de rochas e *duricrust* ferruginoso presentes nas feições de relevo, apresentam distintas origens, sendo: os cimentos silicáticos (Figura 6 –A2), de origem hidrotermal (FERNANDES et al., 1993, MARTIN, 2017); os cimentos carbonáticos (Figura 6 –B2), de origem de ambiente árido (FERNANDES et al., 1994); e os *duricrusts* ferruginosos (Figura 6 - C2), de origem pedogenética (JUSTUS, 1985).

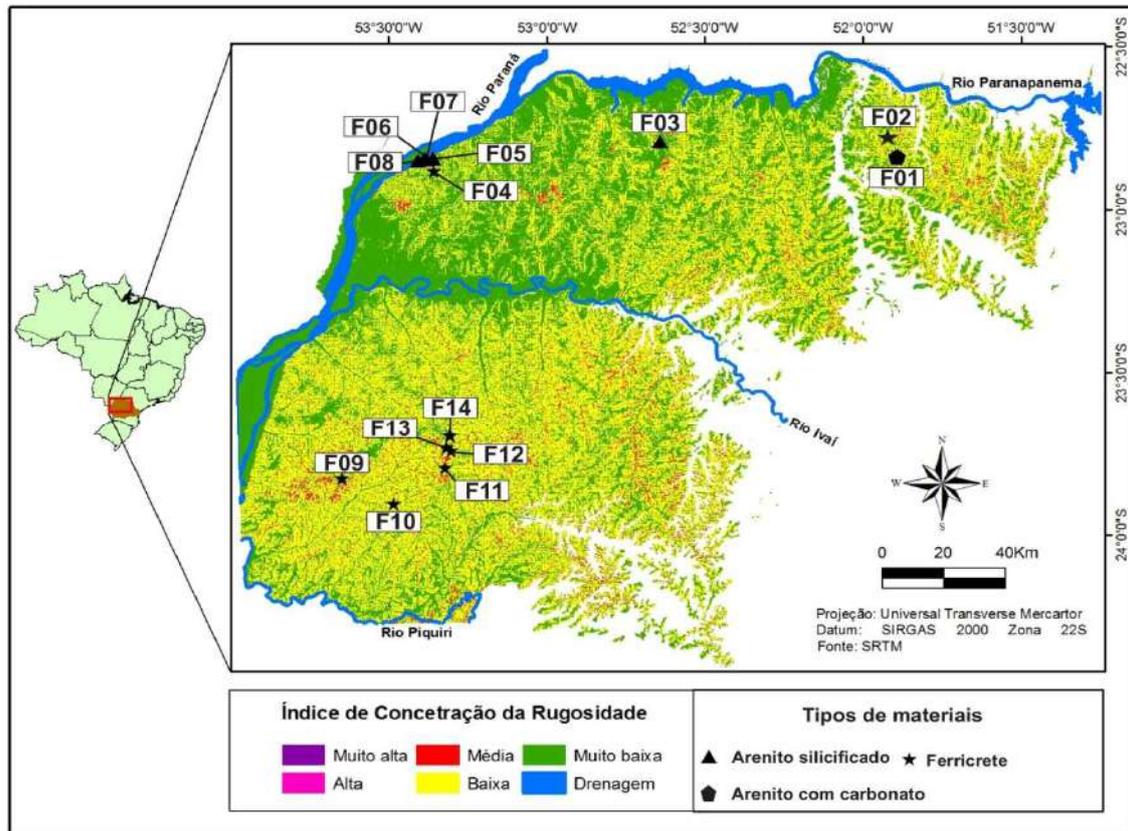


Figura 5. Enquadramento da área de estudo e valores de Índice de Concentração da Rugosidade, localização das feições morfológicas locais, na área de ocorrência do Grupo Caiuá no Noroeste do Paraná. Fonte: Fumiya, 2017.

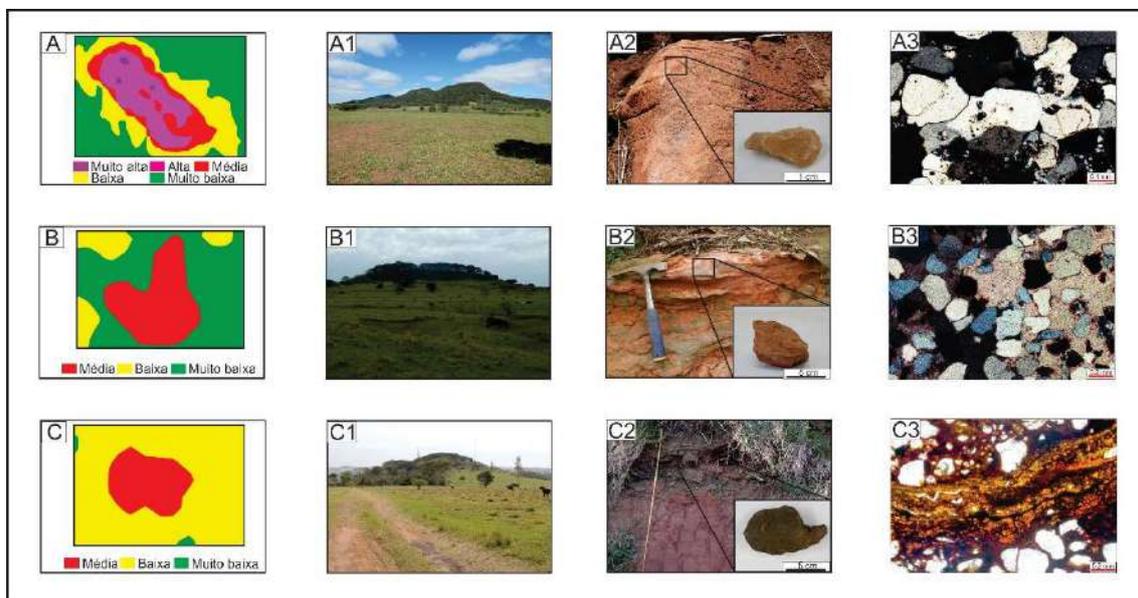


Figura 6. Índice de Concentração da Rugosidade (ICR) e feições de relevo. A) ICR de morrote. A1) Fotografia do morro. A2) Arenito silicificado. A3) Fotomicrografia de arenito silicificado de textura sintaxial (LP). B) ICR de morrote. B1) Fotografia de morrote. B2) Fotografia de arenito carbonático. B3) Fotomicrografia de arenito carbonático de textura poiquilotópica (LP). C) ICR de colina. C1) Fotografia de colina. C2) Fotografia de ferricrete. C3) Fotomicrografia de ferricrete, impregnação do fundo matricial por ferro e evidência de preenchimento de fissura por ferro/manganês (LP). Legenda: Luz polarizada (LP). Fonte: Fumiya et al., 2019.

Tais características foram confirmadas por análises micromorfológicas, em que se constatou que o cimento silicático envolve os grãos detríticos de quartzo em textura sintaxial (Figura 6 – A3); o cimento carbonático, em textura poiquilotópica (Figura 6 – B3); e o cimento ferruginoso, que impregna o fundo matricial (Figura 6 – C3).

Pelas constatações em campo, optou-se por analisar 11 feições de relevo sustentado ou que apresentassem abundância de *duricrust* ferruginoso, estando essas formas concentradas em duas regiões: próxima ao rio Paraná (Figura 5 – F04-08), e no divisor entre as bacias dos rios Ivaí e Piquiri (Figura 5 – F09-14). Com base nesse reconhecimento, realizou-se a descrição dos materiais presentes nessas feições, em cortes e perfis.

Sequencialmente, a partir da análise morfológica dos *duricrusts* ferruginosos, constatou-se que existem dois tipos de disposição: mobilizado (alóctone) e *in situ* (autóctone).

Duricrusts ferruginosos alóctone apresentam-se na forma de *stone line*, compostos por fragmentos de angulosos a subangulosos, e são os predominantes (Figura 7 A, B-B2), presentes em 10 feições de relevo (colinas e morrotes).

A única feição que apresenta *duricrust* ferruginoso autóctone é a denominada na F14 (Figura 7 A, C-C2), localizada na bacia do Ivaí. Nessa feição, o horizonte ferruginoso é contínuo e não aparenta mobilização ou indícios de descontinuidade erosiva, observando-se também um *horizonte* mosqueado, abaixo do *duricrust* ferruginoso, com transição gradual. A associação entre esses fatos pode indicar que o material dessa feição esteja em situação *in situ*, contrastando a ausência de organização (caótica) dos outros perfis analisados.

Pelas observações, *in loco*, dos *duricrusts* ferruginosos, presentes em morrotes e colinas, selecionou-se o perfil F14 (Figura 7 – F14), representativo do grupo autóctone, por ser este o único sem aparente mobilização do material e com melhores condições de preservação dentre os perfis analisados. Além disso, é um perfil sem sinais de dismantelamento, ou seja, é o remanescente que, provavelmente, melhor preservou os processos formadores originais de acumulação de ferro.

Pelas análises laboratoriais empregadas (micromorfologia, DRX, FRX), objetivou-se esclarecer algumas questões indagadas por observações, em campo, sobre os perfis, dentre as quais, ressaltam-se:

1. A quais fases de ferruginização os *duricrusts* foram submetidos até sua completa formação?
2. Qual foi o modo de acumulação do ferro (relativa ou absoluta)?
3. Como evoluíram os perfis desde a sua formação até a sua configuração atual em *stone line* (Figura 7 F04-F13)?

Na análise dos processos que originaram o *duricrust*, pela perspectiva da micromorfologia dos horizontes do perfil F14 (Figura 8 A), reconheceu-se uma diversidade de feições ferruginosas goethíticas: nódulos (Figura 8 A1-A2), cimento (Figura 8 A3), e revestimentos e preenchimentos (Figura 8 A5-A6).

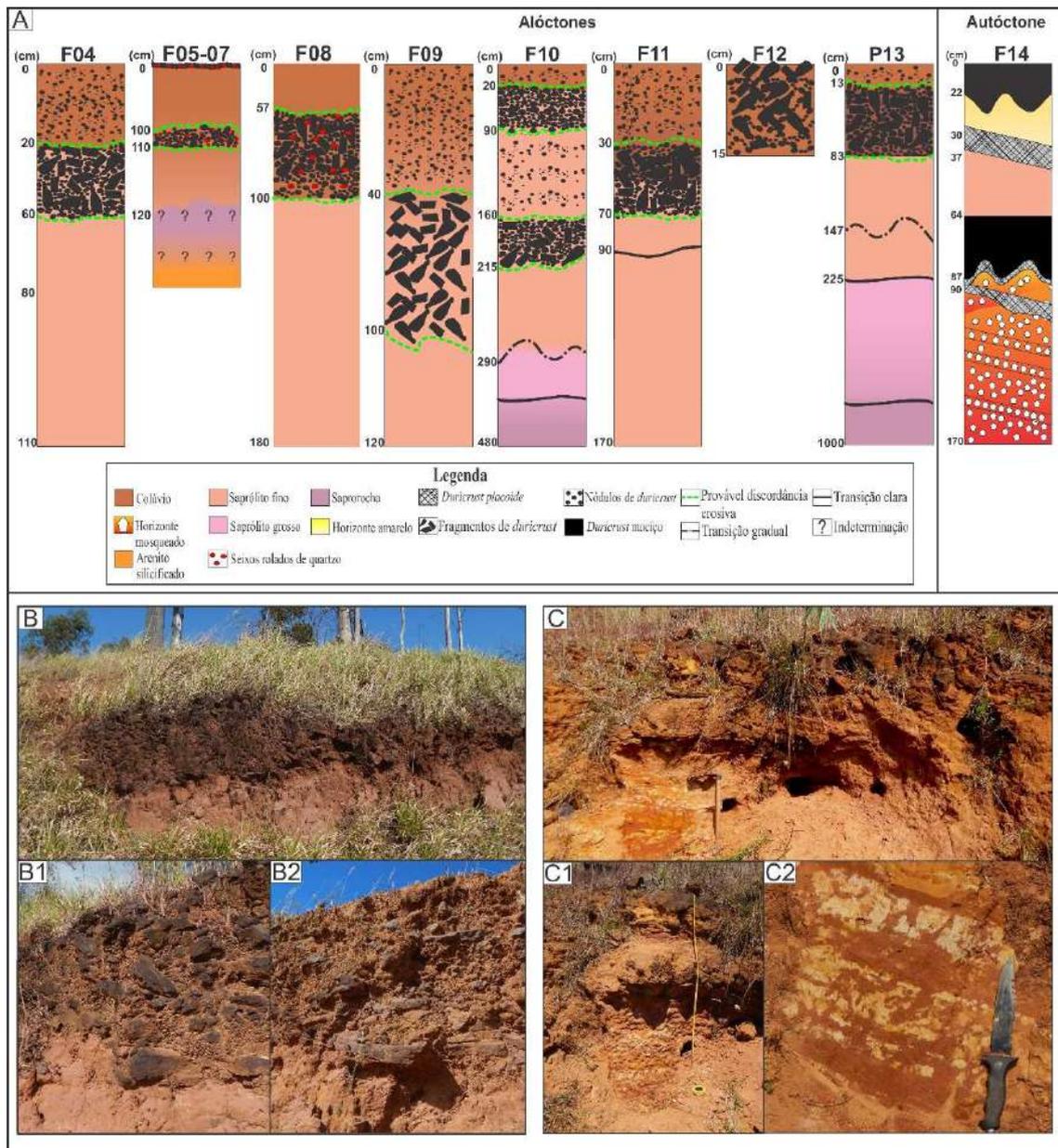


Figura 7. A) Ilustrações da organização dos *duricrusts* ferruginosos, analisados em diferentes feições de relevo. B-B2) Fotografia da *stone line*, composta por *duricrust* ferruginoso. C-C1) Fotografia de *duricrust* ferruginoso autóctone. C2) Detalhe do horizonte mosqueado. Fonte: Adaptado de Fumiya et al., 2019.

Pela identificação das feições ferruginosas nos horizontes, incluindo o *duricrust* ferruginoso, foram identificadas três fases de precipitação das goethitas, em ordem cronológica decrescente: nódulo de hematita → nódulo e cimento de goethita → revestimento de goethita. Essas diferentes morfologias das goethitas demonstram que a formação do *duricrust* não ficou atrelada à única fase ou período de cristalização do ferro, mas a diversos.

Ainda pela micromorfologia, não se constatou a presença de minerais primários alteráveis (piroxênio, biotita, entre outros), que poderiam fornecer o ferro ao desenvolvimento do *duricrust*.

No caso específico, o *duricrust* resultou da cimentação do fundo matricial (Figura 8 A2), por prováveis soluções, possivelmente, ricas em ferro; tendo os horizontes uma composição mineral, formada por: quartzo, caulinita e goethita (Figura 8 B e C).

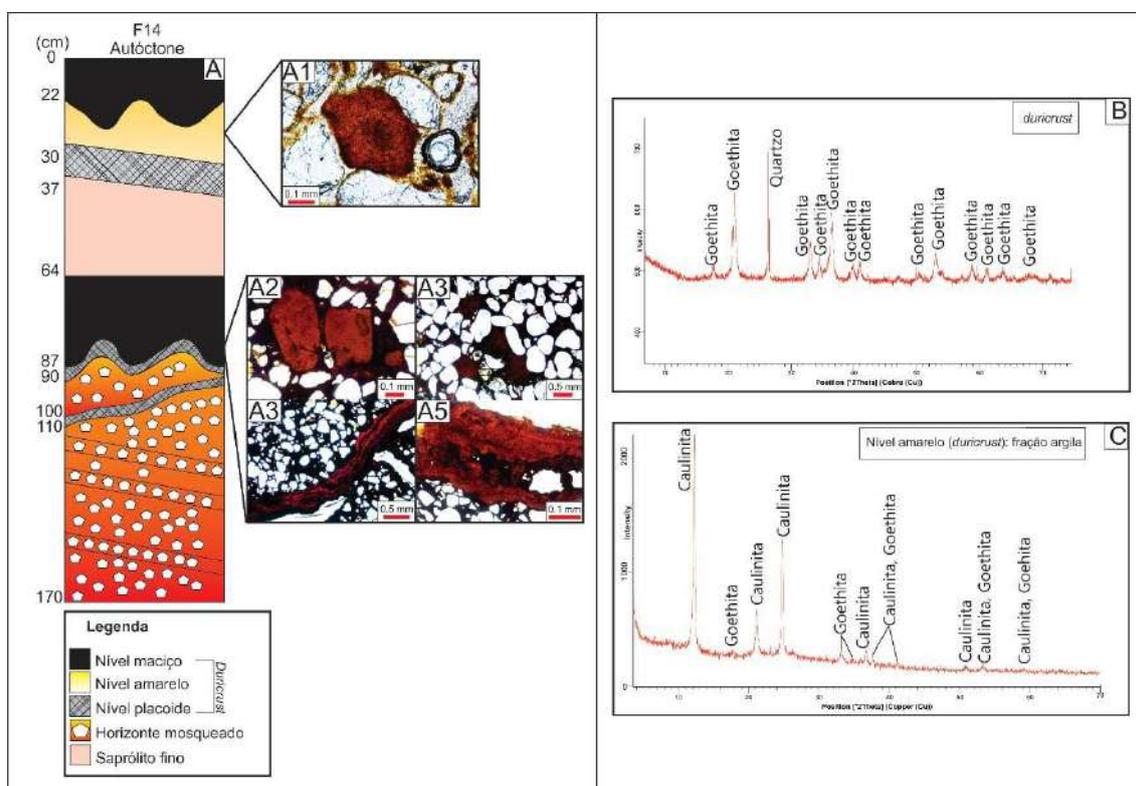


Figura 8. A) Ilustração do perfil 14 – autóctone. A1-A5) Fotomicrografias de horizontes e *duricrust*. A1-A2) Nódulo de goethita (LT). A3) Cimento de goethita (LT). A4-A5) Revestimentos de goethita em fissuras (LT). B) Difração de raio-X de revestimento, composta por goethita. Legenda: Luz transmitida (LT). Fonte: Fumiya, 2017.

Dados de química por FRX (Tabela 1) demonstraram aumento abrupto do elemento ferro no horizonte ferruginoso (*duricrust*), com concentração superior ao horizonte saprólítico (até 40 vezes). Esse aumento pode ser indicativo de que a fonte do ferro no *duricrust* seja por aporte lateral pretérito (paleotopografia). Assim sendo, o enriquecimento nos *duricrusts* não apresentam relações cogenéticas com o saprólito (enriquecimento relativo), caracterizando inconformidade “química” entre os horizontes, como já identificado em outras regiões do planeta (OLLIER et al., 1990; SCHWARZ, 1994; BOURMAN e OLLIER, 2002; DEQUINCEY et al., 2002).

Dessa forma, associando dados de micromorfologia, DRX e FRX, propôs-se o modo acumulação absoluta para a gênese dos perfis com *duricrust*, no qual se designa a classificação genética dos horizontes ferruginosos analisados como ferricretes, na concepção de Widdowson (2007).

Com relação ao estabelecimento da cronologia por LOE para episódios de mobilização dos materiais (desmantelamento), registrados em discordâncias erosivas nas feições F04, F10 e F13 (Figura 5, 7), as análises indicaram idades do Pleistoceno Superior

(16.309 ± 2.830 anos - 10.298 ± 2.384 anos), e demonstraram que a mobilização dos perfis com ferricretes é recente (Pleistoceno Superior).

Tabela 1. Resultados químicos por FRX dos horizontes do perfil P14.

			Composição química (óxidos %)													
		Prof. (cm)	Perda ao fogo (%)	SiO ₂	Fe ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	P ₂ O ₅	TiO ₂	SO ₃	K ₂ O	MnO	MgO	ZnO ₂	ZrO ₂	V ₂ O ₅	Na ₂ O
Horizonte duricrust	Maciço	0-20	4,40	52,9	39,3	2,1	1	<0,1	-	0,1	0,1	-	-	-	-	0,1
	Amarelo	23-30	2,15	84,4	7,3	5,6	0,3	0,2	<0,1	<0,1	-	-	<0,1	-	-	-
Horizonte duricrust		50-83	3,03	70,7	22,6	2,8	0,4	0,2	<0,1	-	<0,1	-	<0,1	<0,1	0,1	-
Horizonte mosqueado		101-145	1,6	87,8	3,9	5,9	0,1	0,5	<0,1	-	<0,1	<0,1	-	<0,1	<0,1	-
		157	1,65	84	5,7	7,8	0,2	0,4	<0,1	<0,1	-	<0,1	-	<0,1	<0,1	-

Fonte: Fumiya, 2017.

Dessa forma, pelo conjunto de dados no estudo da gênese dos ferricretes (micromorfologia, DRX, LOE, FRX), propôs-se um modelo que represente a sua evolução até a configuração atual (Figura 9).

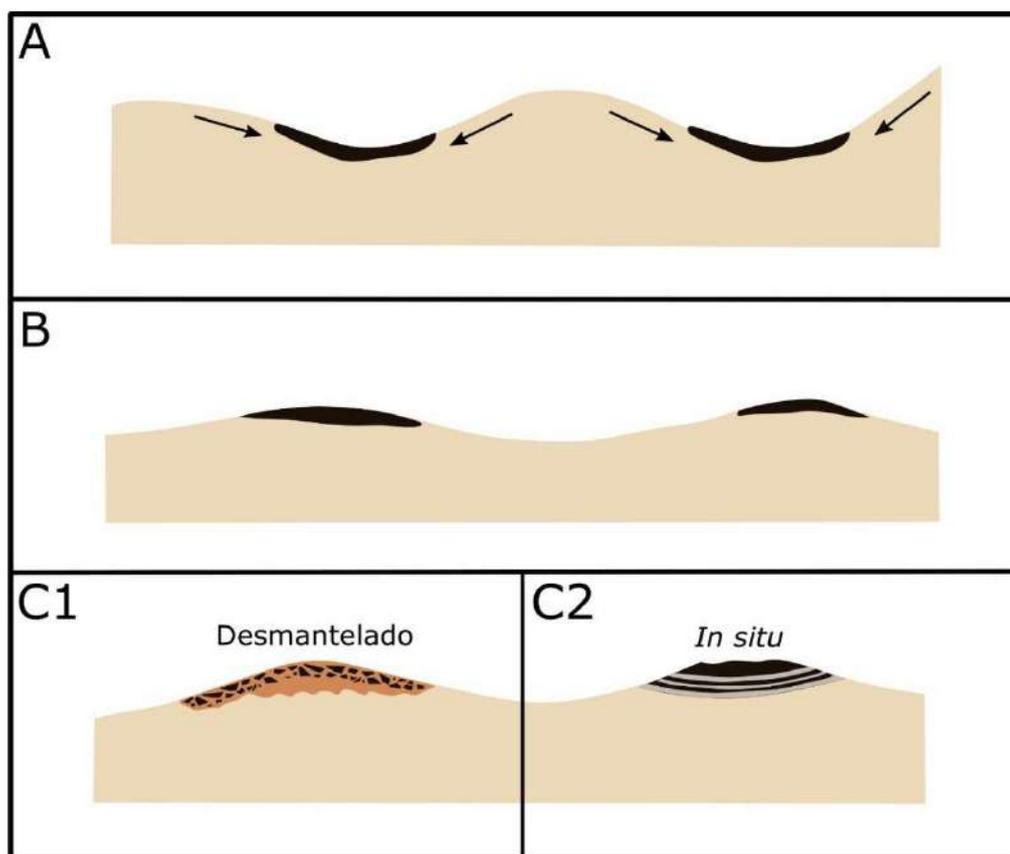


Figura 9 - Modelo hipotético de formação dos ferricretes, no Noroeste do Paraná. A) Solubilização, exportação lateral do ferro (Fe²⁺) em cabeceiras de drenagem. B) Inversão de relevo (escala local). C1) Desmantelamento do perfil com ferricrete, no mínimo, em 10.298 anos (LOE). C2). Remanescente, parcialmente, erodido de ferricrete autóctone, como observado na feição F14. Fonte: Fumiya, 2017. Ilustração: Renata Cunha.

De acordo com esse modelo hipotético, na primeira fase, teria ocorrido a solubilização e exportação lateral e vertical do ferro (Fe^{2+}) pelo lençol freático, como também a formação dos ferricretes nas partes mais baixas da paisagem, no caso específico, em cabeceiras de drenagem (Figura 9 A). Na segunda fase, ocorreria a denudação do material circundante (arenitos e solos) e a permanência dos perfis com ferricretes, que teria gerado um processo de inversão de relevo em escala local (Figura 9 B). Já, na terceira fase, teria ocorrido o dismantelamento da maior parte dos perfis com ferricretes (Figura 9 C1) e a rara preservação de perfis autóctones em topo de colinas e morrotes (Figura 9 C2).

5. RELAÇÃO ENTRE DADOS MORFOTECTÔNICOS- ^{10}Be E GÊNESE DE FERRICRETE-INVERSÃO DE RELEVO

No Noroeste do Paraná, diversos dados convergem para a transformação do modelado no Quaternário, a partir de processos denudacionais. O rebaixamento recente do relevo é associado a dois fatores principais: paleoambientes mais secos; e possível influência tectônica no Quaternário, na mudança do nível de base do Ivaí (SOUZA FILHO, 1993; STEVAUX, 1993, 1994, 2000; FRANCO et al., 2008; SALLUN et al., 2007, 2010; MORAIS et al., 2016; COUTO et al., 2018).

Dados de isótopos cosmogênicos de ^{10}Be (COUTO et al., 2018) indicam diferenças de taxas de denudação entre as margens do BIV (Figura 10 A). As taxas de denudação são associadas aos efeitos do aprofundamento do nível de base do rio Ivaí, no Quaternário, o qual, por sua vez, obedece ao nível do rio Paraná (regional), que se encaixou em falhas tectônicas (Sete Quedas), também ocorridas, provavelmente, no Quaternário (MAACK, 1968; SOUZA FILHO, 1993; STEVAUX, 1993).

A mudança do nível de base do rio Ivaí foi responsável pelo ajuste dos níveis de base na rede de drenagem do BIV, sendo que a margem esquerda, devido a soerguimento de bloco diferencial (SOUZA JR, 2012), foi mais afetada pela incisão. Como consequência, houve maior entalhamento da rede de drenagem para o alcance do novo nível de base (rio Ivaí), rebaixamento e migração dos divisores (principalmente à margem esquerda), intensificação dos processos erosivos e avanço de Argissolos em sistemas de transformação pedológica, principalmente na margem esquerda (NAKASHIMA, 2000; GASPARETTO, 1999).

Nesse contexto denudacional, o dismantelamento dos ferricretes, localizados na margem esquerda do BIV, indica possível relação com os distúrbios no sistema, em função da mudança do nível de base do rio Ivaí. Verifica-se isso, pois a mobilização dos perfis apresenta idades mínimas entre 16.309 ± 2.830 anos - 10.298 ± 2.384 anos (LOE), ou seja, ocorreu em períodos recentes, concordando com a proposta apresentada por Couto et al. (2018).

Observa-se, ainda, que, provavelmente, o dismantelamento dos ferricretes ocorreu em resposta ao entalhamento das cabeceiras de drenagem, no alcance do novo nível de

base (rio Ivaí), onde sub-bacias hidrográficas, próximas aos perfis analisados, apresentam taxas de denudação entre 9.06 a 10.05 m.Ma⁻¹ (Figura 10 B).

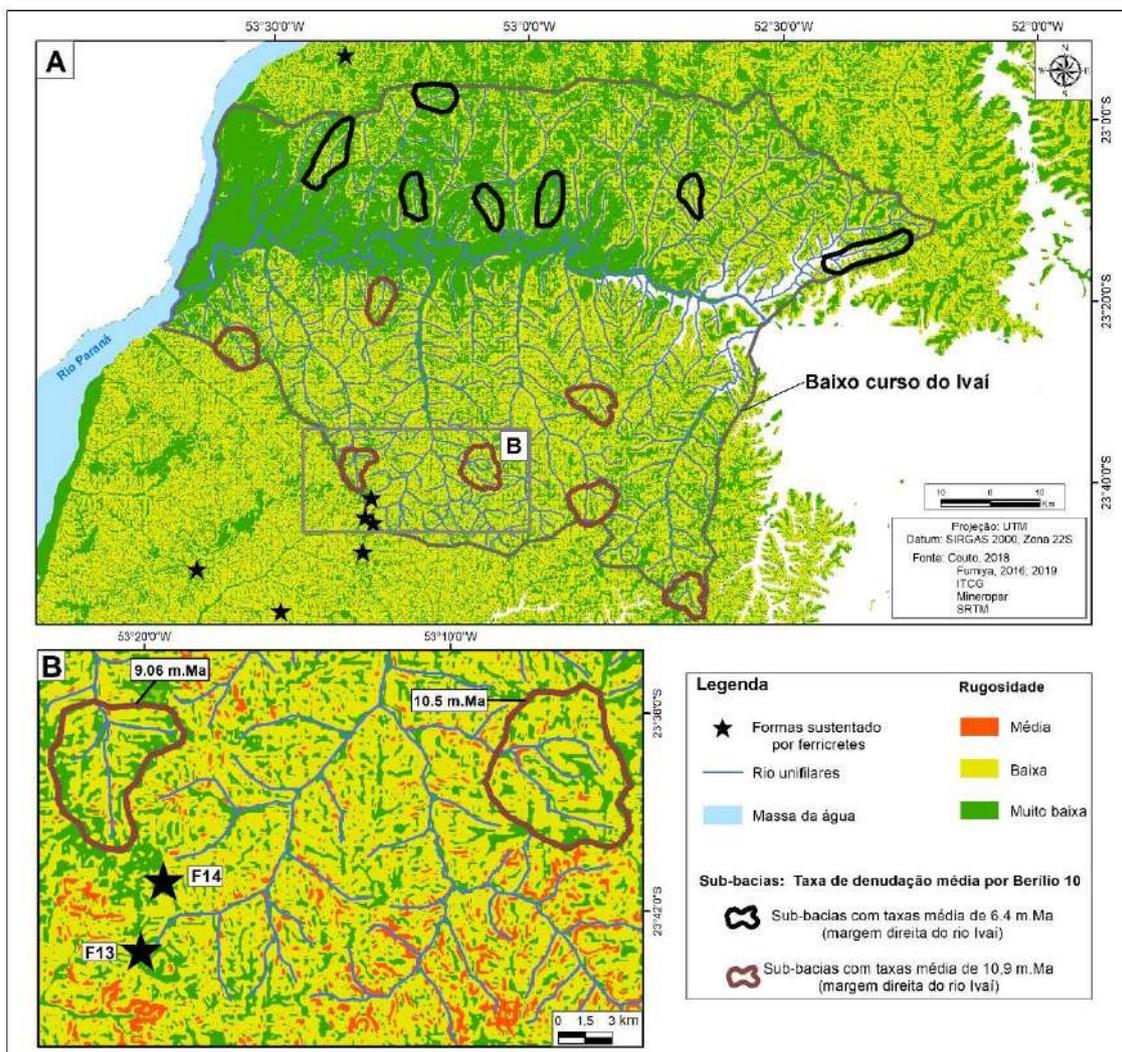


Figura 10. A) Sub-bacias do baixo Ivaí, onde foram quantificadas taxa de denudação pelo isótopo ¹⁰Be, rugosidade do relevo e identificadas feições de relevo mantidas por ferricretes. B) Feições de relevo, mantidas por ferricretes em divisores de água no baixo curso do rio Ivaí, e sub-bacia com taxas de denudação por ¹⁰Be. Fonte: Fumiya et al., 2021.

Pela abordagem paleoambiental, Sallun e Suguio (2010), usando o método de datação por Luminescência Óptica Estimada (LOE), estabeleceram a cronologia aproximada dos eventos de coluvionamento generalizado por rastejo, ao longo do Quaternário, no alto rio Paraná, incluindo o Noroeste do Paraná. Constataram, então, dois períodos principais: o primeiro entre 0,12 Ma a 0,13 Ma; e o segundo entre 0,013 Ma a 0,064 Ma. Esses períodos estão relacionados com fase de transição entre glacial e interglacial, nos estágios isotópicos 2-4 e 5-6; enquanto registros de coluvionamento entre 1 Ma a 0,13 Ma são raros, indicando prováveis fases de estabilidade e quiescência tectônica.

Informações sobre paleoambientes do BIV também corroboram os dados LOE de Sallun e Suguio (2010). Estudos paleoambientais em sedimentos na planície do rio Ivaí, constataram que, do Pleistoceno Médio (150.000 anos) ao Holoceno (8.000 anos), houve predominância de ambientes mais secos que o atual, com predomínio de vegetação tipo campos (JABUR, 1992; GUERREIRO, 2011; RASBOLD et al., 2010; MARCOTTI, 2012; SANTOS, 2013).

Dados de geocronologia de intemperismo por (U-Th-Sm)/He em goethitas sob superfícies interplanáltica I e II (Figura 1 A), também reforçam essa interpretação. Segundo esses dados, os ferricretes apresentam provável início da cristalização de goethitas em 3,67 milhões de anos (Ma), significando tempo mínimo da presença deles, na paisagem, desde o Plioceno (FUMIYA, 2021). O último registro de precipitação de goethitas foi há 0,13 Ma, período em que, provavelmente, ocorreu a interrupção de fluxo lateral de ferro, e se iniciaram o processo de inversão e relevo e a migração dos divisores da margem esquerda do baixo Ivaí (BIV), em resposta a mudanças do nível de base do rio Paraná.

Desse modo, pelas evidências observadas, supõe-se que os ferricretes são testemunhas de períodos de estabilidade geomorfológica (ferruginização), e de instabilidade, com perturbações recentes do sistema (desmantelamento e migração de divisores), podendo ser utilizados como um tipo de dado proxy, indicador de transformações do relevo no Noroeste do Paraná.

Esses resultados, considerados também em outros estudos (COUTO et al., 2018; SALLUN e SUGUIO, 2000), permitem que, no presente trabalho, seja proposto um modelo de transformação da paisagem no Noroeste do Paraná, com foco no BIV. O modelo contempla três fases de esculturação do relevo e se baseou na inter-relação entre os estudos da morfotectônica, transformações pedológicas, inversão dos ferricretes e geocronologia (LOE, (U-Th-Sm)/He e ^{10}Be), e será descrito a seguir:

Fase 1:

Considerada como desestabilização e denudação da paisagem e aplainamento no Plioceno. Essa denudação pode ter induzido a instalação de fluxos laterais de água e transportado ferro em solução (Fe^{2+}), para partes baixas da paisagem, no referido caso, as cabeceiras de drenagem, permitindo o desenvolvimento dos ferricretes.

Fase 2:

Nesta fase, ocorreu o aprofundamento do nível de base do rio Ivaí no Pleistoceno Superior (0,13 Ma), e, a partir desse momento, intensificou a denudação até o presente, principalmente na margem esquerda do BIV. O aumento na intensidade da denudação resultou na migração dos divisores da margem esquerda do BIV, expôs os ferricretes gerados em cabeceiras de drenagem (erosão diferencial), e gerou a inversão de relevo. Ocorreu, também, o início e a evolução dos Argissolos, por transformação pedológica lateral (NAKASHIMA, 2000; GASPARETTO, 1999).

Fase 3:

A última fase, representativa do cenário atual, exhibe as seguintes características para a margem esquerda do BIV: desmantelamento generalizado dos ferricretes e avanço remontante dos Argissolos em relação à fase anterior, alcançando até a média vertente (entre cotas de 400 a 300 m) e rara preservação de ferricretes autóctones. Para a margem direita, porém, embora com menor taxa de denudação, ainda não permitiu o amplo desenvolvimento de colinas e morrotes sustentados por ferricretes e Argissolos expressivos nas encostas.

6. CONSIDERAÇÃO FINAL: DEBATE ENTRE MORFOTECTÔNICA, INVERSÃO DE RELEVO, GEOCROLOGIA E O MODELO POLICÍCLICO DA PAISAGEM

Na história da geomorfologia brasileira, segundo Vitte (2008), a concepção da elaboração de superfícies aplainadas apresenta duas grandes matrizes epistemológicas:

- A primeira compreende desde o final do século XIX até a década de 1950, em que o paradigma dominante era o “Ciclo Geográfico da Erosão” elaborado por Davis (1899).
- A segunda consiste no advento da teoria da Pediplanação (KING, 1953), e sua adaptação às condições intertropicais do Brasil a partir do Modelo Policíclico do Relevo, e a posteriores proposições de métodos para análise do relevo (AB’SABER, 1969), e da teoria dos Refúgios Florestais (AB’SABER 1979; VANZOLINI, 1981, 1992), que auxiliam o modelo policíclico.

É nesse contexto do paradigma da Pediplanação que, no século XX, foi interpretada a esculturação do relevo no Noroeste do Paraná, via interpretação morfológica por imagens de radar (RADAM Brasil), análise *in loco* de materiais resultantes dos processos geomorfológicos e relacionados ao aplainamento. Como exemplo dos produtos desses processos geomorfológicos, têm-se os depósitos correlativos, os quais são relacionados a colúvios em encostas, zonas de transição entre unidades morfológicas e *stone lines*, compostas por ferricretes em divisores do Ivaí-Piquiri.

No entanto, como exposto antes, análises mais detalhadas dos materiais com foco na gênese dos ferricretes, apontam que a posição atual dessas concentrações ferruginosas é produto de inversão de relevo (0,016 Ma a 0,010 Ma). E essa inversão, por sua vez, é causada pelo encaixamento do talvegue do rio Paraná no Quaternário, que gera, como resposta nos tributários do BIV, o rejuvenescimento do sistema fluvial, a intensificação da denudação e a migração dos divisores.

Por conseguinte, não é possível, na relação direta, atribuir *stone line* composta por ferricrete como produto do aplainamento, visto ser ela produto de inversão de relevo e não de depósito correlativo de origem exclusiva ao aplainamento.

Têm-se, portanto, diversos dados que convergem para a transformação do modelado no Quaternário, a partir de processos denudacionais, resultados da mudança do nível de base.

Outro dado de importância à análise da cronologia de superfície de erosão refere-se ao estabelecimento das idades de cristalização das goethitas, contidas nos ferricrete (U-Th-Sm)/He), cujos minerais supérgenos indicam a presença desse horizonte há, no mínimo, 3.67 Ma na paisagem. Essa idade pode estar relacionada a períodos de denudação da paisagem bem como, provavelmente, ao aplainamento, o que tornou possível estabelecer zonas convergentes para o fluxo de ferro em solução (cabeceiras de drenagem ou *dales*), que permitiu sua concentração até 0,13 Ma.

Desse modo, é possível que a idade de superfícies aplainadas no Noroeste do Paraná remonte ao Plioceno ou até mais antigo, e seu reafeiçoamento a partir do Pleistoceno Superior (0,13 Ma) até o presente, tenha sido causado pela mudança do nível de base do rio Paraná, de origem provavelmente tectônica no Quaternário.

Demonstra-se, assim, a partir do presente estudo, que a associação entre modelos clássicos de evolução da paisagem, no referido caso o modelo policíclico, e a abordagem morfotectônica, gênese de ferricretes e geocronologia, permitem o refinamento de processos acerca da caracterização dos processos geomorfológicos pretéritos, responsáveis pela esculturação de formas de relevo, no Noroeste do Paraná.

Nesse sentido, a análise morfotectônica associada à geocronologia (isotópica e cosmogênica) permite uma abordagem numérica e cronológica adequada para análise de superfícies terrestres nas escalas locais e regionais. E, ainda, deve melhorar a capacidade de testar a confiabilidade dos clássicos modelos de evolução da paisagem, amplamente abandonados, mas não refutados (VASCONCELOS e CARMO, 2018).

Como exemplo dessa renovação nos debates perante os modelos de aplainamento no Brasil, a partir da morfotectônica e geocronologia (radioisotópica e cosmogênica), é possível citar as unidades geomorfológicas da Serra de Carajás (VASCONCELOS et al., 1994; MONTEIRO et al., 2018) e do Sudeste do Brasil – Quadrilátero Ferrífero (VASCONCELOS e CARMO, 2018), que se esculturam de acordo com o modelo de King (1953).

Já no Nordeste do Brasil, o princípio do relevo escalonado não é aplicável extensivamente, visto que processos tectônicos distensivos são os mais ocorrentes nessa região, no Cenozóico, não permitindo, por sua vez, a evolução de superfícies escalonadas (LIMA, 2008; PEULVAST e SALES, 2000).

A vista disso, o modelo policíclico e o método de análise do relevo (cronostratigrafia), na década de 1960, foram fundamentais para se construir um paradigma na geomorfologia brasileira, exercendo forte influência nas pesquisas geomorfológicas do Brasil, até o presente. Mesmo porque nada mais relevante foi construído em termos teóricos e metodológicos para se buscar análises mais precisas e profundas sobre a gênese do relevo brasileiro (VITTE, 2011).

Na fase atual de um dos ramos de estudo da geomorfologia brasileira (século XXI), ocorre a retomada da avaliação para a veracidade dos modelos de evolução da paisagem só foi possível devido ao desenvolvimento tecnológico dos últimos 70 anos e ao surgimento de novos procedimentos para detecção de isótopos radioativos e cosmogênicos (^{36}Cl , ^{26}Al , ^{10}Be , ^3He , ^{53}Mn , $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ e (U-Th)/He), aplicados a estudos geológico-geomorfológico. E que tem auxiliado na melhor compreensão e no preenchimento de lacunas a respeito dos processos espaço-temporal, responsáveis pela elaboração das formas de relevo terrestre (VASCONCELOS et al., 1992).

Outra questão nos debates geomorfológicos do século XXI é a análise dos efeitos tectônicos recentes, cada vez mais aceita na geologia e geomorfologia brasileiras. Com essa matriz interpretativa, não apenas passa-se a questionar a tectônica em áreas cratônicas, mas também a se redefinir impactos no relevo brasileiro, agora em nível de escala local e regional (VITTE, 2011). Sendo assim, torna-se possível responder aos questionamentos do modelo policíclico de Aziz-Bigarella, apresentados na década de 1990, como foi o caso apresentado no Noroeste do Paraná, em que foi possível propor um quadro cronológico para formas de relevo pretérito e efeitos tectônicos no Quaternário, que desencadearam processos de reorganização do sistema fluvial, inversão do relevo e transformações pedológicas com avanço remontante de Argissolos em encostas, principalmente na margem sul do BIV. Dessa forma, confere-se que continuam ocorrendo adaptações de todo o sistema (relevo, drenagem, solos) perante as novas condições de incisão do talvegue dos rios Paraná-Ivaí, no Noroeste do Paraná.

Referências Bibliográficas

- AB'SABER, A. N. A geomorfologia a serviço das pesquisas do quaternário. **Geomorfologia**, v. 18, p. 1-23, 1969.
- AB'SABER, A. N. Pavimentos detríticos atuais e subatuais das caatingas brasileiras. **Notícia Geomorfológica**. Campinas, v.2, p.48-49, 1959.
- AB'SABER, A. N. Posições das superfícies aplainadas no planalto brasileiro. **Notícia Geomorfológica**. Campinas, v.3, p.52-54, 1960.
- AB'SABER, A. N. Um conceito de Geomorfologia a serviço das pesquisas sobre o Quaternário. **Geomorfologia**, São Paulo, v.18, p.1-23, 1969.
- AB'SABER, A. N.; BIGARELLA, J. J. Superfícies aplainadas do primeiro planalto do Paraná. **Boletim Paranaense de Geociências**, nº4/5, p.116-125, 1961.
- AB'SABER, A. N.; BROWN Jr, K. S. Ice-age Forest refuges and evolutions in the neotropics: correlation of paleoclimatological, geomorphological and pedological data with modern biological endemism. **Paleoclimas**, nº5, 1979.
- AB'SABER, A.N. Revisão dos conhecimentos sobre horizonte subsuperficial de cascalhos inhumados no Brasil oriental. **Boletim da Universidade do Paraná**, Geografia física, nº2, 32p., 1961.
- ALMEIDA, F. F. M.; MELO, M. S. A Bacia do Paraná e o vulcanismo Mesozóico. In: Mapa Geológico do Estado de São Paulo, **Instituto de Pesquisas Tecnológicas do Estado de São Paulo S/A**, escala 1:500.000, v.1, 46-81p, 1981.

- ALMEIDA, F.M.F. Fundamentos geológicos do relevo paulista. **Boletim do Instituto Geográfico e Geológico**, v.41, 169-263p., 1964.
- BEAUVAIS, A.; RUFFET, G.; HÉNROCQUE, O.; COLIN, F. Chemical and physical erosion rhythms of the West African Cenozoic morphogenesis: The ^{39}Ar - ^{40}Ar dating of supergene K-Mn oxides. **Journal of Geophysical Research: Earth Surface**, v. 113, 2008.
- BEST, J. L. Sediment transport and bed morphology at river channel confluences. **Sedimentology**, v.35, p.481-498, 1988.
- BIGARELLA, J. J. Variações climáticas no Quaternário e suas implicações no revestimento florístico do Paraná. **Boletim Paranaense de Geografia**, nº10, 211-231, 1964.
- BIGARELLA, J. J.. Estrutura e origem das paisagens tropicais e subtropicais. Florianópolis: editora UFSC, v.3, 2003.
- BIGARELLA, J. J.; MOUSINHO, M.R.; SILVA, J.X. Pediplanos, pedimentos e seus depósitos correlativos no Brasil. **Boletim Paranaense de Geografia**. Curitiba: UFPR, nº16 e 17, 1965b.
- BIGARELLA, J.J.; MARQUES, P.L.; AB'SABER, A. N. Ocorrência de pedimentos remanescentes nas fraldas da Serra do Iqueririm (GARUVA, SC). **Boletim Paranaense de Geografia**, Curitiba, nº4/5, p.82-93, 1961.
- BONNET, N. J.; BEAUVAIS, A.; ARNAUD, N.; CHARDON, D.; JAYANANDA, M. First $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating of intense Late Paleogene lateritic weathering in Peninsular India. **Earth and Planetary Science Letters**, v.386, 126-137p, 2014.
- BOURMAN, R. P., OLLIER, C. D. A critique of the Shellmann definition and classification of laterite. **Catena**. 47, 117-13, 2002.
- BÜDEL, J. Die doppelten Einebnungsflächen in den feuchten Tropen. **Zeitschrift für Geomorphologie**, Stuttgart, nº1, p.201-288, 1957.
- COLIN, F.; MOULE, F. FÉRAUD, G.; FLICOTEAUX, R. Ages and lateritic weathering rate in northern Brazil deduced from cryptomelane $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology. **Geochimica et Cosmochimica Acta**, v.68, p.439-439, 2004.
- COUTO, E. V. **Evolução denudacional de longo prazo e a relação solo-relevo no Noroeste do Paraná**. Tese (Doutorado) - UFPR, Curitiba, 113p, 2015.
- COUTO, E. V.; SANTOS, L. J. C.; SORDI, M. V.; BOULÈS, D.; BRAUCHER, R.; SALGADO, A. A. R.; LÉANNI, L. Changes of the base levels in the Ivaí and Paraná Rivers confluence zone (Southern Brazil): Denudational reflexes in the evolution of the upstream drainage network. **Zeitschrift für Geomorphologie**, vol. 62/1, p.23-40, 2018.
- CREMON, E. H. **Leques aluviais na calha do rio Paraná: morfometria e relações geomorfológicas**. Monografia do curso de Geografia. UEM, Maringá-PR, 2009.
- DAMUTH, J. E.; FAIRBRIDGE, R. W. Equatorial atlantic deep-sea arkosic sands and ice-age aridity in tropical South America. **Geology Society of America Bulletin**, nº81, 1970.
- DAVIS W. M. The geographical cycle. **Geography Journal**. nº14(5): 481-504, 1899.
- DEQUINCEY, O., CHABAUX, F., CLAUER, N., SIGMARSSON, O., LIEWIG, N., LEPRUN, J. C. Chemical mobilizations in laterites: evidence from trace elements and

^{238}U - ^{234}U - ^{230}Th disequilibria. **Geochimica et Cosmochimica Acta**. 66, 1197-1210, 2002.

DICTIONARY OF SCIENCES. ALLABY, M. (ed.), 3rd ed, Oxford: Oxford University Press, p.661, 2008.

DIXON, S. J.; SAMBROOK SMITH, G. H.; BEST, J. L.; NICHOLAS, A.P.; BULL, J. M., VARDY, M. E.; SARKER, M. H.; GOODBRED, S. The platform mobility of river channel confluence: insights from analysis of remotely sensed imagery. **Earth Science Review**, v.176, p.1-18, 2018.

ERHART, H. A teoria bio-resistásica e os problemas biogeográficos e paleobiológicos. **Notícia Geomorfológica**, Ano VI, nº 11, p. 51-58, 1966.

FERNANDES, L. A. **A cobertura cretácea suprabasáltica no Paraná e Pontal do Paranapanema (SP): os Grupos Bauru e Caiuá**. Dissertação (Mestrado), Instituto de Geociência, Universidade de São Paulo, 1992.

FERNANDES, L. A.; COIMBRA, A. M. O Grupo Caiuá (Ks): revisão estratigráfica e contexto deposicional. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 24, nº3, p.164-176, 1994.

FERNANDES, L. A.; COIMBRA, A. M.; BRANDT NETO, M. Silicificação hidrotermal neocretácea na porção meridional da Bacia Bauru. **Revista do Instituto Geológico**, v.14(2), p.19-26, 1993.

FERNANDES, L. A.; COUTO, E. V.; SANTOS, L. J. C. Três Morrinhos, Terra Rica, PR, Arenitos silicificados de dunas do Deserto Caiuá testemunho nível de superfície de aplainamento K-T. In: WINGE, M. et al. (edit/org.). Sítios geológicos e paleontológicos do Brasil. vol.III. Brasília. **Serviço Geológico do Brasil – CPRM**, v.3, p.69-87, 2012.

FORTES, E.; VOLKMER, S.; STEVAUX, J. C. Neotectonics and channel evolution of the lower Ivinhema river: a right-bank tributary of upper Paraná river, Brazil. **Geomorphology**, v.70, p.325-338, 2005.

FRANCO, A. L. M.; ETCHEBEHERE, M. L. C.; STEVAUX, J. C. Hipótese sobre os condicionantes e neotectônico do barramento natural da foz do rio Ivaí (PR/MS) com base em levantamento ecobatimétrico. **Revista de Geociências**, v.7, p.78-86, 2008.

FUMIYA, M. H. **Gênese dos ferricretes e sua relação com transformações da paisagem no Noroeste do Paraná**. Tese (doutorado), Universidade Federal do Paraná, Curitiba, 164p., 2017.

FUMIYA, M. H., SANTOS, L. J. C., RIFFEL, S. B. Morphostratigraphy of ferruginous duricrusts in the Northwest of Paraná. **Revista Brasileira de Geomorfologia**. 20, 707-717, 2019.

FUMIYA, M. H.; SANTOS, L. C. J.; RIFFEL, S. B. **Genesis of the ferricretes and relief inversion during the Quaternary in North-west Paraná**. *Catena*, submitted, 2021.

FUMIYA, M. H.; SANTOS, L. J. C. Datação por (U-Th-Sm)/He em ferricretes no Noroeste do Paraná. In: **XII Simpósio Nacional de Geomorfologia**, submetido, 2021 (Submetido).

FUMIYA, M. H.; SANTOS, L. J. C.; MANGUEIRA, C. G.; COUTO, E. V. C. Emprego do Índice de Concentração da rugosidade para a identificação de feições morfológicas associadas às crostas ferruginosas no Noroeste do Paraná. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, vol.17, n.3, p.465-480, 2016.

- GASPARETTO, N. V. L. **As formações superficiais do Noroeste do Paraná e sua relação com o Arenito Caiuá.** Tese (Doutorado), Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 172p., 1999.
- GUERREIRO, R. L. **Evolução geomorfológica e paleoambiental dos terraços do alto rio Paraná na área de confluência com o rio Ivaí.** Dissertação (Mestrado), Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Júlio de Mesquita Filho, Rio Claro, 70p., 2011.
- HÉNOCQUE, O.; RUFFET, G.; COLIN, F.; FÉRAUD, G. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating of West African lateritic cryptomelanes. **Geochimica et Cosmochimica Acta**, v.62, p.2739-2756, 1998.
- JABUR, I. C. **Análise paleoambiental do Quaternário superior na bacia do alto Paraná.** Tese (doutorado), Instituto de Geociência e Ciências Exatas, Universidade Estadual Júlio de Mesquita Filho, Rio Claro, 1992.
- JUSTUS, J. O. **Subsídios para interpretação morfogenética através da utilização de imagens de radar.** Dissertação (Mestrado), Departamento de Geociências, Universidade Federal da Bahia, Salvador, 1985.
- KING, L. C. A geomorfologia do Brasil Oriental. **Revista Brasileira de Geociências**, v.18, nº2, p.147-265, 1956.
- KING, L. C. Canons of Landscape Evolution. **Bulletin of the Geology Society of America**, v.64(7), 721-732p, 1953.
- LUZ, L. D. **Aspectos paleoambientais do quaternário superior na região de Campo Mourão, Paraná.** Dissertação (Mestrado), Departamento de Geografia, Universidade Estadual de Maringá, 2014.
- MAACK, R. **Geografia física do Paraná.** CODEPAR, UFPR, 350p., 1968.
- MARCOTTI, T. C. B. **Paleogeografia do Pleistoceno Tardio e Holoceno na região do baixo curso do rio Ivaí - Icaraíma e Santa Mônica/PR.** Dissertação (Mestrado), Programa de Pós-graduação Mestrado em Geografia da UEM, 62p., 2012.
- MARTIN, C. M. **Gênese da silicificação de arenitos neocretáceos da Bacia Bauru por análise de inclusões fluidas em cimentos.** Trabalho de conclusão de curso (TCC), Setor Ciências da Terra – Geologia, Universidade Federal do Paraná, 2017.
- MIALL, A.D.; JONES, B.G. Fluvial architecture of Hawkesbury sandstone (Triassic) near Sydeney, Australia. **Journal of Sedimentary Research**, v.73, p.531-545, 2003.
- MONTEIRO, H. S.; VASCONCELOS, P. M. P.; FARLEY, K. A. A combined (U-Th)/He and cosmogenic ^3He record of landscape armoring by biogeochemical iron cycling. **Journal of Geophysical Research: Earth Surface**, vol.123, p.298-323, 2018.
- MORAIS, E. S. de; SANTOS, M. L. dos; CREMON, E.; STEVAUX, J. C. Floodplain evolution in a confluence zone: Paraná and Ivaí rivers, Brazil. **Geomorphology**, v.257, p.1-9, 2016.
- MORAIS, E. S. **Evolução da planície de inundação e confluência do rio Ivaí e rio Paraná na região do Pontal do Tigre, Icaraíma-PR: Uma abordagem Geomorfológica.** Dissertação (Mestrado), Programa de Pós-graduação Mestrado em Geografia da UEM, 65p., 2010.
- MOSLEY, M. P. A experimental study of channel confluences. **The Journal of Geology**, v.84, p.535-562, 1976.

- NAKASHIMA, P. **Sistema pedológico da região Noroeste do estado do Paraná: Distribuição e subsídio para o controle da erosão.** Tese (Doutorado), Departamento de Geografia, Universidade de São Paulo, São Paulo, 162p., 2000.
- OLLIER, C. D.; GALLOWAY, R. W. The laterite profile, ferricrete and unconformity. **Catena**. 17, 97-109, 1990.
- PENCK, W. **Die Morphogische Analyse I Engelhorn's Nachaf (1924). Translated: Mophological analisys of landforms: a contribution to physical geology.** London, 429p, 1953.
- PERRON, J. T.; ROYDEN, L. An integral approach to bedrock river profile analysis. **Earth Surface Process and Landform**, v.38, p.570-576, 2012.
- PESSENDA, L. C. R.; VALENCIA, E. P. E.; CAMARGO, P. B.; TELLES, E. C. C.; MARTINELLI, L. A.; CERRI, C. C.; ARAVENA, R.; ROZABSKI, K. Natural radiocarbon measurements in Brazilian soil developed on basic rock. **Radiocarbon**. Ney Haven, vol.38. nº2, 203-208p, 1996b.
- PEULVAST, J. P.; CLAUDINO SALES, V. **Dispositivos morfo-estruturais e evolução morfotectônica da margem passiva transformante do Nordeste brasileiro.** III Simpósio Nacional de Geomorfologia, Campinas, 2000.
- RASBOLD, G. G.; GUERREIRO, R. L.; PAROLIN, M.; STEVAUX, J. C. Utilização de fitólito em reconstrução paleoambiental do Holoceno Tardio no Noroeste do estado do Paraná. In: **XII Reunião regional de paleontologia dos estados do Paraná e Santa Catarina – Paleo PR/SC**, 2010.
- SALLUN, A. E. M.; SUGUIO, K. Quaternary colluvial episodes (Upper Paraná River Hydrographic Basin, Brazil). **Anais da Academia Brasileira de Ciências** (impresso), v.82, p.701-715, 2010.
- SALLUN, A. E. M.; SUGUIO, K.; STEVAUX, J.C. Proposição formal do alogrupo alto rio Paraná (SP, PR e MS). São Paulo: **Geologia USP – Série Científica**, v.7, p.49-70, 2007.
- SAMPAIO, T. V. M.; AUSGUSTIN, C. H. R. R. Índice de Concentração da Rugosidade: uma nova proposta metodológica para o mapeamento e quantificação da dissecação do relevo como subsídio à cartografia geomorfológica. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v.15(1), p. 47-60, 2014.
- SANTOS, J. C. A. **Paleogeografia e paleoambientes do baixo curso do rio Ivaí-PR.** Dissertação (Mestrado), Programa de Pós-graduação Mestrado em Geografia da UEM, 84p., 2013.
- SANTOS, M. L.; STEVAUX, J. C.; GASPARETTO, N. V. L.; SOUZA FILHO, E. E. Geologia e geomorfologia da planície aluvial do rio Ivaí-PR. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v.1, p.23-34, 2008.
- SCHWARZ, T. Ferricrete and relief inversion: an example from Central Sudan. **Catena**. 21, 257-268, 1994.
- SOUZA FILHO, E. E. **Aspecto da geologia e estratigrafia dos depósitos sedimentares do rio Paraná entre Porto Primavera (MS) e Guaira (PR).** Tese (Doutorado), Instituto de Geociências, USP, São Paulo: 224p., 1993.

- SOUZA JUNIOR, M. D. **Efeitos tectônicos na formação da paisagem da bacia hidrográfica do rio Ivaí, curso inferior**. Dissertação (Mestrado), Programa de Pós-graduação Mestrado em Geografia da UEM, 100p., 2012.
- SOUZA JUNIOR, M. D., SANTOS M. L., SALAMUNI, E., STEVAUX, J. C.; MORALES, N. Análise morfotectônica da bacia hidrográfica do rio Ivaí-PR, curso inferior. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v.14, p.213–220, 2013.
- STEVAUX, J. C. Climatic events during the Late Pleistocene and Holocene in the Upper Paraná River: Correlation with NE Argentina and South-Central Brazil. **Quaternary International**, v.72, p.73-85, 2000.
- STEVAUX, J. C. **O rio Paraná: geomorfogênese, sedimentologia e evolução Quaternária de seu curso superior**. Tese (Doutorado), Instituto de Geociência, Universidade de São Paulo, São Paulo, 1993.
- STEVAUX, J. C. The Upper Paraná River (Brazil) geomorphology, sedimentology and paleoclimatology. In: **Quaternary International**, v.21, p.143-161, 1994.
- ULLAH, M. S.; BHATTACHARYA, J. P.; DUPRE, W. R. Confluence scours versus incised valley: examples from Creaceous Ferron Notom Delta, Southeastern Utah, USA. **Journal of Sedimentary Research**, v.85, p.445-458, 2015.
- VANZOLINI, P. E. Paleoclimas e especiação em animais da América do Sul tropical. **Estudos Avançados**, São Paulo, v.6, p.41-65, 1992.
- VANZOLINI, P. E.; WILIAMS, E. E. The vanishing refuge: a mecanismo for ecogeographic speciation. **Papéis avulsos Zoologia**, São Paulo, v.34(23), p.251-255, 1981.
- VASCONCELOS, P. M.; CARMO, I. de O. Calibrating denudation chronology through $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ weathering geochronology. **Earth-Science Reviews**, v. 179, p. 411-435, 2018.
- VASCONCELOS, P. M.; CONORY, M. Geochronology of weathering and landscape evolution. Dulgald River valley, NW Queensland Australia. **Geochimica et Cosmochimica Acta**, v.67, p.2913-2930, 2003.
- VASCONCELOS, P. M.; FARLEY, K. A.; STONE, J.; PIACENTINI, T.; FIFIELD, L. K. Stranded landscape in the humid tropics: Earth's oldest land surface. **Earth and Planetary Science Letters**, 519, 152-164, 2019.
- VASCONCELOS, P. M.; RENNE, P.R.; BRIMHALL, G.H.; BECKER, T.A. Analysis of supergene jarosite and alunite: implications to the paleoweathering history of the western USA and West Africa. **Geochimica et Cosmochimica**, v.58, p.401-420, 1994b.
- VASCONCELOS, P. M.; RENNE, P.R.; BRIMHALL, G.H.; BECKER, T.A. Direct dating of weathering phenomena by $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ and K-Ar analysis of supergene K-Mn oxides. **Geochimica et Cosmochimica Acta**, v.58, p.1635-1665, 1994a.
- VASCONCELOS, P. M.; TIM, A. B.; RENNE, P. R.; BRIMHALL, G. H. Age and duration of Weathering by $^{40}\text{K}-^{40}\text{Ar}$ and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ analysis of potassium-manganese oxides. **Science**, v.258, 451-455p, 1992.
- VITTE, A. C. A construção da geomorfologia brasileira: as transformações paradigmáticas e o estudo do relevo. **Ensino e Pesquisa**, Santa Maria, v.12, nº2, p.36-45, 2008.
- VITTE, A. C. A construção da geomorfologia no Brasil. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v.12, p.91-118, 2011.

WIDDOWSON, M. **Laterite and ferricrete**. In: Nash, D. J.; MacLAREN, S. J. (Eds.).
Geochemical sediments and landscape. Blackwell. Malden, p. 46-94, 2007.

23. GEOMORFOLOGIA DO QUATERNÁRIO E GEOARQUEOLOGIA: ASPECTOS CONCEITUAIS, METODOLÓGICOS E APLICAÇÕES NO SUL DO BRASIL

Vitor Hugo Rosa Biffi¹, Marcos César Pereira Santos², Julio Cesar Paisani² & Nelson Vicente Lovatto Gasparetto¹

¹Grupo de Estudos Multidisciplinares do Ambiente, Universidade Estadual de Maringá; vhugorosabiffi@gmail.com; gasparetto31@gmail.com

²Núcleo de Estudos PaleoAmbientais, Universidade Estadual do Oeste do Paraná; marcoscesar.arqueologia@gmail.com; juliopaisani@hotmail.com

Resumo: Este capítulo apresenta uma revisão da interface entre os fundamentos teórico-metodológicos da Geomorfologia do Quaternário e da Geoarqueologia. A consolidação da Geoarqueologia e da Geomorfologia incorporaram diferentes técnicas das geociências ao longo do tempo, resultando em dados que embasam os estudos da evolução das paleopaisagens tanto na ótica paleoambiental quanto antrópica. Essa temática se desenvolveu com maior ênfase no sul do Brasil nos últimos 20 anos com a incorporação de diferentes critérios estratigráficos e técnicas analíticas, como a micromorfologia, análises químicas e mineralógicas, petrográficas, geocronológicas, isotópicas, paleopalínológicas, fitolíticas e SIGs, contribuindo para as interpretações das dinâmicas culturais e naturais na formação das paisagens e sítios arqueológicos.

Palavras-Chave: Arqueologia. Estratigrafia. Micromorfologia. Geoquímica. Proxies ambientais. Cultura material.

Abstract: This chapter presents a review of the interface between the theoretical and methodological foundations of Quaternary Geomorphology and Geoarcheology. The consolidation of Geoarcheology and Geomorphology incorporated different geosciences techniques over time, resulting in data that support the studies of the evolution of paleopages in both paleoenvironmental and anthropic optics. This theme has developed with greater emphasis in the south of Brazil in the last 20 years with the incorporation of different stratigraphic criteria and analytical techniques, such as micromorphology, chemical and mineralogical, petrographic, geochronological, isotopic, paleopalynological, phytolytic and GIS analyzes, contributing to the interpretations of cultural and natural dynamics in the formation of landscapes and archaeological sites.

Keywords: Archeology. Stratigraphy. Micromorphology. Geochemistry. Environmental proxies. Material culture.

1. INTRODUÇÃO

A Ciência do Quaternário tem como objeto de estudo aspectos naturais e antrópicos e sua interação com variações climáticas ocorridas na história geológica da Terra (Elias, 2007; 2015). Em sua atual divisão cronoestratigráfica, o período Quaternário tem seu início marcado no tempo geológico em 2,588 milhões de anos antes do presente (AP), sendo constituído por duas épocas: Pleistoceno e Holoceno, cujo limite temporal entre elas é 11.784 anos AP (Walker et al., 2009; Gibbard & Head, 2010).

Em linhas gerais, o período Quaternário é caracterizado por inúmeras variações ambientais induzidas por mudanças climáticas de cunho global, o que proporcionou a pesquisadores de diferentes áreas do conhecimento a focarem em seus estudos esse recorte temporal, resultando na consolidação de inúmeras subáreas da “Ciência Quaternária”, incluindo a Geologia do Quaternário, a Paleontologia, a Paleoceanografia, a Paleocologia, a Paleoclimatologia, a Arqueologia e a Geomorfologia (Elias, 2007; 2015).

No âmbito da Geomorfologia, os estudos do Quaternário foram introduzidos em trabalhos que abordam o papel das mudanças paleoclimáticas na configuração do relevo em conjunto com os aspectos geológicos. Como as formas de relevo podem ser controladas por aspectos litológicos e estruturais, a Geomorfologia tem profundos laços de conhecimento com a Geologia. Igualmente, como as formas de relevo são esculpidas ao longo do tempo por diferentes mecanismos denudacionais, seus laços também se estreitam com a paleoclimatologia (Summerfield, 1991).

O Quaternário caracteriza-se como período em que as mudanças de ordem paleoclimática foram decisivas para impulsionar variações nos componentes naturais, acarretando em novos arranjos paisagísticos, incluindo trocas de vegetação, mudanças em regimes hidrológicos e variação nas taxas de pedogênese e de erosão. Inúmeras formas de relevo em escala local a regional em diferentes paisagens deriva desse período cronoestratigráfico (Summerfield, 1991).

Embora se reconheça a importância das mudanças paleoclimáticas na origem e dinâmica das formas de relevo, pouco são os estudos que abordam a influência antrópica nas paisagens quaternárias. Por outro lado, o interesse da Arqueologia no estudo do Quaternário é pautado justamente no surgimento e dispersão do gênero *Homo*, incluindo suas relações socioculturais nas paisagens. Se por um lado, as mudanças ambientais registradas nos últimos milhares de anos podem ter afetado direta e indiretamente as dinâmicas humanas, os povos pré-coloniais, por outro, também eram agentes transformadores das paisagens locais em que viviam. Portanto, ao incorporar a variável antrópica ao contexto de explicação da dinâmica das paisagens quaternárias, seria

possível estabelecer laços de investigação entre a Arqueologia e a Geomorfologia do Quaternário.

Com base nesse entendimento de que as mudanças ambientais e antrópicas ocorridas no quaternário foram fundamentais na transformação das paisagens e na dinâmica dos grupos humanos pré-coloniais, a compreensão dessa dinâmica abrange princípios e técnicas das inúmeras ciências do quaternário que recentemente foram incorporadas à Geoarqueologia (Holliday, 2001).

A Geoarqueologia se difundiu como disciplina a partir da década de 1970 com a integração de um conjunto de técnicas analíticas e conceitos das Ciências Exatas e da Terra (Butzer, 1974; 1982; Fedele, 1976; Gladfelter, 1981; Rapp & Hill, 1998; Angelucci, 2003; Goldberg & Macphail, 2006; Beuzen-Waller et al., 2018). No Brasil, pesquisas que abordam a temática geoarqueológica são predominantemente focadas em estudos locais a regionais (e.g.: Araújo et al., 2013; 2017; Macedo et al., 2019; Mutzenberg et al., 2005; Rubin de Rubin & Silva, 2004; Santos, 2018; Soares, 2019; Villagrán, 2012; Villagrán et al., 2011; 2017), e a problemática geoarqueológica estabelece laços principalmente com a geomorfologia e a pedologia. Entretanto, a ausência de uma abordagem teórico-metodológica consensual dificulta à integração dos dados das demais ciências do Quaternário.

No presente capítulo, trataremos da interface entre a Geomorfologia do Quaternário e a Arqueologia baseada na abordagem geoarqueológica, incluindo os pressupostos teórico-metodológicos apresentados por Butzer (1982). Focamos o estado da arte das pesquisas no Sul do Brasil que contribuem nesse viés, buscando elencar os principais registros naturais materializados na paisagem, além das técnicas analíticas e estudos que incorporam a variável antrópica ao contexto de explicação das mudanças na paisagem no Quaternário Tardio.

2. A CONTRIBUIÇÃO DA GEOMORFOLOGIA E DA GEOARQUEOLOGIA NO ESTUDO DAS PAISAGENS QUATERNÁRIAS

2.1. A Geomorfologia do Quaternário e sua integração com a Geoarqueologia

A consolidação da Geomorfologia enquanto campo científico esteve diretamente relacionada à incorporação das teorias de evolução do relevo do final dos séculos XIX e XX. Nesse período, o entendimento da gênese das superfícies geomorfológicas e seus depósitos correlativos integravam diferentes conceitos e paradigmas das Geociências, incluindo as noções de equilíbrio dinâmico e ciclicidade, a função do nível de base, do papel da lito-estrutura, a ação da tectônica e do equilíbrio isostático, além da influência do clima e das mudanças climáticas nos processos denudacionais (Marques, 2001; Summerfield, 1991).

No Brasil, os avanços da ciência geomorfológica ocorreram principalmente nas primeiras décadas do século XX com a implantação dos cursos de História Natural e de Geografia, tendo como seus principais expoentes Aziz Nacib Ab'Saber, Emmanuel DeMartonne, Fernando Flávio Marques De Almeida, Gilberto Osório de Andrade,

JannesMabesoone, João José Bigarella, Josilda da Silva de Moura, Maria R. M. de Meis e May Christine Modenesi-Gauttieri, que balizaram o estudo dos processos morfogenéticos na origem das paisagens e grandes compartimentos de relevo (Melo et al., 2005; Suguio, 2005; Vitte&Niemann, 2009). No mesmo período, em esfera global, a Geomorfologia consolidava-se como uma ciência aplicada ao estudo do Quaternário, incorporando diferentes critérios estratigráficos no estudo da gênese formas de relevo, que balizaram a compreensão da dinâmica e evolução das paisagens continentais (Hughes, 2010; Oldroyd&Grapes, 2008).

Entre as principais contribuições para o avanço da Geomorfologia do Quaternário no Brasil, têm-se a abordagem de Ab'Sáber (1969) que trata da Geomorfologia “A serviço das pesquisas sobre o Quaternário”, em que a compartimentação topográfica, o estudo das formações superficiais e fisiologia da paisagem serviram como bases para o estudo da dinâmica e evolução das paisagens. Utilizando-se dessa premissa, pesquisadores passaram a abordar questões estratigráficas e sedimentológicas atreladas à teoria da biostasia e resistasia para compreender o papel das mudanças climáticas nos processos morfogenéticos e pedogenéticos e na evolução das paisagens quaternárias (Melo et al., 2005; Vitte&Niemann, 2009). Via de regra, os estudos adotam uma multiplicidade de *proxies* ambientais, incluindo aqueles de natureza física, química, biológica, isotópica e outras técnicas analíticas das Ciências Exatas e da Terra. Tais indicadores são utilizados como marcadores das condições ambientais pretéritas, servindo como base para as interpretações paleoclimáticas e a sua influência na evolução das paisagens e as formas de relevo.

A incorporação de conceitos e técnicas da Geociências na Arqueologia surgiu na literatura internacional entre as décadas de 1950 e 1960 com integração de estudos estratigráficos e análises de sedimentos em sítios arqueológicos (Angelluci, 2003). No mesmo período, houve a aproximação entre a Pedologia e a Geomorfologia do Quaternário e a Arqueologia, dando início aos estudos geoarqueológicos (Shahack-Gross, 2017).

Em termos amplos, a Geoarqueologia lida com a história da Terra ligada ao período de tempo das ocupações humanas, buscando através da integração de registros arqueológicos e geomorfológicos o reconhecimento da dinâmica natural do nosso planeta, associados aos processos induzidos pelo homem na origem das paisagens (Gladfelter, 1981). Outra definição para a Geoarqueologia é apresentada por Rapp& Hill (1998), definindo a Geoarqueologia como a aplicação de qualquer conceito, técnica ou conhecimento das Ciências da Terra no estudo dos artefatos e os processos envolvidos na formação do registro arqueológico.

Outra premissa básica utilizada na Geoarqueologia é que os grupos humanos são agentes geomórficos. Ao desenvolverem suas atividades culturais dentro de um contexto natural, são produzidos e/ou manipulados vestígios orgânicos e inorgânicos que correspondem à cultura material ou ecofatos (Butzer, 1982; Schiffer, 1987). Quando esses materiais são dispostos no ambiente natural, podem influenciar a estrutura das paisagens,

se materializando sob formas de relevo, solos antropogênicos ou componentes macro e microscópicos em sequências estratigráficas (Butzer, 1982).

Em sua obra “Archaeology as HumanEcology”, Butzer (1982) elenca cinco componentes fundamentais à pesquisa geoarqueológica: o contexto da paisagem e contexto estratigráfico, a formação do sítio e transformações do sítio em análise, bem como a eventual modificação da paisagem por influência antrópica. Esse conjunto de abordagens abrange a variabilidade de conceitos e técnicas da Geoarqueologia e estabelece relações diretas com a Geomorfologia do Quaternário. Assim, os fundamentos de Butzer seriam complementares à definição de Rapp& Hill (1998) para o entendimento das paleopaisagens ecológicas e culturais.

2.2. As bases teóricas e critérios metodológicos da Geoarqueologia

2.2.1. Contexto da paisagem e contexto estratigráfico

A análise do contexto da paisagem e do contexto estratigráfico pode ser realizada em diferentes escalas, sendo em microambiente (sítio arqueológico) a mais adequada para o entendimento da formação do registro arqueológico. Nessa escala, a caracterização da matriz sedimentar que envolve os artefatos é a chave para a compreensão da origem, utilização, abandono e transformações pós-deposicionais de um sítio arqueológico. Já em escala meso- e macro ambientais, o contexto estratigráfico e o contexto da paisagem têm como foco os aspectos geoambientais manifestados em escala regional. Assim, as pesquisas adotam como abordagem teórico-metodológica os conceitos gerais da estratigrafia da geologia sedimentar, cujos princípios estão estreitamente vinculados aos ambientes deposicionais de uma determinada região morfogenética ou bioma (Butzer 1982; Harris, 1989; Stein & Holliday, 2017; Goldberg & Macphail, 2006).

De maneira ampla, a abordagem estratigráfica é baseada no conceito de fácies sedimentares e seus respectivos ambientes deposicionais (Posamentier& Walker, 2006; Harris, 1989). Como a acumulação de sedimentos em contextos com influências eminentemente naturais são influenciadas pelas características de seus ambientes, sua caracterização fornece informações sobre a forma como o material foi transportado e depositado. Assim, a descrição, classificação e correlação das fácies sedimentares contidas no registro estratigráfico podem ser utilizados para a reconstrução paleoambiental de uma paisagem pretérita.

A estratigrafia, tanto na Geoarqueologia quanto na Geomorfologia do Quaternário, podem utilizar diferentes critérios estratigráficos, incluindo lito-, morfo-, crono-, bio-, e aloestratigráficos, sendo a conjugação desses critérios a abordagem adequada para uma interpretação integral das sequências estratigráficas continentais (Hughes, 2010). Cabe destacar também o papel da paleopedologia com a descrição e interpretação paleossolos, recentemente incorporado em estudos geoarqueológicos (Rapp& Hill, 1998; Catt, 1990; Cordova, 2018).

Os critérios estratigráficos e modelos de fácies adotados na Geociências foram revisados por Posamentier& Walker (2006), e incluem modelos para diferentes ambientes

deposicionais. Entretanto, na arqueologia, a abordagem faciológica foi pouco difundida e recentemente pesquisadores formularam os conceitos gerais da arqueostratigrafia (eg.: Angelucci, 2001; Villagran, 2008). Por definição, a arqueostratigrafia em sítios arqueológicos compreende o estudo dos sedimentos derivados e/ou associados a atividades antrópicas e a cultura material associada. Quando tais produtos são encontrados no registro estratigráfico, também podem ser individualizados em termos de arqueofácies (Villagran, 2008).

Na arqueologia, a descrição e análise das fácies em sítios arqueológicos contempla tanto conceitos da arqueostratigrafia quanto de fácies sedimentares. Um modelo recorrente na geoarqueologia é a Unidade Geoarqueológica de Campo - UGC (tradução literal de *geoarchaeological field unit* - GFU). O GFU pode ser definida como um corpo tridimensional, com unidades de diferentes materiais (cultural e/ou natural), descontínuas e/ou com limite difuso, ou ainda que foram arbitrariamente diferenciados com base em critérios topográficos ou arqueológicos. O sistema GFU é baseado na combinação de critérios geológicos, pedológicos, arqueológicos e demais dados de campo, cujas unidades refletem processos naturais e antrópicos na formação dos sítios em consonância com as metodologias empregadas em seu levantamento (Angelucci, 2001).

Embora a estratigrafia seja fundamental na abordagem geoarqueológica, uma vez que possibilita a interpretação do contexto da paisagem e do contexto estratigráfico, essa leitura é considerada apenas o objeto primário para a compreensão do registro arqueológico na paisagem. Assim, é necessário definir a cronologia dos níveis, estabelecer correlação local e regional, realizar interpretações paleoambientais e firmar validações de diferentes níveis arqueológicos coerentes com a análise da formação dos sítios como complementar à análise estratigráfica (Butzer, 1982; Goldberg & Macphail, 2006; Garrison, 2016).

2.2.2. Os processos de formação do sítio arqueológico

O entendimento da formação do sítio também está vinculado à análise dos componentes do registro arqueológico e seu ambiente deposicional. Portanto, o estudo dos processos de formação do registro arqueológico está estreitamente atrelado à análise do contexto da paisagem e estratigráfico. Por outro lado, no estudo da formação dos sítios, o foco é direcionado aos processos fisiogenéticos, biogenéticos e antropogênicos em que foram submetidos em maior escala (Butzer, 1982; Goldberg & Macphail, 2006; Garrison, 2016).

Dessa forma, os processos de formação dos sítios arqueológicos estão relacionados à fenômenos de natureza morfogenética e pedogenética, além daqueles de natureza antrópica. Assim, a caracterização dos processos sedimentares (erosão, transporte e deposição), bem como os processos pedogenéticos (transformação, translocação, adição e remoção) podem ser determinados com base na análise físico-química dos materiais. Já os componentes biológicos e os materiais arqueológicos encontrados como produtos de atividades animais ou vegetais, são complexos tanto pela sua variabilidade quanto

abundância. Nesse caso, devem ser abordados por uma variabilidade de técnicas da arqueologia além daqueles de ordem estratigráfica, como a zooarqueologia, arqueobotânica e arqueometria (Butzer, 1982; Goldberg & Macphail, 2006; Garrison, 2016; Stein, 2017).

No registro estratigráfico, é possível verificar vestígios arqueológicos resistentes ao intemperismo que variam desde materiais líticos, cerâmicos e ósseos, além de sedimentos alterados em função da combustão ou acumulação de vestígios orgânicos (Butzer, 1982; Goldberg & Macphail, 2006; Garrison, 2016; Rubin de Rubin & Silva, 2013). Quando os materiais arqueológicos são introduzidos ou manipulados em um contexto natural propício a soterramento, eles são expostos a processos de natureza pedogenética e/ou morfogenética, que podem individualizar níveis arqueológicos. Assim, os sítios podem sofrer modificação total ou parcial de seu registro.

2.2.3. As transformações pós-deposicionais em sítios arqueológicos e as mudanças na paisagem

Para uma análise geoarqueológica é necessário levar em consideração possíveis perturbações no registro arqueológico, para minimizar possíveis erros de interpretação dos dados obtidos. Essas modificações podem ser de ordem primária, secundária ou terciária (Butzer, 1992):

- **Primária:** durante ou posterior a ocupação de uma determinada área, os materiais que constituem o registro arqueológico podem ser submetidos aos agentes intempéricos, preservando o registro arqueológico *in situ* pelo abandono ou soterramento sem sofrer grandes modificações físico-químicas.
- **Secundária:** os materiais arqueológicos podem ser transportados por processos naturais principalmente aqueles de natureza geomórfica, erodindo os materiais arqueológicos e depositando-os em um novo contexto, ou pela ação de grupos humanos que reutilizam artefatos.
- **Terciária:** os materiais arqueológicos podem migrar verticalmente no depósito sedimentar. Em regiões costeiras, é comum a ação dos ventos remobilizarem sedimentos e cobrirem os materiais arqueológicos. Em regiões tropicais, também é comum a migração vertical pela ação biogênica de insetos, roedores ou mamíferos.
- Uma quarta perspectiva na modificação e destruição do registro arqueológico está relacionada às intervenções humanas “modernas” que removem os materiais arqueológicos, variando desde o extravio de peças ou a escavação propriamente sem controle metodológico (Butzer, 1992). Tais intervenções podem promover a destruição parcial ou total do registro arqueológico e perda da cultura material.

Além das transformações pós-deposicionais no registro arqueológico, há também as modificações na paisagem essencialmente por influência antrópica. As influências vão desde perturbações no clima, vegetação, fauna, solos e no relevo. Entre os distúrbios de

natureza humana, as modificações na vegetação talvez sejam as mais comuns e incluem a inicialização, remoção e extinção de espécies (e.g: Lauterjung et al., 2018; Behling et al., 2005; Iriarte et al., 2017). Por vezes, tais mudanças são elaboradas visando o manejo agroflorestal ou a substituição da policultura para a monocultura. Se tais mudanças forem de elevada magnitude, podem promover uma série de impactos no ambiente local, e consequentemente ao contexto arqueológico (Butzer, 1992; Goldberg & Macphail, 2006).

As transformações mais evidentes nas paisagens são as construções positivas e negativas. Estruturas subterrâneas e semi-subterrâneas, construção de terraços e barreiras e montículos são comuns no sul do Brasil (Santos, 2018). Além das estruturas de relevo, outros elementos na paisagem são caracterizados como depósitos ou solos antrópicos e antropogênicos (Edit, 1985), nomeados no Brasil como Terra Preta Arqueológica (TPA), Terra Preta de Índio (TPI) ou Antrossolos (Birk et al., 2011; Junior et al., 2012; Macedo et al., 2019; Rubin de Rubin & Silva, 2013). Esses materiais possuem uma assinatura físico-química típica, que por vezes permite a identificação de níveis arqueológicos, atividades antrópicas específicas e associação a um grupo cultural.

Com base nos pressupostos apresentados por Butzer (1992), fica evidente que a abordagem geoarqueológica inclui diferentes problemáticas de pesquisa. A caracterização dos materiais do contexto de implantação do sítio, o contexto estratigráfico e os processos de formação e transformação são o foco para a compreensão dos sítios arqueológicos como objeto de pesquisa. Aliado a isso, as transformações na paisagem são iminentemente de ordem estratigráfica e, combinados com análises dos componentes naturais e antrópicos que constituem o registro arqueostratigráfico, fornecem os subsídios interpretativos da Geoarqueologia.

3. GEOARQUEOLOGIA E GEOMORFOLOGIA DO QUATERNÁRIO NO SUL DO BRASIL

Ao entendermos que a problemática geoarqueológica deve ser abordada com base no registro estratigráfico, a integração entre as demais ciências do Quaternário pode ser a chave no estudo das paisagens pré-coloniais. Seguindo os pressupostos de Butzer (1982) e Rapp e Hill (1998), a arqueologia - e em especial a Geoarqueologia - depende de uma abordagem interdisciplinar, em que a cooperação de profissionais de diversas disciplinas em sincronia através de aspectos teóricos, metodológicos e analíticos, buscam obter respostas a problemática arqueológica de sociedades e suas práticas comportamentais materializadas em diferentes ambientes (Acevedo, 2014). Com a integração entre estudos arqueológicos e estratigráficos, pesquisadores de diferentes áreas do conhecimento passam a considerar o componente arqueológico como permeado por variados significados, proporcionando uma visão mais ampla no estudo dos contextos naturais e culturais das paleopaisagens (Acevedo, 2014).

Embora a Geomorfologia do Quaternário seja difundida no Brasil desde a segunda metade do século XX, parte dos estudos foram concentrados em ambientes fluviais e costeiros (Salgado et al., 2008). Nos últimos 10 anos, a produção bibliográfica em estudos

de evolução regional do relevo e evolução de vertentes passaram a ganhar espaço entre os pesquisadores, embora ainda pouco integrado aos estudos quaternaristas (Salgado & Limoeiro, 2017).

No sul do Brasil, os estudos de Geomorfologia do Quaternário são verificados tanto em ambientes costeiros e aluviais (predominantes), quanto nas encostas serranas e superfícies planálticas. No geral, os registros estratigráficos são encontrados no Primeiro Planalto Paranaense, no Planalto dos Campos Gerais, no Planalto Vulcânico da Bacia do Paraná, nas Áreas Planálticas e vales fluviais do Alto Rio Paraná, assim como vales do Rio Uruguai e Atlântico Sul e na Planície Costeira (Quadro 1).

Nos estudos em sistemas fluviais, destacam-se os efetuados na bacia do rio Paraná (Stevaux et al., 1994; Leli et al., 2020; Santos et al., 2008; Morais et al., 2016), na bacia do rio Uruguai (Bombin, 1976; Iriondo e Kröhling, 2004), e rio Pardo (Fett Junior, 2011). Nesses contextos, análises morfo-sedimentares e morfoestratigráficas indicaram mudanças nos sistemas fluviais, incluindo alteração do padrão de canal, abandono de planícies e formação de barras, ilhas e terraços ao longo do Pleistoceno Superior e Holoceno, registrando alternâncias entre climas semiáridos, semiúmidos e úmido na paisagem.

Em unidades de relevo de pequena ordem, incluindo encostas e bacias < 4ª ordem hierárquica nas superfícies de cimeira e patamares do Planalto das Araucárias, há registro de mudanças no equilíbrio entre pedogênese e morfogênese desde pelo menos 45.000 anos cal. AP, materializados na paisagem sob a forma de depósitos de colúvio, colúvio-alúvio e alúvio, além de paleossolos enterrados e solos poligenéticos (Gaspari et al., 2020; Melo et al., 2013a, b; Oliveira et al., 2008a, b; 2012; Pagotto et al., 2020; Paisani et al., 2013; 2014; 2019; Pereira et al., 2020). Crostas ferruginosas nas áreas planálticas do Brasil Meridional indicam que a denudação geoquímica teve papel importante na elaboração de superfícies de aplainamento desde o Plioceno a meados do Pleistoceno (Iriondo e Kröhling, 2004; Riffel et al., 2015; 2016; Fumiya et al., 2019).

Na Planície Costeira estudos de geologia e geomorfologia do Quaternário detalham eventos de transgressão e regressão marinha vinculadas às mudanças de regime de semi-aridez para úmidos ao longo do Pleistoceno Superior e do Holoceno, entendidos como fundamentais na origem do Sistema Laguna-Barreira, formando um complexo ambiente deposicional com presença de sedimentos continentais e marinhos, materializados como depósitos de leques aluviais, colúvio-aluviais, dunas eólicas, além daqueles formados em sistema lagunar (Bisi et al., 2019; Caruso et al., 2000; Fornari et al., 2012; Lima et al., 2013b; Lopes et al. 2011; 2016; Rosa et al., 2017; Tomazelli et al., 2000).

Quadro 1. Quadro síntese dos principais estudos de geologia e geomorfologia do quaternário em diferentes unidades geomorfológicas do Sul do Brasil.

Unidade Geomorfológica	Depósitos ou Formações Quaternárias	Geocronologia	Referências/estudos de caso
Primeiro Planalto Paranaense	Depósitos colúvio-aluviais	Pleistoceno-Holoceno	Salamuni (1998), Lima et al. (2013a)
	Formação Tinguis	Plioceno Inferior a Pleistoceno Superior	
	Formação Guabirotuba	Mioceno/Plioceno a Pleistoceno Inferior	
	Crostras Ferruginosas	Plioceno Superior a Holoceno	Riffel et al. (2015)
Planalto dos Campos Gerais	Depósitos de Colúvio, Colúvio-Alúvio, Alúvios paleossolos	Pleistoceno Superior a Holoceno	Melo et al. (2003a, b), Oliveira et al. (2008a, b, 2012)
Planalto Vulcânico da Bacia do Paraná	Depósitos de Colúvio, Colúvio-Alúvio e Alúvios	Pleistoceno Superior a Holoceno	Paisani et al. (2019), Pagotto et al. (2020), Fumiya et al. (2019), Pereira et al. (2020)
	Crostras Ferruginosas	Mioceno - Pleistoceno Médio	Riffel et al. (2016); Fumiya et al, 2019
Áreas Planálticas e Vales Fluviais do Alto Rio Paraná	Aloformação Paraná, Aluviões atuais	Pleistoceno Médio a Holoceno	Leli et al. (2020), Morais, (2016), Sallun et al. (2007), Stevaux et al. (2004)
	Aloformação Paranavaí	Pleistoceno a Holoceno	Sallun et al. (2007), Leli et al. (2020)
Vales fluviais do Rio Uruguai e Atlântico Sul	Depósitos de Colúvio, Colúvio Alúvio e Alúvios e paleossolos	Pleistoceno Superior (calabriano) a Holoceno	Oliveira et al. (2012), Fett Junior, (2011), Pereira et al. (2020)
	Formação Touro Passo		Bombin (1976)
	Formação El Palmar		Iriundo e Kröhling (2004)
	Formação Oberá		
	Formação Yaperú		
	<i>Arenas del Ibicuí</i>		
Crostras Ferruginosas	Plioceno a Pleistoceno	Iriundo e Kröhling (2004)	
Planície Costeira	Sistema Barreiras	Pleistoceno Médio - Holoceno	Caruso JR. et al. (2000); Lopes (2011); Rosa et al. (2017)
	Formação Santa Vitória	Pleistoceno Médio a Holoceno	Lopes et al. (2016)
	Formação Cordão		

3.2. Os estudos de Geoarqueologia do Sul do Brasil

Em relação aos estudos geoarqueológicos, a maior amplitude de pesquisa é encontrada em sambaquis litorâneos. Com base na correlação entre padrões estratigráficos e estruturas arqueológicas, os estudos apresentam importantes contribuições no entendimento da sucessão deposicional e na formação dos sítios no âmbito das paisagens do sul do Brasil, bem como na exploração e influência antrópica, incluindo a formação de unidades de relevo. Tais estudos, quando integrados à problemática paleoambiental, também possibilitaram uma reconstrução cronológica e

geoevolutiva eustática em relação a ocupação após a última regressão marinha (Bittencourt, 1994; Brochier, 2009; Krokler et al., 2010; Menezes, 2009; Santos et al., 2018; Villagrán 2008; 2009; 2012; Villagrán et al., 2009; 2010; 2011; Wagner, 2009).

Em ambientes fluviais, as pesquisas são concentradas principalmente no vale do Arroio Touro Passo, extremo sudoeste rio-grandense e no vale do alto Rio Uruguai, divisa dos estados de Santa Catarina e Rio Grande do Sul. Nesses casos, são verificados a formação e sobreposição de níveis arqueológicos em sequências estratigráficas com diferentes fácies sedimentares. No caso dos sítios descritos no Arroio Touro Passo, são distinguidas pelo menos duas unidades estratigráficas (membros): uma de matriz rudácea e outra de matriz lamítica. A primeira se destaca por estar associada ao conteúdo fóssilífero da fauna pleistocênica da Fm. Touro Passo, enquanto no nível lamítico são verificados tanto vestígios fóssilíferos de fauna quanto materiais líticos arqueológicos. Do ponto de vista morfoestratigráfico, a sequência estratigráfica representa a mudança de regime hidrossedimentar em função das mudanças climáticas da transição Pleistoceno/Holoceno (Vidal, 2019).

Já em relação aos estudos no Alto Uruguai, na região da Volta Grande, são verificados depósitos fluviais no leito menor e colúvio-aluviais nas margens, ambos com materiais arqueológicos associados. Os depósitos fluviais são ortoconglomerados polimíticos com idades calibradas em torno dos 10.000 anos cal. AP. Os depósitos colúvio-aluviais têm composição lamítica e são formados em dois ambientes distintos: fluvial e encosta, com uma sequência cronológica coerente entre aproximadamente 12.000-300 cal anos AP. No topo da sequência colúvio-aluvial lamosa ocorrem camadas de solo antropogênico associado a material arqueológico Guarani (Carbonera et al., 2018; Lourdeau et al., 2016). Em conjunto, o registro estratigráfico apresenta uma sequência de sete níveis arqueológicos diferentes sobrepostos, sendo seis níveis pré-cerâmicos e um cerâmico (Figura 1). O processo de formação dos sítios arqueológicos, portanto, estão associados ao ambiente fluvial e de encosta, vinculadas a dinâmica paleohidrológica do final do Pleistoceno e ao longo do Holoceno (Santos, 2018).

No sul do Brasil, estudos geocronológicos abordam principalmente a temática da dispersão dos grupos humanos no tempo e espaço, tendo como base aspectos fisiográficos e principalmente mudanças paleoambientais (Bonomo et al., 2015; Bueno et al., 2013; Iriarte et al., 2017; Milheira et al., 2017; Perin et al., 2019; Suárez, 2017). Tais estudos integraram a problemática geoespacial, estratigráfica e cultural para o entendimento amplo da mobilidade humana no território da bacia do Prata. Nos últimos 10 anos, pesquisas passaram a integrar dados fisiográficos, estratigráficos, geocronológicos e arqueológicos em Sistemas de Informação Geográfica que permitem associar as áreas de ocupação com fatores ambientais, inferir padrões de assentamento regional no sul do Brasil (Bueno et al., 2013; Kneip, 2004; Novasco, 2013; Schmitz e Novasco; 2011; 2013; Milheira et al., 2019; Perin et al., 2019).

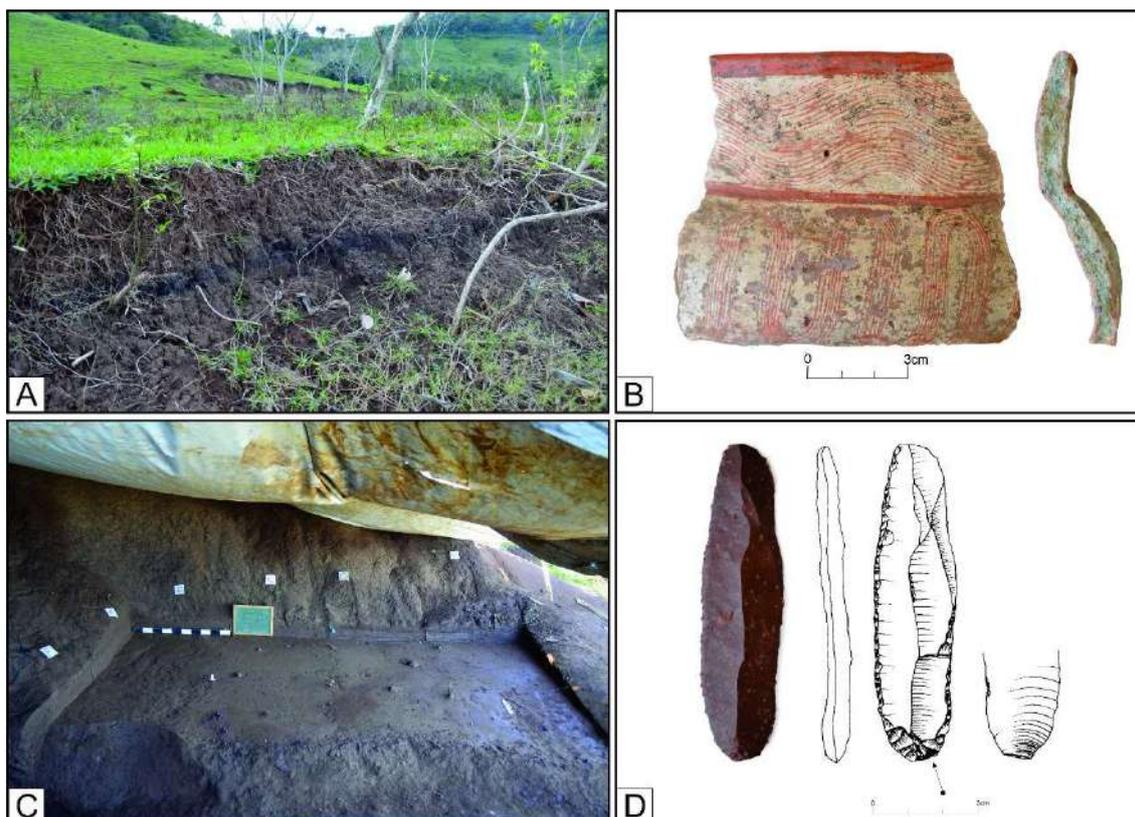


Figura 1. Fotos da área de escavação do sítio arqueológico RS-URG-01. A) Solo Antropogênico enterrado por sedimentos colúvio-aluviais subatuais localizado em fundo de vale fluvial e associado a ocupações ceramistas Guarani com idades médias de 500 cal AP. B) Borda de cerâmica Guarani associada a forma “Cambuchi” com tratamento de superfície alisado com decoração pintada em linhas vermelhas sobre engobe branco típicas dos níveis Guarani. C) Sedimentos lamíticos associados a nível arqueológico datado entre 10.500-9.500 cal mil anos AP. D) Instrumento sobre lâmina em rocha vulcano-sedimentar típicos do período entre 10.5-9.5 mil anos AP dessa área arqueológica. Fontes: A) Santos (2018); B e D) Autores; C) Projeto POPARU

3.3. Principais técnicas analíticas adotadas em pesquisas geomorfológicas e geoarqueológicas

Com o avanço da ciência geomorfológica, inúmeras técnicas das Ciências Exatas e da Terra foram direcionadas e adaptadas como ferramentas ao estudo da paisagem. Os métodos mais utilizados abordam a assinatura física, química e mineralógica, além das características micromorfológicas, análise fitolítica e paleopalinológicas. Nos últimos 20 anos, tais técnicas também foram sendo incorporadas pela Geoarqueologia, permitindo avançar no estudo de paisagens culturais. Já a incorporação de métodos analíticos na arqueologia ocorreu inicialmente com a arqueometria na década de 1960, sobretudo com o uso de técnicas elementares na caracterização tecnológica e funcional de artefatos (Puglieri et al., 2018). Na investigação geoarqueológica, tais técnicas têm inúmeras aplicações, entre as quais o estabelecimento da cronologia do registro arqueológico, a reconstrução paleoambiental, ou ainda entender a formação do registro arqueológico (Angelluci, 2003).

A escolha da técnica a ser aplicada em estudos geoarqueológicos e geomorfológicos depende da escala de investigação e principalmente da problemática abordada. Com base na questão a ser respondida, diferentes técnicas de descrição, coleta e tratamento de amostras são utilizadas para a análise (Quadro 2). Tais análises, via de regra, são realizadas em sedimentos orgânicos e inorgânicos que constituem o registro arqueológico (Branch, 2015).

Quadro 2. Métodos analíticos de campo e laboratório utilizados em estudos geoarqueológicos

Problemática abordada	Método analítico	Técnicas de laboratório
Identificação e caracterização das fontes de sedimentos; Caracterização de processos sedimentares e/ou pedogenéticos; Identificação de estruturas sedimentares; Caracterização de Transformações pós-deposicionais; Identificação e determinação de Arqueofácies; Identificação de microartefatos	Análise física dos materiais	Granulométrica Morfoescopia Micromorfologia
Identificação de descontinuidade litológica ou níveis arqueológicos	Posicionamento 3D dos materiais escavados Análise geofísica	Susceptibilidade Magnética Granulométrica
Identificação de paleovegetação e trocas de vegetação Caracterização da dieta alimentar e agrossistemas	Análise dos componentes biológicos	Fitólito, poléns, carpologia, antracologia, isótopos de carbono, datação radiocarbônica
Grau de evolução pedogeoquímica das formações superficiais; Tipo e intensidade do intemperismo; Caracterização de matéria prima; Caracterização de solos antropogênicos;	Análise química e mineralógica dos materiais	Petrografia Mineralogia (DRX, MEV); Geoquímica (FRX, EDS, ICP, espectroscopia de mossbauer) Espectroscopia Raman
Identificação de áreas potenciais de escavação Mapeamento de sítios	Análise geoespacial	Sensoriamento Remoto Geoprocessamento

No conjunto de técnicas físicas, a granulometria consiste na determinação e análise das partículas, seja de solos ou sedimentos. Nessa técnica, os grãos são agrupados pelo seu tamanho em uma escala pré-determinada. Uma classificação básica apresenta quatro classes: 1) Argila (<2µm), Silte (2-63µm); Areia (63-2000µm) e Fração Grossa (>2000µm). Entretanto, a escala mais utilizada na sedimentologia é a escala Φ (phi) em uma escala logarítmica do diâmetro da partícula (por exemplo, 0,25 mm = 2,00 Φ ; 0,50 mm = 1,00 Φ ; 1,00 mm = 0,00 Φ), que engloba as subdivisões para a fração grossa (Goldbert e Machphail, 2006; Suguio, 1973). Após a análise em laboratório, as proporções das frações podem ser classificadas em diagramas ternários e aplicação de nomenclatura textural (Schaetzl e Anderson, 2005).

Em estudos de Geomorfologia do Quaternário, a análise granulométrica vem sendo realizada na caracterização sequencias estratigráficas e na identificação de descontinuidades litológicas com o apoio de diagrfias granulométricas (e.g: Paisani et al., 2004; Pagotto et al., 2020; Pereira et al., 2020), enquanto na geoarqueologia é mais utilizada na caracterização textural de fácies sedimentares com níveis arqueológicos

(Santos, 2018; Novasco, 2013). Quando integrado à critérios pedoestratigráficos, permite a caracterização integral das formações superficiais (Pagotto et al., 2020; Pereira et al., 2020; Paisani et al., 2014; 2019; Pontelli et al., 2015).

Ainda no conjunto de análises físicas, verificam-se aquelas que se utilizam de técnicas microscópicas. Entre as principais abordagens, encontra-se a morfoscopia, aplicado a classificação da composição, textura superficial, forma e arredondamento de sedimentos (Suguió, 1973). Essa técnica é bastante difundida na sedimentologia, podendo ser utilizada em estudos geomorfológicos para atestar o agente de transporte com base no grau de abrasão mecânica do grão, ou discriminar materiais alóctones de autóctones (e.g: Bertolini et al., 2016; Paisani, 2005; Oliveira e Paisani, 2012). Em estudos geoarqueológicos, a análise morfoscópica passou a ser utilizada na identificação de microartefatos (Brasil, 2019).

Para estudos em que se exija um maior detalhamento, é comum o uso da micromorfologia. A aplicação da micromorfologia no Brasil vem sendo realizada em diferentes contextos estratigráficos. No caso das áreas planálticas do sul do Brasil, a descrição dos elementos da microfábrica mostram-se como uma técnica com potencial tanto na Geomorfologia quanto na Geoarqueologia na individualização de uma matriz sedimentar e a caracterização do registro estratigráfico (Biffi&Paisani, 2019). Sua utilização pode auxiliar na individualização e caracterização de materiais alóctones, autóctones ou antrópicos, processos pedogenéticos, processos deposicionais, identificação de arqueofácies, sobreposição de estruturas de fogueiras, áreas de pisoteio, e determinação das transformações pré, sin e pós-deposicionais (Araujo et al., 2013; 2017; Villagran, 2008; 2012; Villagran et al., 2009; 2010; Paisani&Pontelli, 2012; Paisani et al., 2013; Biffi&Paisani, 2019).

A análise da susceptibilidade magnética por unidade de massa (χ_{BF}) é frequentemente utilizada na estratigrafia e sedimentologia. Essa técnica visa o reconhecimento de discontinuidades entre unidades estratigráficas e/ou níveis arqueológicos que marcam diferentes períodos de ocupação. Na geomorfologia, essa técnica pode ser utilizada para distinguir horizontes pedológicos autóctones de níveis alóctones. Em estudos geoarqueológicos, são utilizados para indicar modificações nos minerais e associar a atividades antrópicas, como estruturas de combustão. Em ambos os casos, a susceptibilidade magnética é uma função da ocorrência de minerais que exercem magnetismo, sejam formados em condições oxiredutoras ou combustão (Goldbert&Machphail, 2006).

Na interface entre as análises físicas e químicas, encontram-se aquelas que se utilizam de conceitos e técnicas espectroscópicas. Via de regra são divididas em análises quantitativas ou qualitativas, e incluem a Difração de Raios-X (DRX), a Fluorescência de Raios-X (FRX), Microanalisadores de sonda eletrônica (EPMA) microscópios eletrônicos de varredura (MEV), espectroscopia de absorção atômica (AAS), Espectroscopia de Massa (ES), Espectrometria de emissão atômica por plasma

indutivamente acoplado (ICP-AES), Espectrometria de massa por plasma indutivamente acoplado (ICP-MS), Espectroscopia de Mössbauer e etc. (Garrison, 2016).

Esse conjunto de técnicas analíticas são difundidas na arqueologia principalmente pela arqueometria na caracterização de artefatos e recentemente passou a ser adotado na Geoarqueologia para a caracterização de sedimentos antropogênicos (Soares, 2019), na determinação das propriedades mineralógicas de sedimentos em sítios em contexto estratigráfico (Santos, 2018), e composição inorgânica e orgânica de pigmentos de Arte Rupestre (GOMES et al., 2013, 2015, 2019; ROSINA et al., 2018). No caso dos solos antropogênicos, métodos multielementares associados a análise dos materiais orgânicos são adotados para a identificação e quantificação do grau de influência antrópica no registro arqueológico. Já em análise mineralógica em sedimentos naturais e antrópicos, fornecem informações sobre a natureza dos processos pedogeoquímicos em que os sítios foram submetidos. Na Geomorfologia do Quaternário, tais técnicas são mais difundidas na determinação do grau de evolução pedogeoquímica e tipo e intensidade do intemperismo das formações superficiais (Biffi et al., 2020; Gaspari et al., 2020; Paisani et al., 2013; 2014; Pontelli et al., 2015).

A análise bioestratigráfica em materiais quaternários do sul do Brasil são restritas aos estudos das Formações Touro Passo, Santa Vitória e Cordão (Lopes et al., 2016; Bombin, 1976). As demais técnicas que utilizam proxies biológicos na busca de sinais de mudanças na paleovegetação perante as mudanças climáticas do Quaternário, se baseiam em: polens, fitólitos, espículas e diatomáceas, combinados a isótopos estáveis de carbono e nitrogênio de solos e sedimentos. Quando integrados aos dados estratigráficos, os *proxies* biológicos favorecem o entendimento do regime paleohidrológico, fundamentais à compreensão dos processos morfogenéticos e de formação dos depósitos sedimentares e seus componentes (Behling et al., 2004; 2005; Calegari et al., 2017; Lauterjung et al., 2018; Paisani et al., 2019; Parolin et al., 2017; Silva et al., 2016).

Estudos paleoambientais e arqueológicos baseados em dados fitolíticos ganharam impulso no Brasil a partir da década de 2000 (Luz et al., 2015; Aguiar et al., 2019). No sul do Brasil, tais estudos são concentrados principalmente na faixa Noroeste, Sudoeste e Centro-Sul do estado do Paraná, enquanto no Rio Grande do Sul são concentrados na região Sudeste (Luz et al., 2015; Aguiar et al., 2019; Pereira et al., 2020; Calegari et al., 2017). Em estudos paleoambientais, são utilizados como marcadores de paleovegetação, enquanto na arqueologia são designados como um proxy do registro fóssil de plantas domesticadas pelo homem, incluindo modos de vida, alimentação e agrossistemas (Piperno, 2006; Coe et al., 2014). Estudos com abordagem arqueológica e Geoarqueológica no Sul do Brasil são restritos a Santa Catarina (Corteletti et al., 2015; Chueng et al., 2019; Pereira, 2010; Wesolowsk, 2007) e Paraná (Villwock, 2018).

4. CONCLUSÃO

O estudo do Quaternário no Brasil apresenta contribuições de diferentes áreas do conhecimento, incluindo a Geomorfologia e a Geoarqueologia. Neste capítulo,

apresentamos os aspectos teóricos e metodológicos como abordagem que permite entender a dinâmica paleoambiental e antrópica na evolução das paisagens arqueológicas.

No caso da contribuição da Geoarqueologia e da Geomorfologia nos estudos das paisagens arqueológicas do sul do Brasil, verificam-se, em grande parte dos trabalhos que tais áreas são independentes e não são diretamente relacionadas. Enquanto geomorfólogos buscam a compreensão da evolução das paisagens e das formas de relevo associadas, com base nas feições erosivas e deposicionais ao longo do tempo, geoarqueólogos buscam a compreensão dos processos de formação do sítio (em micro e macro escala) em consonância com a evolução e dinâmica paisagística local e regional ancorados em dados estratigráficos. Entretanto, a integração pode ocorrer quando pesquisadores buscam compreender os processos de evolução da paisagem em um sentido mais amplo.

Com base no estado da arte dos estudos do Brasil Meridional, é possível verificar que condições paleoclimáticas do final do Pleistoceno e ao longo do Holoceno Inicial foram alteradas em diferentes magnitudes. Em estudos locais, o uso de análises físicas, químicas, mineralógicas e isotópicas são abordagens chaves para a caracterização estratigráfica, seja dos processos naturais e culturais. Visto que as técnicas analíticas das Ciências Exatas e da Terra utilizadas na Geoarqueologia e na Geomorfologia têm como viés uma perspectiva estratigráfica e paleoambiental, tais técnicas favorecem as interpretações das dinâmicas culturais versus naturais na formação das paisagens estudadas. A correlação entre as áreas demonstra claramente um avanço metodológico nos estudos quaternaristas no sul do Brasil.

Uma das principais contribuições da Geoarqueologia em estudos geomorfológicos no sul do Brasil reside na constatação direta de marcos temporais materializados como componentes culturais do final do Pleistoceno e ao Longo do Holoceno. Esses marcadores podem constar em sequências estratigráficas estudadas em diferentes contextos ambientais meridionais, ou seja, a arqueologia, como ciência quaternária, contribui tanto no estabelecimento de cronologias quanto processos de formação de sequências estratigráficas. Quando níveis arqueológicos representam ocupações locais cujos materiais não foram perturbados, podem ser vistos como descontinuidades aloestratigráficas em materiais macroscopicamente homogêneos e balizar interpretações sobre a gênese das formações superficiais enquanto materiais alóctones ou autóctones. Dessa forma, o registro arqueológico também pode se comportar como níveis guias de descontinuidades estratigráficas, contribuindo em estudos de Geomorfologia do Quaternário para identificar materiais que aparentam ser autóctones, gerados pelo intemperismo local, daqueles que foram transportados, e dada sua homogeneidade conservam características que não permite atribuir gênese alóctone.

Uma vez entendido que a formação do registro sedimentar é resultado de processos de natureza geomórfica combinados com *inputs* de natureza antrópica, a análise estratigráfica se mostra como ferramenta adequada na compreensão das paleopaisagens e seus componentes naturais e antrópicos. Assim, a caracterização do registro estratigráfico

através de diferentes métodos pode ser considerada a única abordagem metodológica que possibilita o entendimento da formação dos sítios arqueológicos enterrados.

Agradecimentos

A União da Geomorfologia Brasileira pelo apoio na divulgação da temática apresentada nesse capítulo. Agradecemos também ao CNPq (Processos nº 301039/2008-6 e nº 404592/2016-3) e a CAPES pela política de distribuição de periódicos por acesso remoto via Café, além do Grupo de Estudos Multidisciplinares do Ambiente (UEM) e Núcleo de Estudos PaleoAmbientais (UNIOESTE-FB) pela estrutura física disponibilizada.

Referências Bibliográficas

AB'SABER, A. N. Um conceito de geomorfologia a serviço das pesquisas sobre o quaternário. **Geomorfologia**, São Paulo, n. 18, p. 1-23, 1969.

ACEVEDO, B. Geoarqueología: Interpretaciones interdisciplinarias para la investigación arqueológica. **Revista Geológica de América Central**, San Pedro, Número Especial 2014: 30 Aniversario, p. 123-141, 2014. Disponível em: <https://revistas.ucr.ac.cr/index.php/geologica/article/view/16574> Acesso em: 23 ago. 2020.

AGUIAR, A. E. X.; COE, H. H. G.; MADELLA, M.; CRUZ, M. L. B. O uso do bioindicador Fitólito em estudos ambientais e arqueológicos no Brasil. **Revista GeoNordeste**, São Cristóvão, ano 30, n. 1, p. 80-104, 2019. Disponível em: <https://seer.ufs.br/index.php/geonordeste/article/view/11251> Acesso em: 29 ago. 2020.

ANGELUCCI, D. E. The Geoarcheological Context. *in*: ZILHÃO, J.; TRINKAUS, E. **Portrait of the Artist as a Child: The Gravettian Human Skeleton from the Abrigo do Lagar Velho and its Archeological Context**. Lisboa: Ministerio de Cultura, Instituto Português de Arqueología, 2001. p. 58-91

ANGELUCCI, D. E. A Partir da Terra: A Contribuição da Geoarqueologia, *in*: MATEUS, J. E.; MORENO-GARCÍA, M. **Paleoecologia humana e arqueociências: um programa multidisciplinar para a arqueologia sob a tutela da cultura**. Lisboa: Ministerio de Cultura, Instituto Português de Arqueología, 2003. p. 36–84.

ARAUJO, A. G. M. et al. Paleoindian Open-Air Sites in Tropical Settings: A Case Study in Formation Processes, Dating Methods, and Paleoenvironmental Models in Central Brazil. **Geoarchaeology**, [s. l.] n. 28, p. 195–220, 2013. Disponível em: <https://onlinelibrary-wiley.ez79.periodicos.capes.gov.br/doi/full/10.1002/gea.21442> Acesso em: 23 ago. 2020.

ARAUJO, A. G. M. et al. The “Lagoa do Camargo 1” Paleoindian site: some implications for tropical geomorphology, pedology, and paleoenvironments in southeastern Brazil. **Geoarchaeology**, n. 32, p. 662–677, 2017. Disponível em: <https://onlinelibrary-wiley.ez79.periodicos.capes.gov.br/doi/full/10.1002/gea.21628> Acesso em: 23 ago. 2020.

BEHLING, H.; PILLAR, V. D. P.; ORLÓCI, L.; BAUERMANN, S. G. Late Quaternary Araucaria forest, grassland (Campos), fire and climate dynamics, studied by high-resolution pollen, charcoal and multivariate analysis of the Cambará do Sul core in

southern Brazil. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, [s. l.], v. 203, n. 3-4, p. 277–297, 2004. Disponível em: <https://www-sciencedirect.ez79.periodicos.capes.gov.br/science/article/pii/S0031018203006874?via%3Dihub> Acesso: 23 ago. 2020.

BEHLING, H.; PILLAR, V. D. P.; BAUERMANN, S. G.; Late Quaternary grassland (Campos), gallery forest, fire and climate dynamics, studied by pollen, charcoal and multivariate analysis of the São Francisco de Assis core in western Rio Grande do Sul (southern Brazil). **Review of Palaeobotany and Palynology**, [s. l.], v. 133, n. 3-4, p. 235–248, 2005. Disponível em: <https://www-sciencedirect.ez79.periodicos.capes.gov.br/science/article/pii/S0034666704001496?via%3Dihub> Acesso em: 29 ago. 2020.

BERTOLINI, W. Z.; COSTA, I. M. DA; LIMA, G. L. DE. Morfoscopia e Morfologia da Cobertura Pedológica às Margens do Rio Uruguai no Oeste de Santa Catarina. **Anuário do Instituto de Geociências**, Rio de Janeiro, v. 39, n. 3, p. 71–78, 2016. Disponível em: <http://www.ppegeo.igc.usp.br/index.php/anigeo/article/view/9491> Acesso em: 29 ago. 2020.

BEUZEN-WALLER, T.; STOCK, F.; KONDO, Y. Geoarchaeology: A toolbox for revealing latent data in sedimentological and archaeological records. **Quaternary International**, [s. l.], v. 483, p. 1–4, 2018. Disponível em: <https://www-sciencedirect.ez79.periodicos.capes.gov.br/science/article/pii/S1040618218307067?via%3Dihub> Acesso em: 23 ago. 2020.

BIFFI, V. H. R.; PAISANI, J. C. Micromorfologia de Colúvio-Alúvios em Paleovoçorocas Colmatadas nas Superfícies de Cimeira de Pinhão/Guarapuava e Palmas/Çaçador - Sul do Brasil. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, São Paulo, v. 20, n. 4, p. 735–749, 2019. Disponível em: <http://www.lsie.unb.br/rbg/index.php/rbg/article/view/1642> Acesso em: 29 ago. 2020.

BIFFI, V. H. R.; PAISANI, J. C.; CARAMINAN, L. M.; GASPARETTO, N. V. L. Estágio de Intemperismo da Cobertura Superficial de Área Fonte de Depósitos de Colúvio - Superfície de Cimeira de Pinhão/Guarapuava. **Pesquisa em Geociências**, Porto Alegre, v. 47, n. 2, p. e097177. Disponível em: <https://seer.ufrgs.br/PesquisasemGeociencias/article/view/108554>. Acesso em: 03 mai. 2021.

BIRK, J. J.; TEIXEIRA, W. G.; NEVES, E. G.; GLASER, B. Faeces deposition on Amazonian Anthrosols as assessed from 5 β -stanols. **Journal of Archaeological Science**, [s. l.], v. 38, n. 6, p. 1209–1220, 2011. Disponível em: <https://www-sciencedirect.ez79.periodicos.capes.gov.br/science/article/pii/S0305440310004528?via%3Dihub> Acesso em: 23 ago. 2020.

BISI, F. N.; ANGULO, R. J.; SOUZA, M. C. D. Fácies e superfícies de descontinuidade da barreira regressiva holocênica paranaense. **Pesquisa em Geociências**, Porto Alegre, v. 26, n. 1, p. e0729. Disponível em: <https://seer.ufrgs.br/PesquisasemGeociencias/article/view/93245/pdf> Acesso em: 29 ago. 2020 .

BITTENCOURT, A. L. V. Estudo do Ambiente Quaternário na Região do Banhado do Colégio Camaquã - RS. Uma Abordagem Geoarqueológica. **Pesquisas em Geociências**, Porto Alegre, v. 21, n. 1, p. 40-46, 1994. Disponível em: <https://seer.ufrgs.br/PesquisasemGeociencias/article/view/21249> Acesso em: 29 ago. 2020

BOMBIN, M. Modelo paleoecológico evolutivo para o Neokuaternário da região da Campanha-Oeste do Rio Grande do Sul (Brasil). A Formação Touro Passo, seu conteúdo fossilífero e a pedogênese pós-deposicional. **Comunicações do Museu Ciências e Tecnologia da PUCRS**, Porto Alegre, 15, p. 1–89, 1976.

BONOMO, M.; ANGRIZANI, R. C.; APOLINAIRE, E.; NOELLI, F. S. A model for the Guaraní expansion in the La Plata Basin and littoral zone of southern Brazil. **QuaternaryInternational**, v. 356, p. 54–73, 2015. Disponível em: [https://www-sciencedirect.ez79.periodicos.capes.gov.br/science/article/pii/S1040618214008076?via%3Dihub](https://www.sciencedirect.ez79.periodicos.capes.gov.br/science/article/pii/S1040618214008076?via%3Dihub) Acesso em: 29 ago. 2020.

BRANCH, N. Environmental Archaeology. *in*: WRIGHT, J. D. **International Encyclopedia of the Social & Behavioral Sciences**. Pergamon: Elsevier, 2015. p. 692–698.

BRASIL, L. D.; PAISANI, J. C.; ARAÚJO, A. G. D. M.; BIFFI, V. H. R. Assinatura Morfoscópica de microartefatos experimentais derivados de arenito silicificado. *in*: Congresso da SAB: Memória, Patrimônio Cultural e Direitos Humanos, 20., 2019, Pelotas. **Anais [...]**. Pelotas: Sociedade de Arqueologia Brasileira, 2019. p. 1–6.

BROCHIER, L. L. **Controles geoarqueológicos e modelos morfoestratigráficos: implicações para o estudo das ocupações pré-históricas na costa sul-sudeste do Brasil**. 2009. Tese (Doutorado em Arqueologia) - Museu de Arqueologia e Etnologia, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2009.

BUENO, L.; DIAS, A. S.; STEELE, J. The Late Pleistocene/Early Holocene archaeological record in Brazil: A geo-referenced database. **QuaternaryInternational**, [s. l.], v. 301, p. 74–93, 2013. Disponível em: <https://linkinghub-elsevier-com.ez79.periodicos.capes.gov.br/retrieve/pii/S1040618213001869> Acesso em: 29 ago. 2020.

BUTZER, K. W. Geo-archaeological interpretation of Acheulian calc-pan sites at Doornlaagte and Rooidam (Kimberley, South Africa). **Journal of Archaeological Science**, [s. l.], v. 1, n. 1, p. 1–25, 1974. Disponível em: <https://www-sciencedirect.ez79.periodicos.capes.gov.br/science/article/pii/0305440374900156?via%3Dihub>. Acesso em: 23 ago. 2020.

BUTZER, K. W. **Archaeology as Human Ecology**. 1. ed. Cambridge: University Press, 1982. 364 p.

CALEGARI, M. R. et al. Phytolith signature on the Araucarias Plateau – Vegetation change evidence in Late Quaternary (South Brasil). **QuaternaryInternational**, v. 434, Parte B, p. 117–128, 2017. Disponível em: <https://www-sciencedirect.ez79.periodicos.capes.gov.br/science/article/pii/S1040618215013439?via%3Dihub> Acesso em: 29 ago. 2020.

CARBONERA, M. et al. A Guaraní burial deposit on the upper Uruguay River, Santa Catarina: Excavation and collection of data on the biological and funerary profiles. **Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi: Ciências Humanas**, Belém, v. 13, n. 3, p. 625–644, 2018. Disponível em: https://www.scielo.br/scielo.php?pid=S1981-81222018000300625&script=sci_abstract Acesso em: 30 ago. 2020.

CARUSO JR, F.; SUGUIO, K.; NAKAMURA, T. The Quaternary geological history of the Santa Catarina Southeastern Region (Brazil). **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, Rio de Janeiro, v. 72, n. 2, p. 257–270, 2000. Disponível em: https://www.scielo.br/scielo.php?script=sci_arttext&pid=S0001-

[3765200000200011&lng=en&nrm=iso&tlng=en&ORIGINALLANG=en](#) Acesso em: 23 ago. 2020.

CATT, J. A. Paleopedology Manual: Field recognition, description and spatial relationships of paleosols. **Quaternary International**, [s. l.], v. 6, p. 2–95, 1990. Disponível em: <https://www-sciencedirect.ez79.periodicos.capes.gov.br/science/article/pii/104061829090003M?via%3Dihub> Acesso em: 23 ago. 2020.

CHUENG, K. et al. Aplicação de Estudos de Fitólitos para Reconstituição Paleoambiental em Sítios Arqueológicos: Estudos de caso no Brasil, *in*: PINHEIRO, L. S.; GORAYEN, A. **Geografia Física e as Mudanças Globais**. Fortaleza: Editora UFC, 2019. p. 1–12.

CORDOVA, C. **Geoarchaeology: The Human-Environmental Approach**, 1. ed. London: Tauris, 2018. 294 p.

CORTELETTI, R.; DICKAU, R.; DEBLASIS, P.; IRIARTE, J. Revisiting the economy and mobility of southern proto-Jê (Taquara-Itararé) groups in the southern Brazilian highlands: Starch grain and phytoliths analyses from the Bonin site, Urubici, Brazil. **Journal of Archaeological Science**. v. 58, p. 46–61, 2015. Disponível em: <https://www-sciencedirect.ez79.periodicos.capes.gov.br/science/article/pii/S030544031500103X?via%3Dihub#appsec1> Acesso em: 30 ago. 2020.

EIDT, R. C. Theoretical and practical considerations in the analysis of anthrosols, *in*: RAPP, G.; GIFFORD, J. A. **Archaeological geology**. New Haven, Yale University Press, 1985. p. 155–190.

ELIAS, S. A. Introduction | History of quaternary science. *In*: ELIAS, S. A. **Encyclopedia of Quaternary Science**. Amsterdã: Elsevier Science, 2007. p. 10–18.

ELIAS, S. A. History of Quaternary Science☆. *in*: ELIAS, S. A.; MOCK, C. J. **Encyclopedia of Quaternary Science**. 2. ed. Amsterdã: Elsevier Inc, 2015. p. 1–8.

FEDELE, F. G. Sediments as palaeo-land segments: the excavation side of study, *in*: DAVIDSON, D. A.; SHACKLEY, M. L. **Geoarchaeology: Earth Science and the Past**. Boulder: Westview Press, 1976. p. 23–48.

FETT JUNIOR, N. **Alostratigrafia e evolução do relevo do pleistoceno médio ao holoceno no médio curso do Rio Pardo, região Centro-Leste do estado do Rio Grande do Sul, Brasil**. 2011. Tese (Doutorado em Geografia) - Programa de Pós-Graduação em Geografia, Universidade Federal de Santa Catarina, Florianópolis, 2011.

FORNARI, M.; GIANNINI, P. C. F.; NASCIMENTO, D. R. Facies associations and controls on the evolution from a coastal bay to a lagoon system, Santa Catarina Coast, Brazil. **Marine Geology**, [s. l.], v. 323–325, p. 56–68, 2012. Disponível em: <https://www-sciencedirect.ez79.periodicos.capes.gov.br/science/article/pii/S0025322712001612?via%3Dihub> Acesso em: 30 ago 2020.

FUMIYA, M. H.; SANTOS, L. J. C.; RIFFEL, S. B. Morphostratigraphy of Ferruginous Duricrusts in The Northwest of Paraná. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, São Paulo, n. 20, v. 4, p. 707–717, 2019. Disponível em: <http://www.lsie.unb.br/rbg/index.php/rbg/article/view/1501> Acesso em: 23 ago. 2020.

GARRISON, E. **Techniques in Archaeological Geology**. 2. ed. Heidelberg: Springer, 2016. 345 p.

GASPARI, M. C.; PONTELLI, M. E.; BIFFI, V. H. R. Natureza poligenética de latossolo bruno em patamares extensos no Meio-Oeste catarinense – Planalto das Araucárias. **Geografia Ensino & Pesquisa**, Santa Maria, v. 24, p. e24, 2020. Disponível em: <https://periodicos.ufsm.br/geografia/article/view/38153> Acesso em: 29 ago. 2020.

GIBBARD, P. L.; HEAD, M. J. The newly-ratified definition of the Quaternary System/Period and redefinition of the pleistocene series/epoch, and comparison of proposals advanced prior to formal ratification. **Episodes**, [s. l.], v.33, n. 3, p. 152–158, 2010. Disponível em: <http://www.episodes.org/journal/view.html?doi=10.18814/epiiugs/2010/v33i3/002>. Acesso em: 23 ago. 2020.

GLADFELTER, B. G. Development and directions in geoarchaeology., *in*: SCHIFFER, Michael B. **Advances in Archaeological Method and Theory**. London: Academic Press, 1981. p. 343–364.

GOLDBERG, P.; MACPHAIL, R. I. **Practical and Theoretical Geoarchaeology**. Malden: Blackwell Publishing Ltd., 2006. 463 p.

GOMES, H. et al. Identification of pigments used in rock art paintings in GodeRoriso-Ethiopia using Micro-Raman spectroscopy. **Journal of Archaeological Science**, [s. l.], v. 40, n. 11, p. 4073-4082, 2013. Disponível em: <https://www.sciencedirect.ez79.periodicos.capes.gov.br/science/article/pii/S0305440313001416?via%3Dihub> Acesso em: 30 ago. 2020.

GOMES, H; et al. Pigment in western Iberian schematic rock art: An analytical approach. **Mediterranean Archaeology and Archaeometry**, [s. l.], v. 15, n. 1, p. 163–175, 2015. Disponível em: <https://zenodo.org/record/15050> Acesso em: 1 jul. 2020.

GOMES, H. et al. Identification of organic binders in pre-historic pigments through multiproxy archaeometric analyses from the Toca do Paraguaio and Boqueirão da Pedra Furada shelters (Serra da Capivara National Park, Piauí, Brazil). **Rock art Research**, [s. l.], v. 36, n. 2, p. 214–221, 2019. Disponível em: <https://iris.unife.it/handle/11392/2406516> Acesso em: 30 ago. 2020.

HARRIS, E. C. **Principles of Archaeological Stratigraphy**. 2. Ed. London: Academic Press, 1989. 170 p.

HOLLIDAY, V. T. Quaternary Geoscience in Archaeology. *in*: GOLDBERG, P.; HOLLIDAY, V. T.; FERRING, C. R. **Earth Sciences and Archaeology**. New York: Springer US, 2001. 513p.

HUGHES, P. D. Geomorphology and Quaternary stratigraphy: The roles of morpho-, litho-, and allostratigraphy. **Geomorphology**, [s. l.], v. 123, n. 3-4, p. 189-199, 2010. Disponível em: <https://www.sciencedirect.ez79.periodicos.capes.gov.br/science/article/pii/S0169555X10003387?via%3Dihub>. Acesso em: 23 ago. 2020.

IRIARTE, J.; DEBLASIS, P.; SOUZA, J. G.; CORTELETTI, R. Emergent Complexity, Changing Landscapes, and Spheres of Interaction in Southeastern South America During the Middle and Late Holocene. **Journal of Archaeological Research**, v. 25, p. 251–313, 2017. Disponível em: <https://link.springer.com/article/10.1007/s10814-016-9100-0> Acesso em: 23 ago. 2020.

IRIONDO, M.; KRÖHLING, D. The parent material as the dominant factor in Holocene pedogenesis in the Uruguay River Basin. **Revista Mexicana de Ciencias Geológicas**, Querétaro, v. 21, n. 1, p. 175–184, 2004. Disponível em: <http://rmcg.geociencias.unam.mx/index.php/rmcg/article/view/913/762> Acesso em: 23 ago. 2020.

JUNIOR, E. S. F. P. et al. Terra preta de índio na região amazônica. **Scientia Amazonia**, Manaus v. 1, n. 1, p. 1–8, 2012. Disponível em: <http://scientia-amazonia.org/wp-content/uploads/2016/06/v1-n1-1-8-2012.pdf> Acesso em: 23 ago. 2020.

KLOKLER, D. et al. Juntos na costa: Zooarqueologia e Geoarqueologia de sambaquis do litoral sul catarinense. **Revista do Museu de Arqueologia e Etnologia**, São Paulo, n. 20, p. 53-75, 2010. <http://www.revistas.usp.br/revmae/article/view/89910/0> Acesso em: 29 ago. 2020.

KNEIP, A. **O povo da lagoa: uso do SIG para modelamento e simulação na área arqueológica do Camacho**. 2004. Tese (Doutorado em Arqueologia) - Museu de Arqueologia e Etonologia, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2004.

LAUTERJUNG, M. B. et al. Phylogeography of Brazilian pine (*Araucaria angustifolia*): integrative evidence for pre-Columbian anthropogenic dispersal. **Tree Genetics & Genomes**, [s. l.], v. 14, n. 36, p. 1-12, 2018. Disponível em: <https://link.springer.com/article/10.1007/s11295-018-1250-4> Acesso em: 23 ago. 2020.

LELI, I.; STEVAUX, J. C.; ASSINE, M. L. Origin, evolution, and sedimentary records of islands in large anabranching tropical rivers: The case of the Upper Paraná River, Brazil. **Geomorphology**, [s. l.], v. 358, p. e107118, 2020. Disponível em: <https://www.sciencedirect.ez79.periodicos.capes.gov.br/science/article/pii/S0169555X20300908?via%3Dihub> Acesso em: 23 ago. 2020.

LIMA, F. M. et al. Faciologia e contexto deposicional da Formação Guabirotuba, Bacia de Curitiba (PR). **Brazilian Journal of Geology**, São Paulo, n. 43, n.1, p. 168–184, 2013a. Disponível em: <http://www.ppegeo.igc.usp.br/index.php/bjg/article/view/7455> Acesso em: 23 ago 2020.

LIMA, L. G. et al. Sea-level rise and sediment budget controlling the evolution of a transgressive barrier in southern Brazil. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 42, p. 27–38, 2013b. Disponível em: <https://www.sciencedirect.ez79.periodicos.capes.gov.br/science/article/pii/S0895981112000855?via%3Dihub> Acesso em: 29 ago. 2020.

LOPES, R. P. Biostratigraphy of the Pleistocene Fossiliferous Deposits of the Southern Brazilian Coastal Area. **Journal of Mammalian Evolution**, [s. l.], v. 20, p. 69–82, 2011. Disponível em: <https://link.springer.com/article/10.1007/s10914-011-9173-y> Acesso em: 23 ago. 2020.

LOPES, R. P.; DILLENBURG, S. R.; SCHULTZ, C. L. Cordão formation: Loess deposits in the southern coastal plain of the state of Rio Grande do Sul, Brazil. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, Rio de Janeiro, v. 88, n. 4, p. 2143–2166, 2016. Disponível em: https://www.scielo.br/scielo.php?script=sci_arttext&pid=S0001-37652016000602143 Acesso em: 23 ago. 2020.

LOURDEAU, A. et al. Pré-história na foz do rio Chapecó. **Cadernos do CEOM**, Chapecó, v. 29, n. 45, p. 220–242, 2016. Disponível em: <http://bell.unochapeco.edu.br/revistas/index.php/rcc/article/view/3415> Acesso em: 30 ago. 2020.

LUZ, L. D.; KALINOVSKI, E. C. Z.; PAROLIN, M., SOUZA FILHO, E. E. Estágio atual do conhecimento sobre fitólitos no Brasil. **Terrae Didática**, Campinas, v. 11, n.1, p. 52-64, 2015. Disponível em: https://www.ige.unicamp.br/terraedidatica/v11_1/PDF11-1/111-%206-102.pdf Acesso em: 29 ago. 2020.

MACEDO, R. S. et al. Amazonian dark earths in the fertile floodplains of the Amazon River, Brazil: An example of non-intentional formation of anthropic soils in the Central Amazon region. **Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi: Ciências Humanas**, Belém, v. 14, n. 1, p. 207–227, 2019. Disponível em: https://www.scielo.br/scielo.php?script=sci_arttext&pid=S1981-81222019000100207 Acesso em: 23 Ago. 2020.

MARQUES, J. S. Ciência geomorfológica. *in*: GUERRA, A. J. T. CUNHA, S. B. D. **Geomorfologia: uma atualização de bases e conceitos**. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, 2001. p. 23–50.

MELO, M. S.; GIANNINI, P. C. F.; PESSENDA, L. C. R.; BRANDT NETO, M..Holocene paleoclimatic reconstruction based on the LagoaDourada deposits, southern Brazil. **Geologica Acta**, Barcelona, v. 1, n. 3, p. 289–302, 2013a. Disponível em: <https://revistes.ub.edu/index.php/GEOACTA/article/view/105.000001616> Acesso em: 23 ago. 2020.

MELO, M. S. et al. Sedimentação quaternária no espaço urbano de Ponta Grossa, PR. **Geociências**, Rio Claro, v. 22, n.1, p. 33–42, 2003b. Disponível em: http://revistageociencias.com.br/geociencias-arquivos/22_1/3.PDF Acesso em: 23 ago. 2020.

MELO, M. S. et al. Processos e Produtos Morfogenéticos Continentais. *in*: SOUZA, C. R. D. G.; SUGUIO, K.; OLIVEIRA, A. M. D. S.; De OLIVEIRA, P. E. **Quaternário do Brasil**. Ribeirão Preto: Holos, 2005. p. 258–275.

MENEZES, P. M. L. **Análise de fácies e proveniência sedimentar em sambaquis do litoral centro-sul de Santa Catarina**. 2009. Dissertação (Mestrado em Geotectônica) - Programa de Pós-Graduação em Geoquímica e Geotectônica, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2009.

MILHEIRA, R. G.; MACARIO, K. D.; CHANCA, I. S.; ALVES, E. Q. Archaeological Earthen Mound Complex in Patos Lagoon, Southern Brazil: Chronological Model and Freshwater Influence. **Radiocarbon**, [s. l.], v. 59, n. 1, p. 195–214, 2017. Disponível em: <https://www.cambridge.org/core/journals/radiocarbon/article/archaeological-earthen-mound-complex-in-patos-lagoon-southern-brazil-chronological-model-and-freshwater-influence/D9E5505B1627CB745D6C48AA2DAF273E#> Acesso em: 29 ago. 2020.

MILHEIRA, R. G.; DE SOUZA, J. G.; IRIARTE, J. Water, movement and landscape ordering: A GIS-based analysis for understanding the mobility system of late Holocene mound-builders in southern Brazil. **Journal of Archaeological Science**, v. 111, p. e.105014, 2019. Disponível em: <https://www.sciencedirect.ez79.periodicos.capes.gov.br/science/article/pii/S0305440319301013?via%3Dihub> Acesso em: 29 ago. 2020.

MORAIS, E. S. DE, SANTOS, M. L. DOS, CREMON, É. H., STEVAUX, J. C. Floodplain evolution in a confluence zone: Paraná and Ivaí rivers, Brazil. **Geomorphology**, [s. l.], v. 257, p. 1–9, 2016. Disponível em: <https://www->

[sciencedirect.ez79.periodicos.capes.gov.br/science/article/pii/S0169555X15302373?via%3Dihub](https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0169555X15302373?via%3Dihub) Acesso em: 23 ago. 2020.

NOVASCO, R. V. Mapeamento arqueológico e pedológico no Vale do Rio Capivari, Estado de Santa Catarina. **Cadernos do LEPAARQ - Textos de Antropologia, Arqueologia e Patrimônio**, Pelotas, v. 10, n. 20, p. 41–61, 2013. Disponível em: <https://periodicos.ufpel.edu.br/ojs2/index.php/lepaarq/article/view/2143> Acesso em: 29 ago. 2020.

OLDROYD, David R.; GRAPES, Rodney H. Contributions to the history of geomorphology and quaternary geology: An introduction. **Geological Society Special Publication**, [s. l.], v. 301, p. 1–17, 2008. Disponível em: <https://sp.lyellcollection.org/content/301/1/1>. Acesso em: 23 ago. 2020.

OLIVEIRA, L.; PAISANI, J. C. Constituintes e Morfoscopia de Sedimentos de Paleocanal Colmatado do Planalto de Palmas (PR)/Água Doce (SC) – Sul do Brasil. *in*: SINAGEO - Simpósio Nacional de Geomorfologia: Passado, presente e futuro, 9., 2012, Rio de Janeiro. **Anais [...]**. Rio de Janeiro: Universidade Federal do Rio de Janeiro, 2012. p. 1–5.

OLIVEIRA, M. A. T. D.; BEHLING, H.; PESSEDA, L. C. R. Late-Pleistocene and mid-Holocene environmental changes in highland valley head areas of Santa Catarina state, Southern Brazil. **Journal of South American Earth Sciences**, [s. l.], v. 26, n. 1, p. 55–67. 2008a. Disponível em: [https://www-sciencedirect.com/science/article/pii/S0895981108000333?via%3Dihub](https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0895981108000333?via%3Dihub) Acesso em: 23 ago. 2020.

OLIVEIRA, M. A. T. D.; BEHLING, H.; PESSEDA, L. C. R.; LIMA, G. L. D. Stratigraphy of near-valley head quaternary deposits and evidence of climate-driven slope-channel processes in southern Brazilian highlands. **CATENA**, [s. l.] v. 75, n. 1, p. 77–92. 2008b. Disponível em: [https://www-sciencedirect.com/science/article/pii/S034181620800043X?via%3Dihub](https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S034181620800043X?via%3Dihub) Acesso em: 23 ago. 2020.

OLIVEIRA, M. A. T. D. et al. Upper Pleistocene to Holocene peatland evolution in Southern Brazilian highlands as depicted by radar stratigraphy, sedimentology and palynology. **Quaternary Research**, [s. l.], v. 77, n. 3, p. 397–407, 2012. Disponível em: <https://www-sciencedirect.com/science/article/pii/S0033589411001633> Acesso em: 23 ago 2020.

PAGOTTO, D.; PAISANI, J. C.; SORDI, M. V. D. Dinâmica da Paisagem do Planalto do Rio Canoas (SC) no Quaternário Tardio com base em registros pedostratigráficos de paleocabeceira de drenagem. **Geosul**, Florianópolis, v. 35, n. 75, p. 481-505, 2020. Disponível em: <https://periodicos.ufsc.br/index.php/geosul/article/view/1982-5153.2020v35n75p481> Acesso: 23 ago. 2020.

PAISANI, J. C. Utilização de diagrfias granulométricas no estabelecimento da lito e pedostratigrafia de rampa arenosa costeira – o caso Praia Mole (ilha de Santa Catarina). **Geografia**, Londrina, v. 13, n. 2, p. 139–150, 2004. Disponível em: <http://www.uel.br/revistas/uel/index.php/geografia/article/view/6777/6108> Acesso em: 29 ago. 2020.

PAISANI, J. C. Análise morfométrica e de textura superficial de grãos utilizada na identificação de litofácies eólica e de dissipação em rampa arenosa/dissipação: o caso da

Praia Mole (Ilha de Santa Catarina). **Geosul**, Florianópolis, v. 20, n. 39, p. 105–118, 2005. Disponível em: <https://periodicos.ufsc.br/index.php/geosul/article/view/13309> Acesso em: 29 ago. 2020.

PAISANI, J. C.; PONTELLI, M. E. Propriedades micromorfológicas de colúvios em encosta no médio vale do Rio Marrecas (Sudoeste do Estado do Paraná) - bases para distinção de formações superficiais alóctones e autóctones em substrato basáltico. **Pesquisas em Geociências**, Porto Alegre, v. 39, n. 1, p. 53-62, 2012. Disponível em: <https://seer.ufrgs.br/PesquisasemGeociencias/article/view/35814> Acesso em: 29 ago. 2020.

PAISANI, J. C.; PONTELLI, M. E.; CORRÊA, A. C. De B.; RODRIGUES, R. A. R., Pedogeochemistry and micromorphology of oxisols – A basis for understanding etchplanation in the Araucárias Plateau (Southern Brazil) in the Late Quaternary. **Journal of South American Earth Sciences**, [s. l.], v. 48, p. 1–12, 2013. Disponível em: <https://www-sciencedirect.ez79.periodicos.capes.gov.br/science/article/pii/S0895981113000990> Acesso em: 29 ago. 2020.

PAISANI, J. C. et al. Paleosols in low-order streams and valley heads in the Araucaria Plateau - Record of continental environmental conditions in southern Brazil at the end of MIS 3. **Journal of South American Earth Sciences**, [s. l.], v. 54, p. 57-70, 2014. Disponível em: <https://www-sciencedirect.ez79.periodicos.capes.gov.br/science/article/pii/S0895981114000479?via%3Dihub> Acesso em: 29 ago. 2020

PAISANI, J. C. et al. Paleoenvironmental dynamics of low-order paleovalleys in the Late Quaternary – Palmas/Caçador Summit Surface – Southern Brazil. **CATENA**, [s. l.], v. 182, p. 104171, 2019. Disponível em: <https://www-sciencedirect.ez79.periodicos.capes.gov.br/science/article/pii/S0341816219303133?via%3Dihub> Acesso em: 23 ago. 2020.

PAROLIN, M.; MONTEIRO, M.; COE, H.; COLAVITE, A. P. Considerações Paleoambientais do Holoceno Médio por Meio de Fitólitos na Serra do Cadeado, Paraná. **Revista do Departamento de Geografia**, São Paulo, n. especial do XVII Simpósio Brasileiro de Geografia Física Aplicada e I Congresso Nacional de Geografia., p. 96-103, 2017. Disponível em: <http://www.revistas.usp.br/rdg/article/view/132609> Acesso em: 29 ago. 2020.

PEREIRA, G. L. Identificação de fitólitos a partir de fragmentos de carvão. **Cadernos do LEPAARQ - Textos de Antropologia, Arqueologia e Patrimônio**, Pelotas, v. 7, n. 13/14, p. 87–100, 2010. Disponível em: <https://periodicos.ufpel.edu.br/ojs2/index.php/lepaarq/article/view/1316> Acesso em: 30 ago. 2020.

PEREIRA, J. S.; PAISANI, J. C.; LOPES-PAISANI, S. D. Dinâmica Geomorfológica de São José dos Ausentes (RS) no Quaternário Tardio: Evidências em paleofundo de vale de baixa ordem hierárquica. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, São Paulo, v. 21, n. 2, p. 271–288, 2020. Disponível em: <http://www.lsie.unb.br/rbg/index.php/rbg/article/view/1638/386386487> Acesso em: 23 ago. 2020.

PERIN, E. B.; HERBERTS, A. L.; OLIVEIRA, M. A. T. D. A cronologia Jê meridional e os novos dados para o alto curso do Arroio Cará, Coxilha Rica, Lages, Santa Catarina. **Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi. Ciências Humanas**, Belém, v. 14, n. 2, p.

581–609, 2019. Disponível em: https://www.scielo.br/scielo.php?script=sci_arttext&pid=S1981-81222019000200581
Acesso em: 29 ago. 2020.

PONTELLI, M. E.; MANFREDINI, L.; OLIVEIRA, D. R. M.; CAVAZINI, A. Natureza da cobertura superficial ao longo de patamares dissecados entre Serra da Fartura (PR/SC) e rio Chapecó (Abelardo Luz/SC) - Planalto das Araucárias: primeira aproximação. **Revista Equador**, Teresina, v. 4, n. 3, p. 366–371, 2015. Disponível em: <https://revistas.ufpi.br/index.php/equador/article/view/3643> Acesso em: 29 ago. 2020.

POSAMENTIER, H.P.; WALKER, R. G. **Facies Models Revisited**. Tulsa: Society for Sedimentary Geology, 2006, 527 p.

PUGLIERI, T. S.; FARIA, D. L. A. D.; BORGES, C. Estudos de Arqueometria. **Cadernos do LEPAARQ - Textos de Antropologia, Arqueologia e Patrimônio**, Pelotas, v. 15, n. 30, p. 142–146, 2018. Disponível em: <https://periodicos.ufpel.edu.br/ojs2/index.php/lepaarq/article/view/13011> Acesso em: 29 ago. 2020.

RAPP, G. R.; HILL, C. L. **Geoarchaeology: The earth-science approach to archaeological interpretation**. 1. ed. New Haven: Yale University Press, 1998. 339 p.

RIFFEL, S. B.; VASCONCELOS, P. M.; CARMO, I. O.; FARLEY, K. A. Combined $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ and (U-Th)/He geochronological constraints on long-term landscape evolution of the Second Paraná Plateau and its ruiniform surface features, Paraná, Brazil. **Geomorphology**, [s. l.], v. 233, p. 52–63, 2015. Disponível em: <https://www.sciencedirect.ez79.periodicos.capes.gov.br/science/article/pii/S0169555X14006047?via%3Dihub> Acesso em: 23 ago. 2020.

RIFFEL, S. B.; VASCONCELOS, P. M.; CARMO, I. O.; FARLEY, K. A. Goethite (U–Th)/He geochronology and precipitation mechanisms during weathering of basalts. **Chemical Geology**, v. 446, p. 18–32, 2016. Disponível em: <https://www.sciencedirect.ez79.periodicos.capes.gov.br/science/article/pii/S0009254116301644?via%3Dihub> Acesso em: 23 ago 2020.

ROSINA, P. et al. Micro-Raman spectroscopy for the characterization of rock-art pigments from Abrigo del Águila (Badajoz – Spain). **Optics and Laser Technology**, [s. l.], v. 102, p. 274–281, 2018. Disponível em: <https://www.sciencedirect.ez79.periodicos.capes.gov.br/science/article/pii/S0030399217302645?via%3Dihub>. Acesso em: 30 ago. 2020.

ROSA, M. L. C. D. C. et al. High-Frequency Sequences in the Quaternary of Pelotas Basin (coastal plain): A record of degradational stacking as a function of longer-Term base-level fall. **Brazilian Journal of Geology**, São Paulo, v. 47, n. 2, p. 183–207, 2017. Disponível em: https://www.scielo.br/scielo.php?pid=S2317-48892017000200183&script=sci_abstract Acesso em: 23 ago. 2020.

RUBIN DE RUBIN, J. C.; SILVA, R. T. Arqueologia, Dinâmica das Vertentes e Perdas de Solo. **Revista do Museu de Arqueologia e Etnologia**, São Paulo, v. 14, p. 179–193, 2004. Disponível em: <http://www.revistas.usp.br/revmae/article/view/89666> Acesso em: 23 ago. 2020.

RUBIN DE RUBIN, J. C.; SILVA, R. T. **Geoarqueologia**. Goiânia: PUC Goiás, 2013. 304p.

SALAMUNI, E. **Tectônica da Bacia Sedimentar de Curitiba (PR)**. 1998. Universidade Estadual Paulista. Tese (Doutoramento em Geociências) - Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro. 1998.

SALGADO, A. A. R.; BIAZINI, J.; HENNIG, S. Geomorfologia Brasileira: Panorama Geral da Produção Nacional no Início do Século XXI (2001-2005). **Revista Brasileira de Geomorfologia**, São Paulo, v. 9, n. 1, p. 85–91, 2008. Disponível em: <http://www.lsie.unb.br/rbg/index.php/rbg/article/view/104> Acesso em 23 ago 2020.

SALGADO, A. A. R.; LIMOEIRO, B. F. Geomorfologia Brasileira: Panorama Geral da Produção Nacional de Alto Impacto no Quinquênio entre 2011-2015. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, São Paulo, v. 18, n. 1, p. 225–236, 2017. Disponível em: <http://www.lsie.unb.br/rbg/index.php/rbg/article/view/1154> Acesso em: 23 de agosto de 2020.

SALLUN, A. E. M.; SUGUIO, K.; STEVAUX, J. C. Proposição formal do Alogruppo Alto Rio Paraná (SP, PR e MS). **Geologia USP Série Científica**, São Paulo, v. 7, n. 2. p. 49–70, 2007. Disponível em: <http://www.ppegeo.igc.usp.br/index.php/GUSPSC/article/view/3212> Acesso em 23 ago. 2020.

SANTOS, M. C. P. **Geoarqueologia da área da Volta Grande do Alto Rio Uruguai, Sul do Brasil**: morfoestratigrafia, geocronologia e sequência arqueológica da Foz do rio Chapecó. 2018. Tese (Doutorado Quaternary and Prehistory) - Dipartimento di Fisica e Scienze della Terra, Università degli Studi di Ferrara, Ferrara, 2018.

SANTOS, M. L. D.; STEVAUX, J. C.; GASPARETTO, N. V. L.; SOUZA FILHO, E. E. Geologia e Geomorfologia da Planície Aluvial do Rio Ivaí em seu Curso Inferior. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 9. n. 1, p. 23-34, 2008. Disponível em: <http://www.lsie.unb.br/rbg/index.php/rbg/article/view/98> Acesso em: 29 ago. 2020.

SCHAETZL, R. J.; ANDERSON, S. **Soils: Genesis and Geomorphology**. 1. ed. New York: Cambridge University Press, 2005. 897 p.

SCHIFFER, M. B. **Formation processes of the archaeological record**. Albuquerque: University of New Mexico press, 1987. 428 p.

SCHMITZ, P. I.; NOVASCO, R. V. Arqueologia no planalto: o uso do SIG na aplicação de análises espaciais dos sítios arqueológicos da localidade Boa Parada, Município de São José do Cerrito, SC. **Revista do Museu de Arqueologia e Etnologia**, São Paulo, n. 21, p. 167-183, 2011. Disponível em: <http://www.revistas.usp.br/revmae/article/view/89971> Acesso em: 29 ago. 2020.

SCHMITZ, P. I.; NOVASCO, R. V. Pequena História Jê Meridional Através do Mapeamento dos Sítios Datados. **Pesquisas, Antropologia**, São Leopoldo, n. 70, p. 35–41, 2013.

SHAHACK-GROSS, R. Archaeological formation theory and geoarchaeology: State-of-the-art in 2016. **Journal of Archaeological Science**, [s. l.], v. 79, p. 36-43, 2017. Disponível em: <https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0305440317300043?via%3DIihub> Acesso em: 23 ago 2020.

SILVA, D. W. D.; CAMARGO FILHO, M.; PAROLIN, M.; BERTOTTI, L. G. Análise paleoambiental a partir dos principais morfotipos de fitólitos encontrados em sedimento turfoso na região de Guarapuava-Paraná. **Ambiência**, Guarapuava, v. 12, n. 1, p. 13–32,

2016. Disponível em: <https://revistas.unicentro.br/index.php/ambiencia/article/view/2644> Acesso em: 30 ago. 2020.

SOARES, M. D. S. **Geoquímica de Solos Arqueológicos na Identificação de Áreas de Atividades**: Um Quadro Geográfico Para o Sítio Bonin/SC. 2019. Tese (Doutorado em Geografia) - Programa de Pós-Graduação em Geografia, Universidade Federal do Paraná, Curitiba, 2019.

STEIN, J. K.; HOLLIDAY, V. T. Archaeological stratigraphy. *in*: GILBERT, Allan S. **Encyclopedia of Earth Sciences Series**. Dordrecht: Springer, 2017. p. 33–39.

STEVAUX, J. C.; SOUZA FILHO, E. E.; MEDEANIC, S.; YAMSKIKG, G. The Quaternary history of the Upper course of the Parana River. *in*: THOMAZ, S. M.; AGOSTINHO, A. A.; HAHN, N. S. **The Upper Parana River and its floodplain: Physical aspects, Ecology and Conservation**. Leiden: Backhuys Publishers, 2004. p. 31–53.

SUÁREZ, R. The human colonization of the Southeast Plains of South America: Climatic conditions, technological innovations and the peopling of Uruguay and south of Brazil. **Quaternary International**, [s. s.], v. 431, p. 181–193, 2017. Disponível em: <https://www-sciencedirect.ez79.periodicos.capes.gov.br/science/article/pii/S1040618216001464?via%3Dihub> Acesso em: 29 ago. 2020.

SUGUIO, K. **Introdução à sedimentologia**. 1. ed. São Paulo: Editora Edgar Blücher, 1973. 318 p.

SUGUIO, K. Introdução. *in*: SOUZA, C. R. D. G.; SUGUIO, K.; OLIVEIRA, A. M. D. S.; OLIVEIRA, P. E. D **Quaternário do Brasil**. Ribeirão Preto: Holos, 2005. p. 21–27.

SUMMERFIELD, M. A. **Global Geomorphology**: An introduction to the study of landforms. 1. ed. Harlow: Pearson Longman, 1991. 537 p.

TOMAZELLI, L. J.; DILLENBURG, S. R.; VILLWOCK, J. A. Late Quaternary Geological History of Rio Grange Do Sul Coastal Plain, Southern Brazil. **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, v. 30, n. 3, p. 474–476, 2000. Disponível em: <http://www.ppegeo.igc.usp.br/index.php/rbg/article/view/10823> Acesso em: 30 ago. 2020.

VIDAL, V. P. Geoarqueología de lossitiospaleoindiosenlaformación sedimentaria Touro Passo: processos de formação e perturbação pós-deposicional. **Revista de Arqueologia**, Pelotas, v. 32, n.1, p. 42–68, 2019. Disponível em: <https://revista.sabnet.org/index.php/SAB/article/view/578> Acesso em: 23 ago. 2020.

VILLAGRAN, X. S. **Análise de arqueofácies na camada preta do sambaqui Jabuticabeira II**. 2008. Dissertação (Mestrado em Arqueologia) - Museu de Arqueologia e Etnologia, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2008.

VILLAGRÁN, X. S. Análise de Arqueofácies na camada preta do Sambaqui Jabuticabeira. **Revista de Arqueologia**, Pelotas, v. 22, n.1, p. 135–142, 2009. Disponível em: <https://revista.sabnet.org/index.php/SAB/article/view/267> Acesso em: 29 ago. 2020.

VILLAGRAN, X. S. **Micromorfologia de sítios concheiros da Ameroca do Sul**:Arqueoestratigrafia e processos de Formação de Sambaquis (Santa Catarina, Brasil) e concheros (Terra do Fogo, Argentina). 2012. Tese (Doutorado em Geotectônica) - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2012.

VILLAGRÁN, X. S.; GIANNINI, P. C. F.; DEBLASIS, P. Archaeofacies analysis: Using depositional attributes to identify anthropic processes of deposition in a monumental shell mound of Santa Catarina State, southern Brazil. **Geoarchaeology**, [s. l.], v. 24, n. 3, p. 311–335, 2009. Disponível em: <https://onlinelibrary-wiley.ez79.periodicos.capes.gov.br/doi/abs/10.1002/gea.20269> Acesso em: 29 ago. 2020.

VILLAGRAN, X. S. et al. Lecturas estratigráficas: arquitectura funeraria y depositación de residuos en el sambaquí Jabuticabeira II. **Latin American Antiquity**, [s. l.], v. 21, n.2, p. 195–216, 2010. Disponível em: <https://www.cambridge.org/core/journals/latin-american-antiquity/article/lecturas-estratigraficas-arquitectura-funeraria-y-depositacion-de-residuos-en-el-sambaqui-jabuticabeira-ii/87D8EE8169CD57D33289BFE31F5E3154> Acesso em: 29 ago. 2020.

VILLAGRAN, X. S. et al. Building coastal landscapes: Zooarchaeology and geoarchaeology of Brazilian shell mounds. **The Journal of Island and Coastal Archaeology**, [s. l.], v. 6, n. 2, p. 211–234, 2011. Disponível em: <https://www.tandfonline.com/doi/abs/10.1080/15564894.2011.586087> Acesso em: 23 ago. 2020.

VILLAGRÁN, X. S. et al. Buried in ashes: Site formation processes at Lapa do Santo rockshelter, east-central Brazil. **Journal of Archaeological Science**, [s. l.], v. 77, p. 10–34, 2017. Disponível em: <https://www.sciencedirect.ez79.periodicos.capes.gov.br/science/article/pii/S0305440316300942?via%3Dihub> Acesso em: 23 ago. 2020.

VITTE, A. C.; NIEMANN, R. S. Uma Introdução À História Da Geomorfologia No Brasil: a Contribuição De Aziz Nacib Ab'Saber. **Revista Brasileira de Geografia Física**, Recife, v. 2, n. 1, p. 41, 2009. Disponível em: <https://periodicos.ufpe.br/revistas/rbge/article/view/232629> Acesso em 23 ago. 2020.

WAGNER, G. P. Sambaquis da Barreira da Itapeva, uma perspectiva geoarqueológica. **Revista de Arqueologia**, Pelotas, v. 22, n. 1, p. 135–142, 2009. Disponível em: <https://revista.sabnet.org/index.php/SAB/article/view/266> acesso em: 30 ago. 2020.

WALKER, M. et al. Formal definition and dating of the GSSP (Global Stratotype Section and Point) for the base of the Holocene using the Greenland NGRIP ice core, and selected auxiliary records. **Journal of Quaternary Science**, [s. l.], v. 24, n.1, p. 3–17, 2009. Disponível em: <https://onlinelibrary-wiley.ez79.periodicos.capes.gov.br/doi/abs/10.1002/jqs.1227> Acesso em: 23 ago. 2020.

WESOLOWSKI, V.; SOUZA, S. M.; REINHARD, K.; CECCANTINI, G. Grânulos de amido e fitólitos em cálculos dentários humanos: contribuição ao estudo do modo de vida e subsistência de grupos sambaquianos do litoral sul do Brasil. **Revista do Museu de Arqueologia e Etnologia**, São Paulo, n. 17, p. 191-210, 2007. Disponível em: <http://www.revistas.usp.br/revmae/article/view/89773> Acesso em: 30 ago. 2020.



24. TERMOCRONOLOGIA APLICADA À EVOLUÇÃO GEOMORFOLÓGICA DO NORDESTE SETENTRIONAL DO BRASIL: UMA BREVE REVISÃO

Francisco Leandro de Almeida Santos¹, Flávio Rodrigues do Nascimento¹, Peter Christian Hackspacher (*In Memoriam*), Marli Carina Siqueira Ribeiro², Bruno Venancio da Silva & Daniel Françoso de Godoy²

¹ Departamento Geografia da Universidade Federal do Ceará; Campus do Pici Bloco 11, CEP 60440-900. Fortaleza/CE; leogeofisico@gmail.com; flaviorn@yahoo.com.br

² Departamento de Petrologia e Metalogenia da Universidade Estadual Paulista, Av 24A, 1515, CEP:15506-900. R. Claro/SP; marlicarina@gmail.com; rochabt@gmail.com; danielgodoy@unesp.br

Resumo: A termocronologia de baixa temperatura abrange um conjunto de métodos radiométricos que se baseiam na retenção de produtos do decaimento radioativo em minerais, em função da temperatura a que as rochas são submetidas ao longo do tempo geológico. Os métodos termocronológicos têm sido aplicados para reconstrução de histórias térmicas da crosta superior, utilizadas para decifrar a evolução tectônica e de denudação dos continentes. No Nordeste Setentrional do Brasil, a termocronologia tem possibilitado compreender os efeitos da abertura da Margem Equatorial Atlântica e de eventos pós rifte sobre a gênese e evolução dos compartimentos de relevo da Província Borborema. Desta forma, este trabalho pretende apresentar o estado da arte acerca das contribuições da termocronologia e suas perspectivas futuras como base de método para os estudos geomorfológicos no Nordeste Setentrional do Brasil.

Palavras-Chave: Métodos termocronológicos, histórias térmicas, evolução tectônica, denudação, Província Borborema.

Abstract: The low temperature thermochronology consists of a set of radiometric methods that are based on the retention of radioactive decay product's in minerals, as a function of the temperature to which rocks are subjected over geological time. Thermochronological methods have been applied for reconstruction of thermal histories of the upper crust, used to decipher the tectonic and denudation evolution of the continents. In the Northeast Northeast of Brazil, thermochronology has made it possible to understand the effects of the opening of the Atlantic Equatorial Margin and post-rift events on the genesis and evolution about of the relief compartments of the Borborema Province. Therefore, this work intends to present the state of the art about the contributions of thermochronology and its future perspectives as a method base for geomorphological studies in the Septentrional Northeast of Brazil.

Keywords: Thermochronological methods, thermal histories, tectonic evolution, denudation, Borborema Province

Tema: Geomorfologia do Quaternário

1 INTRODUÇÃO

A geomorfologia do Nordeste Setentrional brasileiro foi interpretada classicamente pelos trabalhos de Ab' Saber (1969), Bigarella e Mousinho (1966), Mabsone e Castro (1974). Esses autores interpretaram a evolução do relevo como resultante de soerguimentos pós-cretáceos e variações climáticas alternadas entre climas úmidos e secos no Quaternário. Na fase úmida, o predomínio da morfogênese química favoreceu o desenvolvimento de geofomas dissecadas sobre as vertentes a partir da instalação da rede hidrográfica e abertura prévia dos vales. Na fase seca, a preponderância da morfogênese mecânica promoveu o recuo paralelo das escarpas condicionando o escalonamento de pedimentos embutidos na estruturação das superfícies de aplainamento sertanejas.

Os trabalhos clássicos contribuíram para a consolidação de uma geomorfologia do Quaternário com ênfase nos processos de erosão linear e recuo paralelo das vertentes, interpretadas como paleosuperfícies de flutuações climáticas semiáridas. Esses trabalhos apresentam limitações na elucidação de aspectos estruturais, sobretudo, da tectônica rifte, pós-rifte e da erosão diferencial ao longo das zonas de cisalhamento que controlam a evolução do relevo da Província Borborema (MAIA E BEZERRA, 2014).

As zonas de cisalhamento brasileiras reativadas durante o Cretáceo possuem planos de deformação orientados na direção NE-SW e E-W, que sugerem lineamentos estruturais positivos e negativos representados por sequências de cristas e vales e trechos retilíneos escarpados, confinando canais de drenagem (SILVA; MAIA, 2017).

Assim, os aspectos ligados a geomorfologia estrutural ganham significado para interpretação do relevo do Nordeste Setentrional a partir dos trabalhos de Peulvast e Claudino Sales (2004, 2006), Peulvast et al. (2008), Bétard e Peulvast (2011, 2015), Maia e Bezerra (2014) e Claudino Sales (2016), através de uma abordagem poligênica que aborda a tectônica rifte e pós rifte no soerguimento do relevo, bem como as variações climáticas do Quaternário na elaboração de superfícies de erosão e agradação.

A Província Borborema abrange quase que a totalidade dos estados do Nordeste (exceto Bahia, Piauí e Maranhão), limitando-se com a Bacia do Parnaíba a oeste, o Cráton São Francisco ao sul, a Província da Margem Continental Leste a leste e Equatorial ao norte. Encontra-se dividida em três grandes subprovíncias (Meridional, Transversal e Setentrional), separadas por duas grandes estruturas tectônicas denominadas de Lineamento Patos e Pernambuco (HASUI, 2012, BRANDÃO; FREITAS, 2014).

A Província Borborema possui uma malha de zonas de cisalhamento de escala continental que forma um sistema cinematicamente consistente por mais de 200.000 Km² (VAUCHEZ et al., 1995). É um mosaico de porções do embasamento, microcontinentes

e faixas orogenéticas do Arqueano ao Neoproterozoico, delimitadas por zonas de cisalhamento transcorrentes e falhas de empurrão (HASUI, 2012).

A Subprovíncia Setentrional (Figura 1) está dividida em três domínios tectônicos principais conhecidos como: Domínio Médio Coreau (demarcado a sudeste pelo Lineamento Transbrasiliano) Domínio Ceará Central (delimitado a noroeste pelo Lineamento Transbrasiliano e a sudeste pela Zona de Cisalhamento Senador Pompeu) e Domínio Rio Grande do Norte (Limita-se a Noroeste pela Zona de Cisalhamento Senador Pompeu e ao sul pelo Lineamento Patos). Este último é subdividido nos subdomínios Jaguaribeano, Piranhas-Serindó e São José do Campestre (ARTHAUD et al., 2008, 2015, CPRM, BRASIL, 2015).

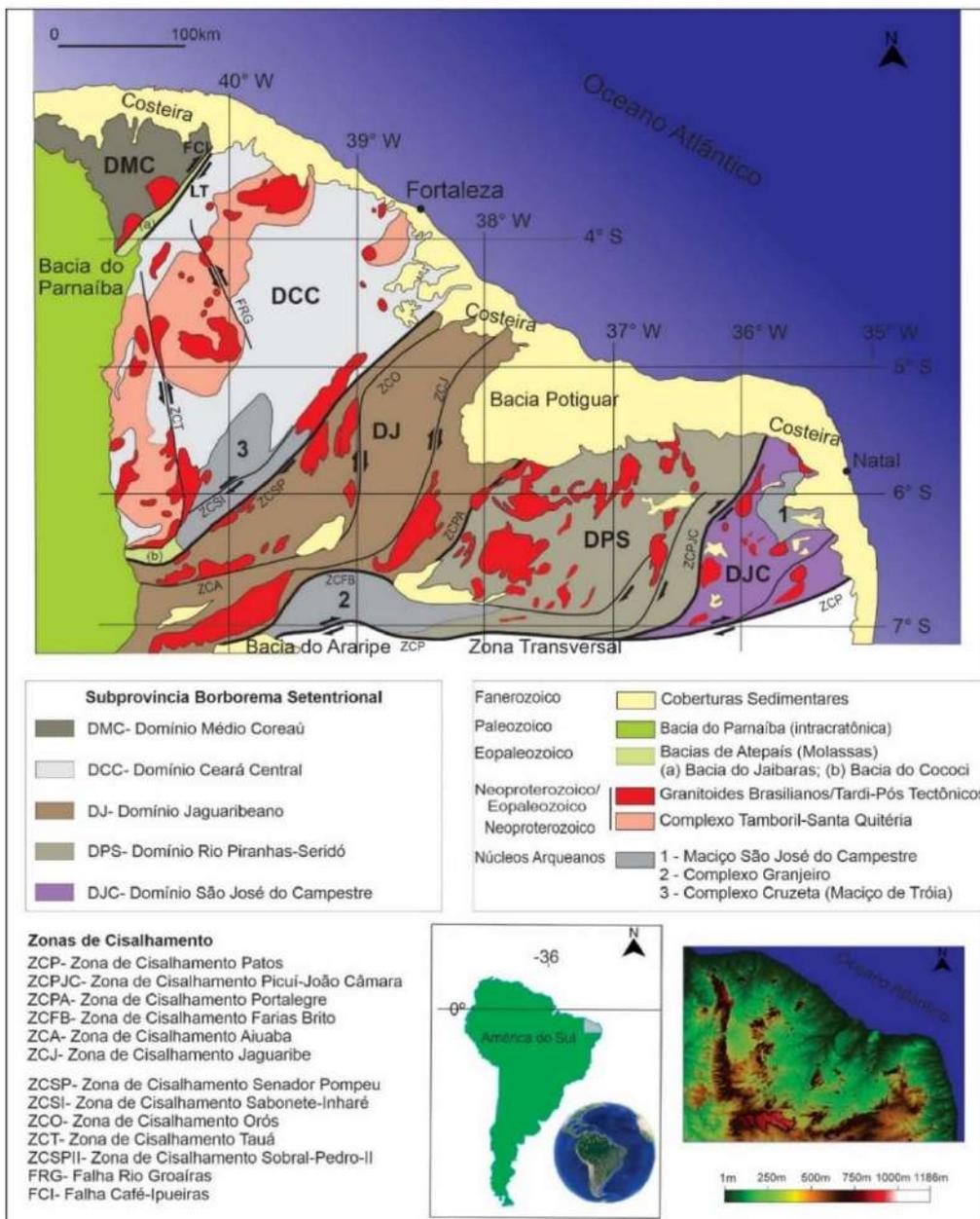


Figura 1. Localização e Geologia Simplificada da Província Borborema. Fonte: CPRM, Brasil (2015) e Arthaud et al., (2008, 2015), modificado pelos autores.

Em termos de geração das principais morfoestruturas do Nordeste Setentrional do Brasil, cinco eventos foram marcantes na gênese e evolução do relevo da área:

- 1) Orogênese Brasileira (665-550), com a formação do arco magmático Tamboril-Santa Quitéria no interior da Província Borborema (Neoproterozoico) (BRITO NEVES, 1999, ARTHAUD *et al.*, 2015);
- 2) Intrusão de granitos tardios e formação dos riftes precursores que originaram as bacias do Jaibas e do Parnaíba (Final do Neoproterozoico e início do Paleozoico) (VAZ *et al.*, 2007, PEDROSA JR *et al.*, 2016);
- 3) Abertura da Margem Equatorial Atlântica, formação das bacias sedimentares Potiguar e do Araripe, reativação das zonas de cisalhamento com soerguimento de relevos sedimentares e exumação de maciços graníticos e cristas estruturais (Cretáceo Inferior) (CAVALCANTE, 2003, PEULVAST; CLAUDINO SALES, 2006, PESSOA NETO *et al.*, 2007, MAIA; BEZERRA, 2014);
- 4) Subsidência térmica e sedimentação da plataforma *offshore* (Cretáceo Superior) (PESSOA NETO *et al.*, 2007);
- 5) Soerguimento flexural do continente, com início no Paleógeno. Deposição das formações Barreiras e Serra dos Martins (Mioceno), variações climáticas e elaboração das superfícies de aplainamento sertanejas entre o Mioceno e o Pleistoceno (LIMA, 2008, CLAUDINO SALES, 2016).

Essa sequência de eventos é responsável pelas linhas mestras do relevo do Nordeste Setentrional controlando a evolução geomorfológica atual, bem como a configuração dos processos denudacionais do Cenozoico. Tal controle resulta do condicionamento estrutural das zonas de cisalhamento brasileiras dispostas em faixas paralelas e direcionadas segundo os planos de deformação, falhas e fraturas, comandando os processos erosivos que passam a expressar o relevo (MAIA; BEZERRA, 2014).

A imagem SRTM (*Shuttle Radar Topography Mission*) abaixo (Figura 2) expõe o contexto morfoestrutural do Nordeste Setentrional do Brasil com a localização e disposição das principais unidades geomorfológicas da área.

Esses relevos acham-se alinhados segundo zonas de cisalhamento de origem proterozoica (reativadas durante o Cretáceo). As morfoestruturas do Proterozoico e Cretáceo foram retrabalhadas por episódios tectônicos (soerguimentos cenozoicos), magmáticos (vulcanismo neógeno), erosivos (associados a climas secos, mudanças climáticas e variações do nível do mar) e sedimentológicos, (acumulação de sedimentos formando as planícies fluviais e costeiras) (CLAUDINO SALES, 2016).

Desta forma, os dados de termocronologia de baixa temperatura são fundamentais para validar e delinear a história termal e a magnitude dos eventos tectônicos, além da determinação de idades e taxas médias de erosão a partir das informações geológicas e geomorfológicas, que permitem qualificar e quantificar o grau de exumação e denudação de áreas do embasamento pré-cambriano (HACKSPACHER *et al.*, 2004).

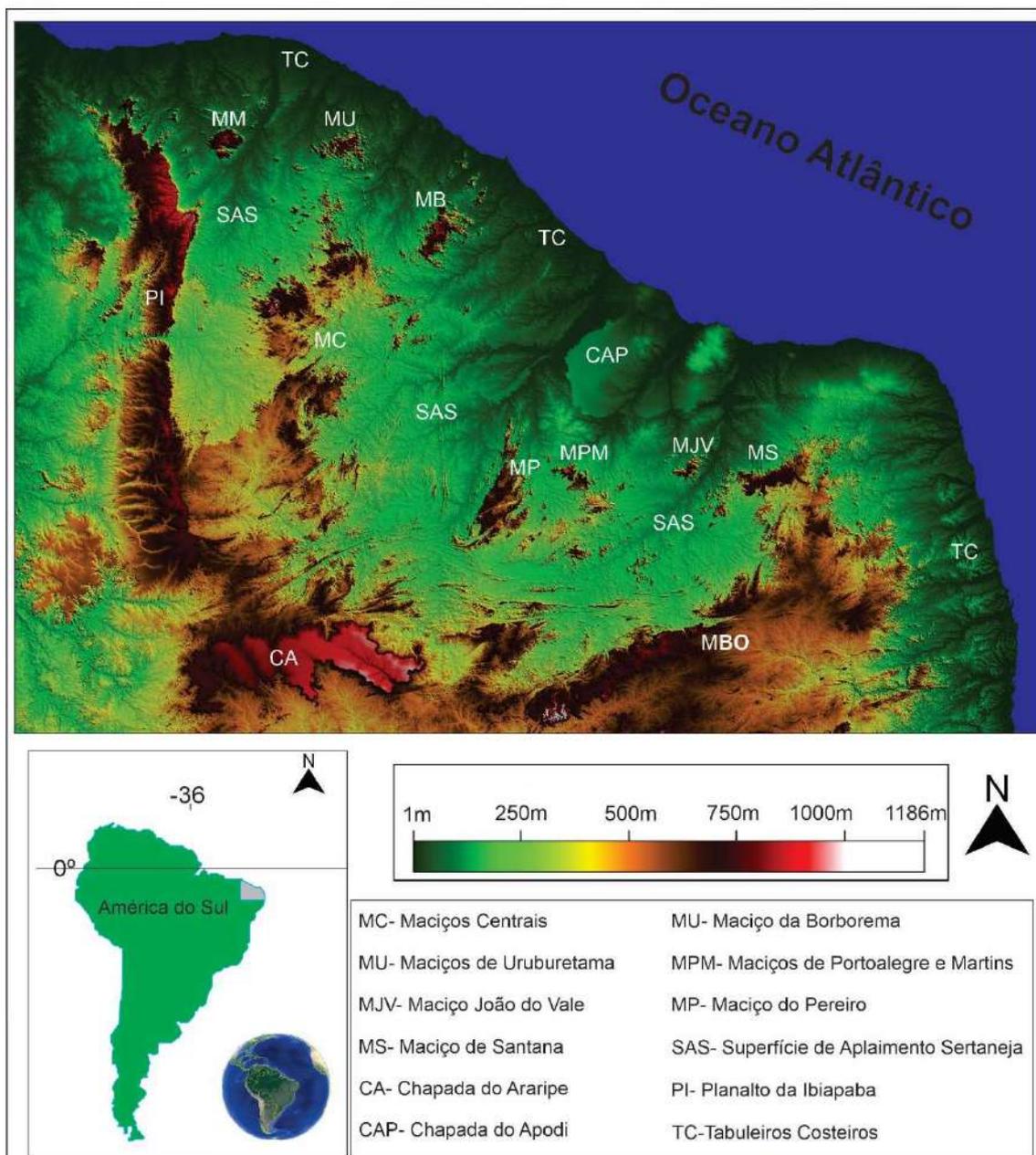


Figura 2. Geomorfologia do Nordeste Setentrional do Brasil. Fonte: SRTM (2020), elaborado pelos autores.

A termocronologia por traços de fissão foi desenvolvida de acordo com os princípios de Fleischer, Prince e Walker (1965), na teoria da explosão iônica (*ion explosion spike*). Esses pressupostos foram utilizados para reconstruir a história térmica das rochas com base na análise dos defeitos no retículo cristalino dos minerais de apatita e zircão pelo decaimento nuclear do isótopo ^{238}U . Este isótopo sofre o processo de fissão espontânea a partir da desintegração de um núcleo instável pai, que dissipa energia cinética através do lançamento de dois átomos filhos em direções opostas, provocando em sua trajetória uma ionização positiva dos átomos, os quais sofrem repulsão *coulombiana* até produzir traços latentes na rede cristalina do mineral (SILVA, 2016).

A termocronologia de baixa temperatura tem sido amplamente empregada para registrar as histórias térmicas em rochas ígneas, metamórficas e sedimentares sobre uma gama de configurações geológicas que incluem; cinturões orogênicos, margens passivas, falhas, bacias sedimentares e crátons (DONELICK; O'SULLIVAN; KETCHAM, 2005).

Desta forma, os eventos de reativação das zonas de cisalhamento brasileiras da Província Borborema serão discutidos a partir do estado arte em torno dos dados termocronológicos disponíveis na literatura, que registram no tempo geológico, o gradiente geotérmico da crosta em correlação com os eventos tectônicos de grande magnitude, responsáveis pela evolução tectônica-denudacional da área de estudo Assim, o objetivo do presente estudo é compreender por meio da revisão de dados termocronológicos, os efeitos da tectônica meso-cenozoica sobre a evolução dos relevos da Província Borborema e das bacias sedimentares do Nordeste Setentrional.

2 DADOS TERMOCRONOLÓGICOS E EVOLUÇÃO DAS MORFOESTRUTURAS DO NORDESTE SETENTRIONAL DO BRASIL

2.1 Evolução Tectônica-Termal da Província Borborema a partir de uma Análise em Conjunto com a Estruturação das Bacias Sedimentares Paleozoicas

Na plataforma Sul-americana, o Lineamento Transbrasiliano é uma zona de cisalhamento de magnitude continental demarcando a principal zona de sutura da colagem que formou o Gondwana Ocidental durante o Neoproterozoico. Dispõe-se sobre o Noroeste da Província Borborema e suas extensões de margem continental possuem continuidade na crosta da África Ocidental através da zona de cisalhamento *Kandi* entre o cinturão *Dahomey* e no cráton *Transaharan* (CORDANI *et al.*, 2013).

No Brasil, estende-se por uma distância em torno de 2.700 Km, desde o noroeste do Ceará (onde é localmente chamado de Lineamento Sobral-Pedro II) atravessando a Bacia do Parnaíba até o noroeste da Bacia do Paraná, na região do sudoeste do Mato Grosso do Sul, seguindo possivelmente até os limites entre os crátons do Rio da Prata e Pampia. (RAPELA *et al.*, 2007, RAMOS *et al.*, 2010, CHAMANI, 2011).

A existência de um corredor tectônico formado por zonas de cisalhamento dúcteis paralelas sugere que as falhas brasileiras foram geradas a partir de uma orogenia continental como resultante da deformação nas margens dos antigos crátons. Esse fato indica que o Lineamento Transbrasiliano começou a se formar quando as antigas massas continentais já haviam colidido durante a Orogênese Brasileira (FUCK *et al.*, 2013).

Os lineamentos Patos e Pernambuco se conectam com o Lineamento Transbrasiliano formando uma megaestrutura do tipo *splay* movimentando-se com cinemática transcorrente dextral na direção NE-SW (DELGADO *et al.*, 2003). As zonas de cisalhamento Patos e Senador Pompeu possuem continuidade na África através das zonas de cisalhamento *Garoua e Ile Ife*, respectivamente (CASTRO *et al.*, 2012).

O método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ em minerais de anfibólio baseia-se na retenção do Ar radiogênico para registrar processos geológicos que alcançam uma temperatura de fechamento entre 550-500 C° (MC DOUGALL; HARRISON, 1999). Essas datações

geralmente permitem estabelecer as idades de pulsos magmáticos, diques e lavas vulcânicas, e taxas de resfriamento, principalmente em granulitos (MOURA, 2017).

Moura (2017), através de datações $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, identifica uma idade em torno de 482 ± 7 em rochas vulcânicas intercaladas com arenitos da Formação Pacujá (Bacia do Jaibaras), a partir da análise dos cristais de anfíbólio sob estado de fusão total. Essa área está encaixada em um gráben formado em eventos de rifting cambro-ordovicianos, demonstrando o controle do Lineamento Transbrasiliano sobre a estruturação dos depocentros regionais da Bacia do Jaibaras e posteriormente da Sinéclise do Parnaíba.

Moura (2017) também utiliza o método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ para datar um anfíbolito gnaiss pertencente ao embasamento do Complexo Canindé do Ceará, a SW da Bacia do Jaibaras, próximo a Guaraciaba do Norte no contato com a Bacia do Parnaíba (Planalto da Ibiapaba). A rocha apresentou-se com estruturas deformadas e estiradas através de foliação penetrativa e orientada segundo a direção do Lineamento Transbrasiliano NE-SW. O diagrama $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ desta rocha mostra uma idade definida em torno de 529 ± 12 Ma, constituindo parte dos processos de metamorfismo dos eventos pós orogênicos.

Essa formação geológica metassedimentar está posicionada no Paleoproterozoico com idade de cristalização datada em torno do Riachão (TORRES *et al.*, 2010).

A termocronologia por traços de fissão em zircões possibilita fornecer a idade e proveniência de unidades sedimentares, bem como a história de exumação de cinturões orogênicos (área fonte dos sedimentos). Para o zircão, a temperatura de fechamento na qual todos os traços de fissão são apagados é de 240°C . Na zona de retenção parcial, os traços de fissão são encurtados, à medida que há o aumento da temperatura no intervalo entre $150\text{-}240^\circ\text{C}$, chegando até aproximadamente 6 km de profundidade na crosta em áreas de margens passivas, a exemplo do Sudeste e Nordeste do Brasil (HAMZA *et al.*, 1989, TAGAMI, 2005, TAGAMI; MURAKAMI, 2007, GODOY, 2010).

Godoy (2010) data uma amostra de arenito da Formação Pacujá (Bacia do Jaibaras) em torno de 327 ± 94 Ma por meio de traços de fissão em zircões. Os dados apresentados por Godoy (2010) ressaltam que estes zircões se resfriaram pela exumação da rocha fonte até a temperatura ambiente durante o transporte, sendo estes depositados e novamente aquecidos. Assim, a amostra foi submetida a um aquecimento superior a 240°C (intervalo de *annealing* do zircão) apagando, portanto, todos os traços advindos da rocha fonte dos sedimentos. A idade, portanto, reflete a história térmica da bacia (GODOY, 2010).

A idade de sedimentação da Formação Pacujá foi datada em torno de 535 ± 7 Ma por Novais *et al.* (1979). Conforme Garcia *et al.* (2018), essa bacia segue o *trend* do Lineamento Transbrasiliano. Sua borda NW é delimitada pela Falha Café-Ipueiras que separa a sequência vulcano-sedimentar em relação aos batólitos Meruoca e Mucambo.

Godoy (2010) a partir do mesmo método, data em torno de 649 ± 97 Ma uma amostra de conglomerado da Formação Aprazível (unidade cambro-ordoviciano da Bacia do Jaibaras), evidenciando que os eventos de aquecimento não foram suficientes para atingir a temperatura de apagamento total dos traços de fissão. Consequentemente, essa idade se remete ao processo de exumação sofrido pela área fonte dos sedimentos, e em

seguida, foram transportados e, finalmente, depositados, assim, eles devem ter sido submetidos à temperatura de superfície no período de sedimentação (GODOY, 2010).

Os dados de traços de fissão em zircões de Godoy (2010) e $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ em cristais de anfibólio de Moura (2017), registram a evolução termal e as paleotensões em torno do Lineamento durante o rifteamento que consubstanciou na instalação das bacias sedimentares do Jaibaras e Parnaíba entre o Neoproterozoico e Eopaleozoico. Esses dados fazem correlações com a história de exumação da área fonte dos sedimentos.

Para Oliveira e Mohriak (2003), as bacias do Jaibaras e do Cococi estão intimamente associadas a subsequente instalação da Sinéclise do Parnaíba, decorrentes dos campos de tensões extensionais e compressionais que evoluíram para um regime compressivo mecânico e termal, promovendo discordância erosiva, seguida por uma subsidência regional. Desta forma, ambas são interpretadas pelos autores como estruturas da fase rifte que formou a Sinéclise do Parnaíba no Ordoviciano Superior.

Godoy (2010), através de traços de fissão em minerais de apatita e zircão, estabelece datações para os principais pulsos de resfriamento registrados na Bacia do Cococi, sendo uma bacia de antepaís crono-correlata em relação à Bacia do Jaibaras, situada no segmento sul do Domínio Ceará Central em contato com a borda da Bacia do Parnaíba.

Os dados de traços de fissão em zircões da Bacia do Cococi marcam nos termocronômetros uma datação em torno de 360 Ma. Esse resfriamento continuou após esta idade, mas o autor interpreta que as taxas foram intensificadas até próximo à idade marcada nas apatitas, ou seja, 250 Ma (GODOY, 2010). De acordo com Godoy (2010) essa idade precede em 30 Ma os registros do vulcanismo Mosquito, situado no centro Bacia do Parnaíba, cujas idades foram datadas por Mohone (2000). O aumento da taxa de resfriamento teria uma possível relação com o desequilíbrio dinâmico provocado na crosta, resultante de um soerguimento precedente ao vulcanismo. A mesma interpretação também é tomada nos trabalhos de Hackspacher *et al.* (2007) para os reflexos provocados pelo magmatismo Serra Geral no Sudeste do Brasil (GODOY, 2010).

Para Godoy (2010), os dados de traços de fissão em zircões e apatitas da Formação Riacho Torto (Bacia do Cococi) apresentam idades que se interceptam, evidenciando que existe uma coincidência entre os valores de idades tanto nas apatitas como no zircões, com eventos particulares na área que foram registrados ao mesmo tempo, porém em temperaturas diferentes. Godoy (2010) ainda sugere a ocorrência de três eventos de inversão das histórias térmicas na referida unidade, que se sucedem no tempo geológico, sendo eles de 350 Ma (Eocarbonífero), 240 Ma (Eotriássico) e 150 Ma (Neojurássico).

Na amostra da Bacia do Parnaíba, foi analisada somente traços em zircões apontando uma história térmica mais confiável até a idade de 223 ± 32 Ma, ou seja, por se tratar de uma amostra sedimentar de idade Siluriana (Grupo Serra Grande), é certo que esta rocha sofreu aquecimento até o apagamento total dos traços e resfriou abaixo de $\sim 240^\circ\text{C}$ no Neotriássico (temperatura de fechamento do zircão) (GODOY, 2010).

A idade de cristalização do Enxame de Diques Coreaú-Aroeiras foi datada por Sial e Long (1987), em torno de 562 ± 19 Ma demarcando a transição entre a fase orogénica

e os eventos extrusionais de abertura do rifte Jaibaras. A idade termocronológica de Godoy (2010), para esses diques por meio de traços de fissão em zircões, estão em torno de 460 ± 116 , apesar de mais antiga do que as datações obtidas para os batólitos graníticos Mucambo e Meruoca, seguem a mesma interpretação, à medida que o evento de resfriamento posterior não possui vínculo com o resfriamento magmático. Essas interpretações colocam os granitos como fontes proximais da Bacia do Jaibaras.

Godoy (2010) a partir da análise de traços de fissão em zircões mostra que as amostras dos granitos Meruoca e Mucambo foram aquecidas até 384 ± 48 Ma e 303 ± 35 Ma, respectivamente, ambas inferiores as suas idades de cristalização. As idades de cristalização utilizadas foram datadas por Archanjo (2009) a partir do método U-Pb com 523 ± 9 para a suíte Meruoca e por Santos *et al.* (2008) com 532 ± 7 para a suíte Mucambo. Os dados mostram uma história de resfriamento magmático para os corpos graníticos, cuja perda de calor dos plútons, ocorreu até temperaturas do nível crustal onde foram colocados com posterior resfriamento por exumação após um aquecimento que a área sofreu acima dos 240°C , sem vínculo com a granitogênese (GODOY, 2010).

O batólito granítico Meruoca tem forma trapézoidal e ocupa uma área aproximada de 400 Km^2 , sendo truncado no segmento sudeste pela falha Café-Ipueiras. O contato com o Grupo Jaibaras é do tipo magmático e tectônico. O plúton é constituído por sienogranitos, sienitos de quartzo e granitos de alcalifeldspato com abundantes elementos gráficas e granofílicos (SIAL *et al.* 1980, ARCHANJO *et al.* 2009).

O Maciço da Meruoca apresenta facetas triangulares que se parecem com as de uma escarpa de falha recente, especialmente em sua porção nordeste (PEULVAST; BÉTARD; LAGEAT, 2009). A exposição dos quartzitos da Formação São Joaquim (Grupo Martinópole) em resalto topográfico, a oeste do maciço, reflete a maior resistência litológica das cristas residuais face ao trabalho seletivo da erosão diferencial sob condições semiáridas (SANTOS; NASCIMENTO; CLAUDINO-SALES, 2020).

Os eventos tectônicos de soerguimento/exumação do Maciço da Meruoca (Figura 3) como resultante da reativação da falha Café-Ipueiras e do Lineamento Transbrasiliano, torna-se o principal ponto a direcionar o campo das futuras pesquisas através da modelagem de dados termocronológicos aplicada à geomorfologia da área. Desta forma, a aplicação da termocronologia por traços de fissão em apatitas corroboraria para uma melhor elucidção acerca dos efeitos da tectônica rifte e pós rifte no condicionamento dos pulsos de reativação crustal que comandaram a evolução do Maciço da Meruoca. Isto para registrar os eventos de soerguimento e exumação das estruturas graníticas entre 0-3 Km na crosta superior em termocronômetros que alcançam isothermas de até 120°C .

Esse método possibilitaria inferir também as taxas de denudação no noroeste da Província Borborema resultantes do recuo da borda oriental da Bacia do Parnaíba por circundesnudação, formando o Planalto da Ibiapaba e a depressão periférica.

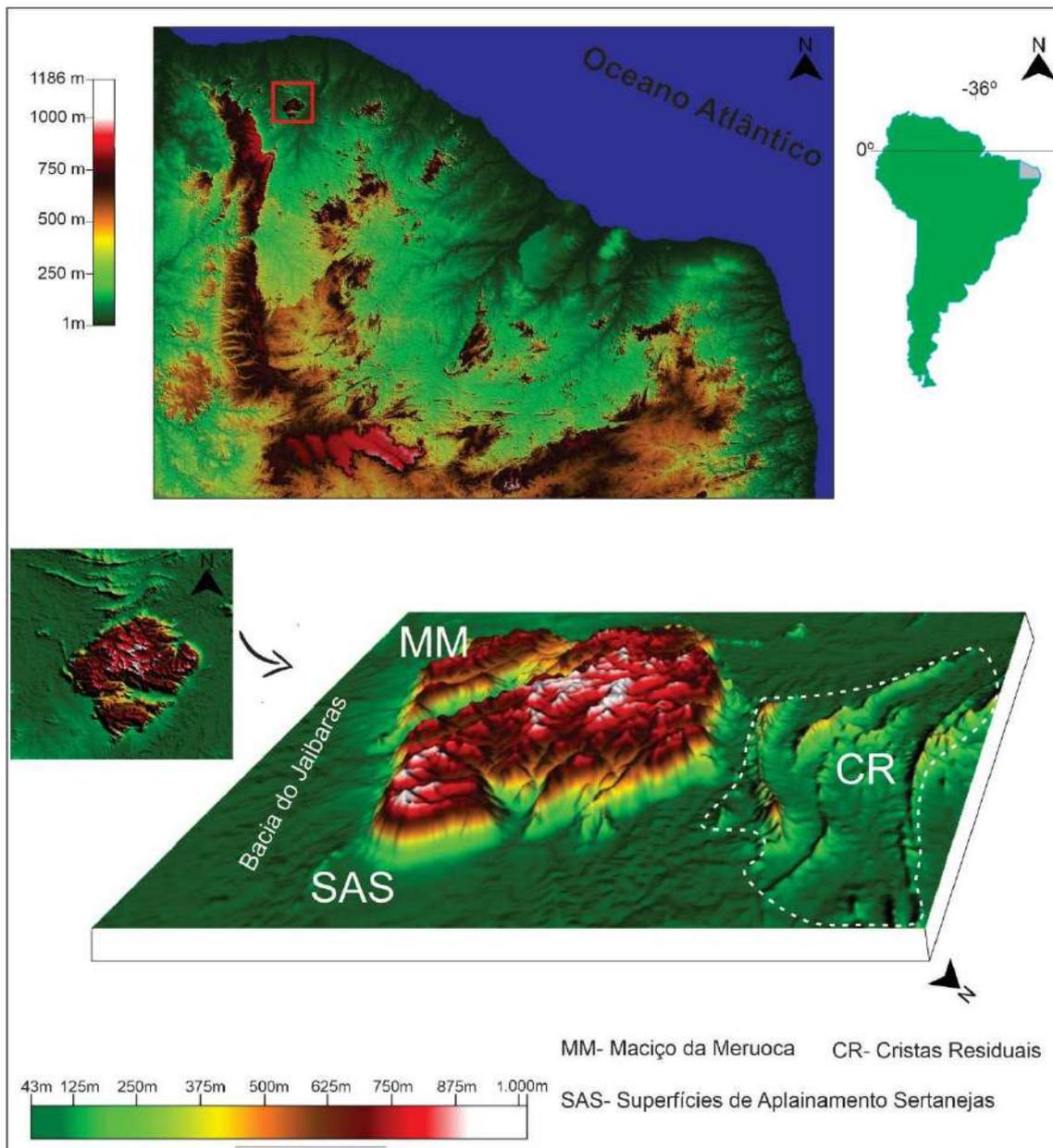


Figura 3. Bloco diagrama esquemático da geomorfologia do Maciço da Meruoca. Fonte: Dados SRTM (2020), elaborado pelos autores.

2.2 Tectônica Rife e Pós-Rife e Repercussões Geomorfológicas

A termocronologia por traços de fissão em apatitas representa o melhor termocronômetro aplicado para registrar os pulsos de reativação crustal que ocorreram no Nordeste Setentrional do Brasil em função da abertura da Margem Equatorial Atlântica.

De acordo com o modelo de Dodson (1973), a temperatura em que todos os traços são apagados nos minerais de apatita é de 120°C em média para o tempo geológico. Acima da temperatura de fechamento, os elementos filhos produzidos por decaimento radioativo desaparecem do mineral numa taxa superior do que a de acúmulo, à medida que o processo de apagamento ocorre numa velocidade mais rápida do que o surgimento de novos traços. (DORANTI TIRITAN, 2013, SILVA, 2018).

Em minerais de apatita, os traços de fissão sob temperaturas intermediárias entre e 60°C a 120°C são parcialmente apagados ou encurtados, representando uma profundidade média de 0 a 3 km, a depender do grau geotérmico de cada área de estudo. A partir do apagamento total dos traços, há o início de uma nova história térmica, que pode registrar os eventos de magmatismo termal em temperaturas mais elevadas, seguindo-se por episódios de resfriamento, relacionados às reativações rúpteis, soerguimento e exumação de morfoestruturas (HACKSPACHER *et al.*, 2004, 2007, RIBEIRO *et al.*, 2011).

As datações (U-Th)/He em apatitas são sensíveis a temperaturas muito baixas e, em muitos casos, registram detalhes sobre a história de resfriamento da apatita. As idades de hélio neste mineral são sensíveis a temperaturas menores do que outros termocronômetros, gerando novas informações sobre a evolução das rochas sob diferentes condições de temperatura *versus* tempo (WOLF *et al.*, 1996, RIBEIRO *et al.*, 2011).

As datações U-Th/He baseiam-se na medição do nuclídeo ^4He (partícula α) que é produzido durante o decaimento radioativo das séries do ^{238}U , ^{235}U , ^{232}Th . Na superfície da Terra e em profundidades correspondentes a temperaturas abaixo de 40°C, o hélio é quantitativamente retido. Em contraste, nas zonas superiores a temperatura de fechamento (80 C°), ele é perdido tão rapidamente quanto é produzido, então as idades permanecem zeradas. Assim, a zona de retenção parcial está situada entre o intervalo de 40 -70 C°, quando as idades são sensíveis à temperatura, com variações de milhões de anos em espaços de profundidade muito pequenos (FARLEY, 2000, 2002).

Não obstante, há uma grande escassez em relação à aplicação do método U-Th/He em apatitas na área do Nordeste Setentrional do Brasil, uma vez que o desenvolvimento dessa datação ainda é recente no cenário das geociências do país. Na região do Sudeste do Brasil, o trabalho de Ribeiro *et al.* (2011) foi pioneiro ao correlacionar os métodos termocronológicos por traços de fissão e (U-Th)/He em apatitas, registrando nos termocronômetros os episódios térmicos associados ao soerguimento tectônico no Cretáceo Superior e Paleoceno sobre as morfologias da Serra do Mar.

Godoy (2010) identifica idades de 86 ± 12 , 115 ± 20 e 118 ± 17 Ma através de traços de fissão em apatitas de amostras do Domínio Médio Coreaú como o Granito Mucambo, Formação Pacujá e Formação Aprazível (Bacia do Jaibaras), respectivamente. Esses dados demonstram que os eventos de resfriamento mais recentes ocorreram em escala temporal análoga a ruptura final do Gondwana sob temperaturas abaixo de 120 °C (*annealing* da apatita), no qual a rocha estava sendo exumada entre 3-0 Km.

Os dados de traços de fissão em apatitas do Noroeste da Província Borborema expõem a história termal do Granito Mucambo e Bacia do Jaibaras. Não obstante para inferir as taxas de denudação responsáveis pelo recuo da Bacia Parnaíba, que formou o Planalto da Ibiapaba e a Depressão periférica adjacente, torna-se necessário estudos mais detalhados em torno do comportamento tectônico do Lineamento Transbásiliano entre o Cretáceo e Cenozoico, indicando os principais pulsos de reativação crustal.

Mojzeszowichz (2009) estabelece uma idade de 80 ± 8 através de traços de fissão em apatitas em uma amostra de granito do Complexo Tamboril Santa-Quitéria, possuindo uma idade próxima da obtida por Godoy (2010) de 86 ± 12 para o Granito Mucambo. Essas idades registram a exumação dos granitoides sin-tardi-pós brasileiros entre os períodos Coniaciano e Campaniano, revelando o caráter tectônico fortemente atuante na área em resposta a abertura transformante da Margem Equatorial Atlântica.

Mojzeszowichz (2009) ainda realiza datações por meio de traços de fissão em apatitas para as seguintes unidades geológicas do domínio Ceará Central: 105 ± 16 Ma para uma amostra de ortognaisse do Complexo Tamboril-Santa Quitéria; 184 ± 19 para o granito eoarqueano do Complexo Cruzeta (Unidade Pedra Branca) e 122 ± 12 para o granito neoproterozoico da Suíte Intrusiva Itaporanga (Plúton Quixarémobim-Quixadá). Esse conjunto de dados apresenta um evento de resfriamento no limite entre 110 e 90 Ma, que coincide com o estágio de separação final entre América do Sul e África.

O condicionamento tectônico vinculado a reativação das zonas de cisalhamento brasileiras provocou uma rápida movimentação capaz de resfriar os blocos rochosos de temperaturas entre 100 e 120°C para profundidades menores, onde o gradiente geotérmico variava entre 40 e 70°C. A amostra mais antiga pertencente ao Complexo Cruzeta apresentou um lento resfriamento desde o Jurássico Inferior de 70°C até aproximadamente 55°C, indicando que as outras amostras vinculadas as suítes graníticas brasileiras sofreram um soerguimento ascendente de caráter instantâneo na transição entre Cretáceo Inferior e Superior. No intervalo de 100 e 50 Ma, as temperaturas aqueceram de 70 para 90°C sucedido por um resfriamento contínuo desde o Paleoceno até chegar à superfície atual, sob temperaturas de 25 C° (MOJZESZOWICZ, 2009).

Cavalcante (2003) com base em traços de fissão em apatitas de amostras relacionadas aos granitoides brasileiros do Complexo Quixadá-Quixeramobim, situadas no entorno dos diques Ceará Mirim e do Lineamento Senador Pompeu, identifica um evento de resfriamento de 120 a 70°C entre 130 e 90 Ma, equivalente à reativação tectônica e soerguimento regional durante a abertura da Margem Equatorial Atlântica. Há um segundo pulso de resfriamento de 90°C a 30°C em torno de 30 Ma até o presente. Esse último evento está ligado a flexura marginal do continente em relação à plataforma.

A abertura de riftes intracontinentais que formaram o eixo estrutural Cariri-Potiguar ocorreu entre 145-120 Ma (Berriasiano-Aptiano). O abortamento dos riftes ocorreu entre 120-115 Ma (Aptiano) com a formação das bacias Potiguar, Araripe, Iguatu, Icó/Lima Campos e Rio do Peixe. A sedimentação mesozoica ocorreu em condições transtensionais a partir da reativação das zonas de cisalhamento Senador Pompeu, Orós/Jaguaribe, Portalegre e Patos (MATOS, 2000, SHOBENHAUS; BRITO NEVES 2003).

Para Bétard e Peulvast (2011), o pulso de resfriamento datado por Cavalcante (2003) entre 130-90 Ma teve repercussão regional no embasamento do Domínio Ceará Central, coincidindo com duração do *rifting* intracontinental do eixo Cariri-Potiguar. Esse episódio pode estar correlacionado com o soerguimento crustal e a erosão consecutiva do ombro noroeste do Rife Potiguar entre o Cretáceo Inferior e Superior.

Os vestígios dessas estruturas estão expressos em superfície através da disposição das escarpas do Maciço de Baturité em ressalto topográfico, distando cerca de 50 Km do Lineamento Senador Pompeu (BÉTARD; PEULVAST, 2011).

A Figura 4 expõe a geomorfologia do Maciço de Baturité em relação às superfícies de aplainamento sertanejas remontando a existência de relevos residuais das antigas estruturas brasileiras, soerguidas durante o rifteamento cretáceo. Esse foi o último grande evento tectônico responsável pela reorganização morfoestrutural da área.

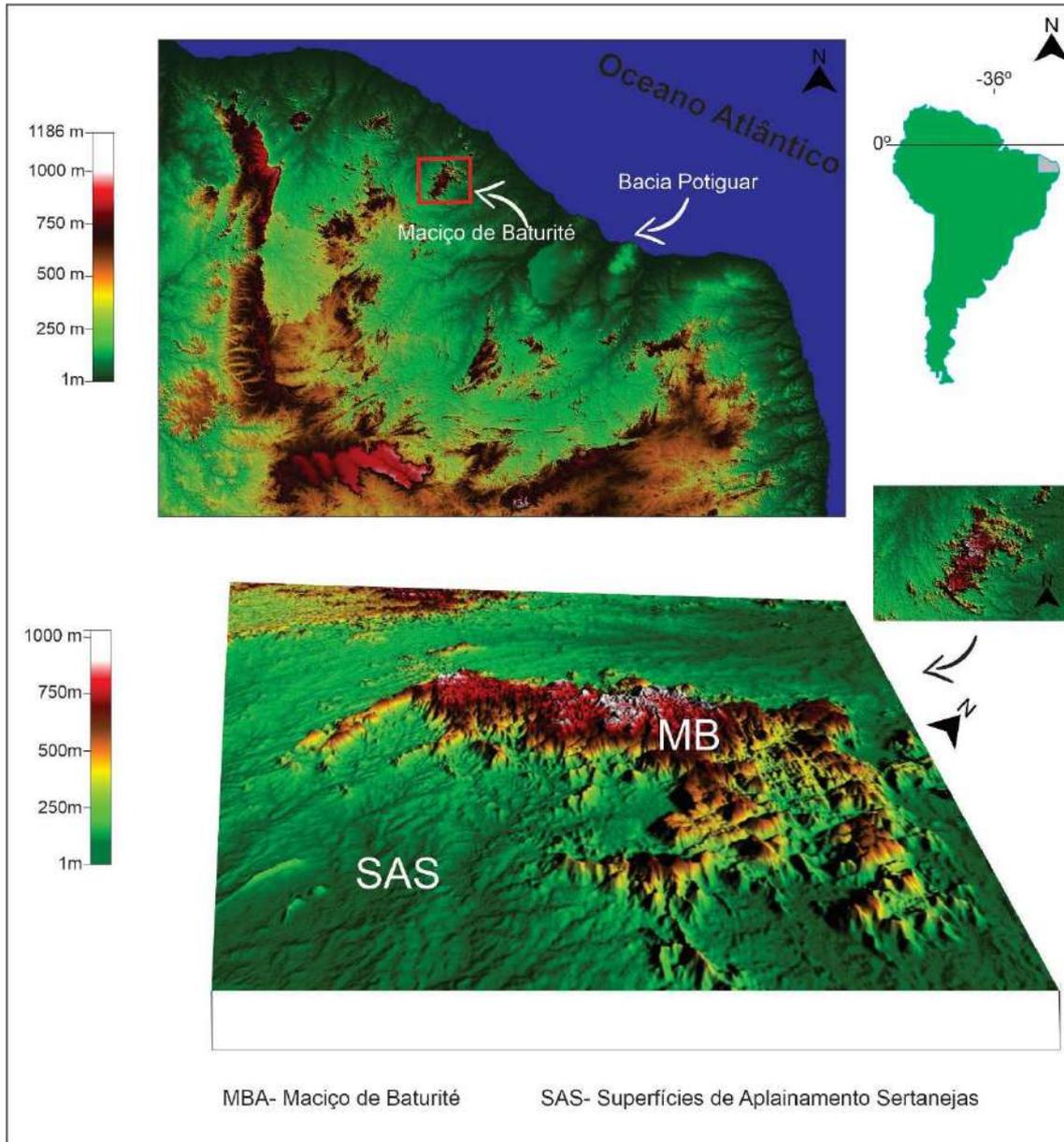


Figura 4. Bloco diagrama esquemático da geomorfologia do Maciço de Baturité. Fonte: SRTM (2020), elaborado pelos autores.

Nóbrega *et al.* (2005) a partir de traços de fissão em apatitas, interpretam os processos de reativação tectônica em torno da zona de cisalhamento Portoalegre. Foram separadas amostras de granitóides neoproterozoicos em dois grupos de idades distintas,

que experimentaram diferentes histórias térmicas entre blocos estruturais em lados opostos da falha geológica (E-W), no contato com as bacias mesozoicas interiores.

As idades de traços de fissão em apatitas datadas por Nóbrega *et al.* (2005), sugerem que as amostras do bloco oeste possuem idades entre 375 e 140 Ma, apontando um soerguimento gradual com taxas de resfriamento de 225 a 140 Ma, quando há registros de colapso dos blocos sugerindo a ocorrência de uma subsidência térmica ligada a estruturação das bacias do Rio do Peixe, Icozinho, Pau dos Ferros, Coronel João Pessoa e Gangorra, cujo alçamento das isothermas atinge 90°C até cerca de 45 Ma.

Os dados de Nóbrega *et al.* (2005) apontam que o bloco leste sofreu um primeiro evento de resfriamento entre 140 e 55 Ma. Isso significa que o bloco leste estava em um nível de crosta mais profunda que 3-4 km antes de 140 Ma, levando em consideração um gradiente geotérmico de 30°C /km. Em torno de 105 Ma ocorreu um resfriamento linear com taxa de soerguimento relativa de 42m/Ma sob gradiente geotérmico de 20°C/Km.

A exumação e erosão do bloco leste forneceria a fonte para deposição de sedimentos no bloco oeste. À medida que o bloco oeste estava em descendência e o bloco leste em ascendência, o ambiente tectônico tornou-se propício à formação de eixos estruturais que evoluíram para a instalação das bacias interiores na direção sul e da Bacia Potiguar ao norte (NÓBREGA *et al.*, 2005). As paleotemperaturas registradas por Nóbrega *et al.* (2005) atestam eventos de aquecimento intermediários entre 140 e 45 Ma no bloco a oeste e 55 e 15 Ma no bloco a leste, inferindo que este último reflete o vulcanismo Macau, que ocorreu entre 30-20 Ma (Oligoceno-Mioceno) na região (PEULVAST *et al.*, 2008).

Morais Neto *et al.* (2005) através de traços de fissão em apatitas, identificam um evento de resfriamento de 100 a 80°C na Bacia do Araripe, indicando o soerguimento das escarpas entre 100-90 Ma. A idade estratigráfica da Formação Exu está em torno de 112-97 Ma, sendo que duas amostras apresentam idades termocronológicas entre 164.2 ± 21.1 Ma e 131.7 ± 12.7 Ma, sugerindo que não houve soterramento significativo naquela região e, portanto, as idades por traços de fissão dos sedimentos cretáceos podem representar herança de suas respectivas áreas fontes (MORAIS NETO *et al.*, 2005).

A topografia da Chapada do Araripe é atribuída, do ponto de vista estrutural, a um período de soerguimento relacionado (ou imediatamente posterior) ao evento de resfriamento do Neocretáceo, iniciado por volta de 100-90 Ma. Desta forma, a configuração do relevo atual é vinculada à denudação e a erosão diferencial do Cenozoico, cujos efeitos podem estar registrados no evento de resfriamento entre 40 - 0 Ma com paleotemperaturas de 80 a 70°C (MORAIS NETO *et al.*, 2005).

A fase rifte das bacias sedimentares mesozoicas do Nordeste Setentrional coincide de forma análoga ao evento de magmatismo toleítico Rio Ceará-Mirim, relacionado ao processo de abertura do Atlântico Equatorial. Ocorre na borda sul da Bacia Potiguar através de um enxame de diques de diabásio de aproximadamente 350 km de comprimento e direção E-W. Na porção leste e central da Bacia do Parnaíba, os diques e soleiras de diabásio da Formação Sardinha são correlacionáveis ao magmatismo da fachada atlântica. (ALMEIDA *et al.*, 1988, MACEDO *et al.*, 2017).

Souza *et al.* (2004), a partir de datações pelo método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, definem uma idade em torno de 132.2 ± 1 Ma para o principal pulso magmático que formou o enxame de diques Rio Ceará Mirim –diabásios subalcalinos (toleíticos), em parte transicionais a alcalinos, originados por diferentes graus de fusão parcial de granada peridotito.

Souza *et al.* (2004) dataram outros importantes eventos magmáticos da Província Borborema Setentrional: 1) Magmatismo Cuó com idade em torno de 93.1 ± 0.8 Ma. São basaltos alcalinos, restritos a uma ocorrência a leste de Açu (RN). 2) Magmatismo alcalino (basaltos e microgabros), em parte sub-alcalino (basaltos de Boa Vista / PB), com suas ocorrências compondo o que se conhece da literatura como alinhamento Macau – Queimadas, com idades distribuídas entre 70-65 Ma e 9-6 Ma; 3) Magmatismo peralcalino (fonolitos e tefri-fonolitos), que compõe o alinhamento Fernando Noronha – Mesejana, com idades entre 35 e 29 Ma. Esses dados mostram a existência de diversos pulsos pós-cretáceos de magmas ao longo do alinhamento Macau – Queimadas.

Conforme Lima (2008), o vulcanismo Macau foi datado entre 24-22 Ma a partir de $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ em óxidos de manganês, ocorrendo intemperização logo após a fase de extrusão. A continuidade das idades obtidas em um período de 21 a 5 Ma, sugere que essas rochas ficaram expostas continuamente ao intemperismo durante todo o Mioceno.

Morais Neto *et al.*, (2008) obtêm uma idade de 87 ± 10 Ma através de traços de fissão em apatitas para a sequência pós rifte siliciclástica da Bacia Potiguar, a Formação Açu, que possui idade de deposição conforme Pessoa Neto *et al.* (2007) entre 110-90 Ma,

Os dados revelam um paleossoterramento equivalente à quantidade de seção removida, caso a amostra tenha sido trazida à superfície por erosão das camadas sobrepostas. Simulando um paleossoterramento para a paleotemperatura mínima de 80°C ; a erosão requerida será de 1.570m e 1.220m, respectivamente, para paleogradientes geotérmicos de $35^\circ\text{C}/\text{km}$ e $45^\circ\text{C}/\text{km}$. Estes valores são compatíveis com a espessura sedimentar potencialmente (MORAIS NETO *et al.*, 2005).

Segundo Morais Neto *et al.* (2008) os dados mostram um evento de resfriamento com temperaturas entre $100-80^\circ\text{C}$ atestando que a Formação Açu foi soerguida para próximo à superfície em torno de 75-38 Ma (Cretáceo Superior/Eoceno). A ocorrência de um segundo evento de resfriamento nos últimos 15 Ma atingiu paleotemperaturas entre 70° e 55°C , relacionando-se com a erosão subsequente instalada sobre a Bacia Potiguar por alterações climáticas e/ou reativações tectônicas durante o Mioceno.

Mojzeszowichz (2009) realiza datações por traços de fissão em apatitas em uma amostra de ortognaisse e outra de granito, ambas da suíte intrusiva paleoproterozoica Jaguaretama, obtendo idades entre 145 ± 16 Ma e 205 ± 33 Ma, respectivamente. Conforme o autor, as amostras apresentaram uma trajetória térmica estável próximas de 80°C durante sua evolução jurássica/cretácea até 110 Ma, inferindo que o nível de base foi estabilizado partir de uma superfície de aplainamento instalada no topo do pacote rochoso. A quebra deste patamar de relativa homogeneidade térmica ocorreu devido a um pulso de soerguimento mais expressivo relacionado a um resfriamento entre 110 e 60 Ma.

Na atualidade, o conjunto da área analisada evolui lentamente a partir da ação dominante do intemperismo físico controlado pela existência do clima semiárido, refletindo as heranças estruturais das reativações cretáceas que reorganizaram o arranjo dos compartimentos de relevo (SANTOS; NASCIMENTO; CLAUDINO-SALES, 2020).

2.3 Superfície Borborema e as Coberturas Sedimentares Cenozoicas

Morais Neto *et al.* (2008) considerando os resultados das análises de traços de fissão em apatitas e zircões e variáveis estratigráficas, sugerem que a Formação Serra do Martins foi depositada entre 64 e 25 Ma (intervalo Paleoceno – Oligoceno). Contudo, as idades dos traços de fissão em apatitas estão entre 118±11 Ma e 79±5 Ma. As idades obtidas por meio dos traços de fissão em zircões estão entre 135±18 e 165±40 Ma.

Não obstante, Moraes Neto *et al.* (2008) aplicaram o método de Galbraith e Green (1990) para corrigir a dispersão de idades em populações de zircões mais jovens, que atingiram entre 83±5 Ma e 64±5 Ma. Com base nisto, os autores inferem que a idade deposicional da Formação Serra do Martins não pode ser mais antiga do que a mais nova das duas populações mais jovens identificadas, 64±5 Ma. Assim, a história térmica sugere um evento de resfriamento durante o Neocretáceo/Eopaleogeno, interpretado como exumação da área fonte, cuja erosão forneceu os sedimentos que foram depositados sobre uma extensa superfície de aplainamento regional (Superfície Borborema).

A Superfície Borborema foi datada por Lima (2008) através de análises por U-Th/He em geotitas e $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ em óxidos de manganês oriundos de perfis de intemperismo desenvolvidos ao longo das superfícies de aplainamento.

Os resultados $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ apresentam idades que chegam até 31 Ma, colocando a idade da Superfície Borborema como oligocênica, enquanto os dados de U-Th/He mostram idades que alcançam até 20 Ma no Mioceno. As análises realizadas em pisólitos dentríticos encontrados na Formação Barreiras, interpretados como provenientes do desmantelamento de um perfil de intemperismo da Superfície Borborema, indicam uma idade mínima de 43 Ma estendendo-se até o Eoceno (LIMA, 2008).

As datações de U-Th/He em geotitas e $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ em óxidos de manganês de Lima (2008), apontam uma idade de deposição em torno de 20 Ma para a Formação Serra dos Martins, atestando que os perfis de intemperismo passaram por uma história prolongada de dissolução-precipitação durante quase todo Mioceno até a idade de 7 Ma.

Essas interpretações corroboram com o trabalho de Luz *et al.* (2015), ao sugerir que a denudação pós-cretácea do Maciço da Borborema teria fornecido os arenitos e conglomerados à Formação Serra dos Martins (MAIA; BÉTARD; BEZERRA, 2016).

A FSM recobre parcialmente o topo dos maciços de Portoalegre e Martins (Figura 5) através de arenitos laterizados, formando platôs sedimentares que apresentam topografias planas e suavemente onduladas. Os dois blocos estruturais foram elevados como expressões geomorfológicas das suítes intrusivas Itaporanga e Poço Santa Cruz, individualizados por vales incisos de direção NE-SW, seguindo os *trends* estruturais da zona de cisalhamento Portoalegre (MAIA; BÉTARD; BEZERRA, 2016).

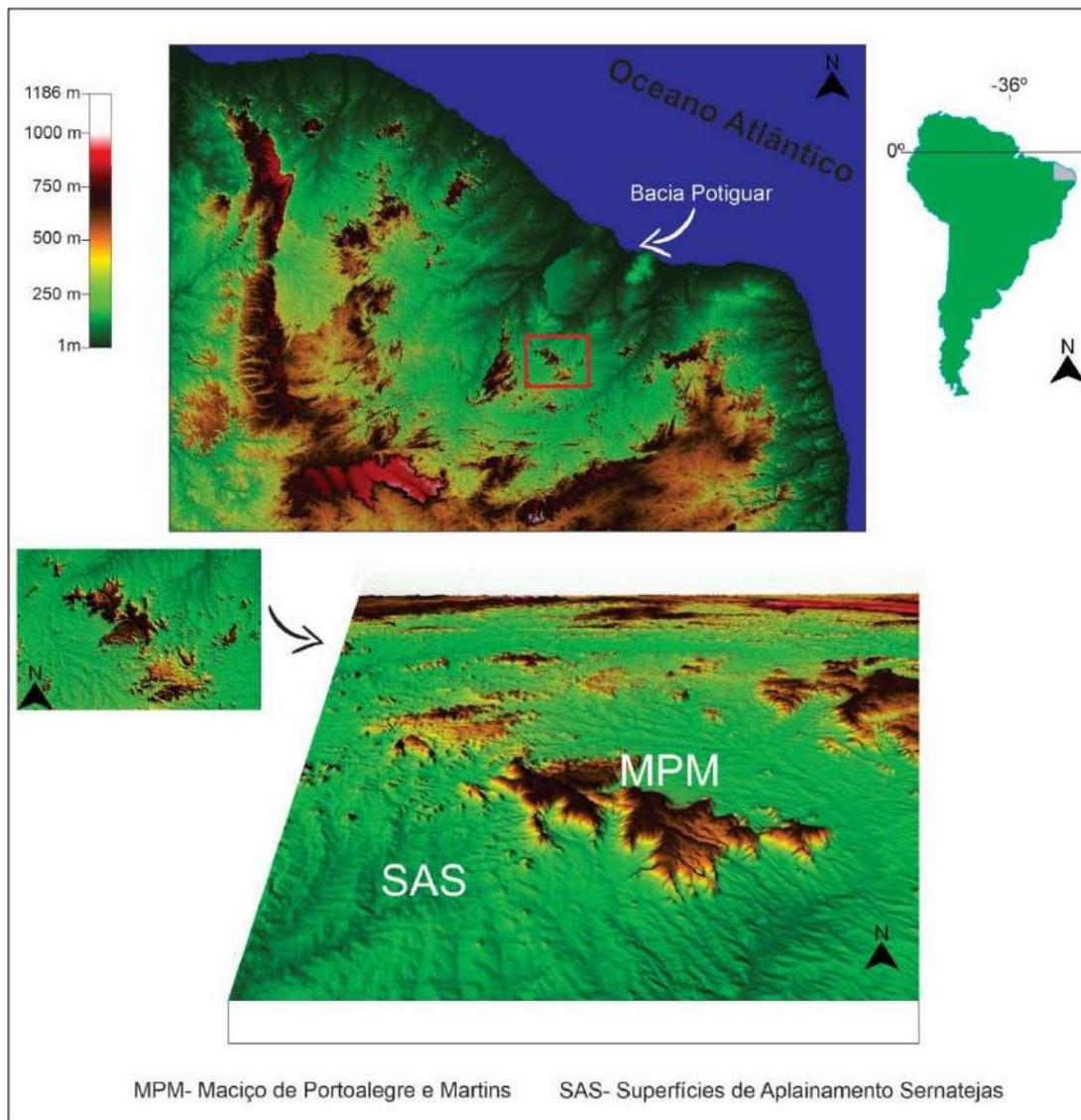


Figura 5. Bloco diagrama esquemático da geomorfologia dos maciços de Portoalegre e Martins.
 Fonte: SRTM, (2020), elaborado pelos autores.

Lima (2008) a partir de U-Th/He em geotitas e $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ em óxidos de manganês, estabelece uma idade de deposição para o Grupo Barreiras em torno de 23-17 Ma, sugerindo que o platô da Borborema já estava em processo erosional desde o Mioceno. As análises $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ em perfis de intemperismo mais rasos identificam a evolução de uma superfície de aplainamento sertaneja mais recente em torno de 1,5 Ma entre o segmento oriental da Província Borborema e a da Bacia Potiguar (LIMA, 2008).

Em termos geomorfológicos, a Formação Barreiras se expressa em superfície através de tabuleiros costeiros que estão posicionados à retaguarda da Planície Litorânea. Conforme Souza (2000), apresenta-se e como um típico glaciais de acumulação com níveis altimétricos que variam desde 80-100m até o nível do mar. Mergulham através de rampas suaves em direção ao litoral, com declives que não ultrapassam 5°. A continuidade da área de exposição se perde em direção ao interior. Afloram como manchas dispersas

comprovando que a cobertura já chegou a ter uma maior abrangência espacial com alguns testemunhos no médio Jaguaribe, Médio Baixo Acaraú, Quixadá, entre outros locais.

Lima (2008), através de $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ em óxidos de manganês, identifica condições climáticas quentes e úmidas com eventos em torno de 28, 10, 5,5 e 1,5 Ma, sugerindo que o intemperismo químico foi intenso em intervalos do Oligoceno, Mioceno e Pleistoceno.

Os recentes avanços das datações por U-Th/He em minerais supergênicos de geotita (SHUSTER *et al.*, 2005) e $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ em óxidos de manganês, corroboraram para melhor decifrar as crono-correlações entre perfis de intemperismo e o desenvolvimento de superfícies de erosão e de agradação. Assim, as informações sobre a natureza, gênese e distribuição dos depósitos correlativos, além das associações de várias unidades com a topografia e com as litologias intemperizadas, são importantes condicionantes a ser considerados em datações de coberturas sedimentares cenozoicas (LIMA, 2008).

3. CONCLUSÃO

Os dados $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ em anfibólios (MOURA, 2017) são importantes para interpretar a história termal das rochas sob temperaturas entre 500-550 C°, alcançando termocronômetros capazes de mensurar como as zonas de cisalhamento brasileiras, em especial o Lineamento Transbrasiliano, controlaram a evolução tectônica do segmento noroeste da Província Borborema e de estruturação da Bacia do Jaibaras.

Os dados de termocronologia por traços de fissão em zircões (GODOY, 2010) expõem a história termal da crosta até próximo de 6 Km de profundidade, sob isothermas que alcançam 240 C°, registrando a exumação e colapso de orógenos brasileiros como áreas fontes para a formação de bacias sedimentares neoproterozoicas/paleozoicas.

Esses métodos possuem limitações para os estudos geomorfológicos por alcançarem histórias termais superiores a 200 C°, à medida que os processos de gênese e evolução do relevo ocorrem sob temperaturas inferiores a 120 C° na crosta superior, e são heranças diretas das reativações cretáceas e variações climáticas do Quaternário.

A termocronologia por traços de fissão em apatitas avança no campo do conhecimento geomorfológico como metodologia mais utilizada que possibilita interpretar a evolução da paisagem. Esse sistema termocronológico demarca nos termocronômetros eventos entre 3-0 Km da crosta, sendo mais sensível para registrar as reativações tectônicas do Cretáceo e as taxas de denudação/exumação do Cenozoico.

Os trabalhos de Cavalcante (2006) e Morais Neto *et al.*, (2006) delinearam dados de termocronologia por traços de fissão em apatitas para mensurar os efeitos da reativação crustal das zonas de cisalhamento brasileiras da Província Borborema e bacias intracratônicas do Nordeste Setentrional. Os resultados indicam um evento de resfriamento da crosta no limite entre o Cretáceo Inferior e Superior, demarcando o soerguimento e a erosão subsequente dos maciços centrais do Ceará e da Bacia do Araripe em escala temporal análoga à abertura da Margem Equatorial Atlântica.

Assim, os avanços no campo da termocronologia irão permitir conjecturar a evolução geomorfológica do Nordeste Setentrional com os eventos estruturais de grande

repercussão regional, afim de delinear os efeitos da tectônica meso-cenozoica no soerguimento do relevo e na retomada erosiva a partir de um novo nível de base regional.

Além disso, o trabalho de Lima (2008) estabelece combinações entre os métodos $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ em óxidos de manganês e U-Th/He em geotitas para melhor explicar a história de intemperismo e posicionamento de perfis lateríticos da Superfície Borborema, contribuindo para preencher a lacuna das idades dos depósitos sedimentares afossilíferos das formações Barreiras e Serra dos Martins, ambas datadas com idades neógenas.

Esses dados demarcam nos termocronômetros, os eventos envolvidos na evolução geomorfológica do Nordeste Setentrional como a exumação de maciços graníticos, inversão topográfica de planaltos sedimentares, além da deposição das coberturas cenozoicas que formaram os platôs sedimentares embutidos sobre as cimeiras dos Maciços de Portoalegre e Martins, bem como dos tabuleiros da fachada pré-litorânea.

A grande escassez de dados (U-Th)/He em apatitas para o Nordeste Setentrional do Brasil dificulta estabelecer correlações com outros termocronômetros, o que seria fundamental para uma interpretação integrada de história termal da crosta superior. Esses dados poderiam melhor elucidar processos como: soerguimentos flexurais, esculturação e recuo de vertentes, além de taxas de denudação de superfícies em processo erosional.

Em termos de perspectivas futuras, a termocronologia de baixa temperatura pode ser aplicada para calcular as taxas de denudação que elaboraram às superfícies de aplainamento sertanejas do Nordeste Setentrional, preenchendo uma importante lacuna, que ainda não está totalmente esclarecida pela comunidade geomorfológica.

Agradecimentos

Ao Programa de Pós Graduação em Geografia da Universidade Federal do Ceará (UFC) e a Capes pela concessão da bolsa de Doutorado para o financiamento da pesquisa. Ao Instituto de Geociências da Universidade Estadual Paulista (UNESP) pela colaboração científica para o desenvolvimento da pesquisa em termocronologia. Ao Professor Peter Hackspacher (*In Memoriam*), falecido no dia 04/11/2021, a nossa grande admiração como ser humano e eterna gratidão pelos ensinamentos, confiança e amizade. O professor fará muita falta para as geociências e deixa um imenso legado no âmbito dos estudos tectônicos e termocronológicos aplicados à geomorfologia no Brasil.

Referências Bibliográficas

- AB' SABER, A. N. Um conceito de Geomorfologia a serviço das pesquisas sobre o Quaternário. In: **Geomorfologia**, 18, São Paulo, IGEOG-USP, p. 1-23.1969.
- ALMEIDA, F. F. M, CARNEIRO, C. D. R., MACHADO JR, D. D. L., & DEHIRA, L. K. Magmatismo pós-Paleozóico no nordeste oriental do Brasil. **Revista Brasileira de Geociências**, 18(4), 451-462. 1988.
- ARCHANJO, C. J; LAUNEAU, P; HOLLANDA, M. H. B. M., MACEDO, J. W. P. Scattering of magnetic fabrics in the Cambrian alkaline granite of Meruoca (Ceará State, northeastern Brazil). **International Journal of Earth Sciences**. 98: 1793-1807.2009.

ARTHAUD M.H; CABY, R.; FUCK, R. A; DANTAS, E. L; PARENTE, C. V. Geology of the northern Borborema Province, NE Brazil and its correlation with Nigeria, NW Africa. **Geological Society, London, Special Publications**. 294(1), 49-67.2008.

ARTHAUD M.H; FUCK, R. A; DANTAS, E. L; SANTOS, T. J. S; CABY, R; ARMSTRONG, R. The Neoproterozoic Ceará Group Ceará Central Domain, NE Brazil: Depositional age and provenance of detrital material. New insights from U-Pb and Sm-Nd geochronology. **Journal of South American Earth Sciences**. 58,p. 223-237. 2015.

BETARD, F; PEULVAST, J. P. Evolução Morfoestrutural e Morfopedológica do Maciço de Baturité e seu Piemonte: do Cretáceo ao Presente In BASTOS, F. H. (Org). **Serra de Baturité: Uma visão integrada das questões ambientais**. Fortaleza: Expressão Gráfica e Editora. p. 35-59. 2011.

BIGARELLA, J. J; MOUSINHO, M. R. Slope development in southeastern and southern Brazil. **Zeitschrift für Geomorphologie**. v. 10, p. 150-160. 1966.

BRANDÃO, R. L; FREITAS, L. C. B **Geodiversidade do estado do Ceará**. Programa de Geologia do Brasil. Levantamento de Geodiversidade. Fortaleza: CPRM. 214 p. 2014.

BRASIL, Serviço Geológico do Brasil (CPRM) **Projeto Arim (Áreas de Relevante Interesse Mineral) Província Borborema**: Projeto NW do Ceará. 2015.

CASTRO, D. L; BEZERRA, F. H; SOUZA M. O; FUCK R. A. Influence of Neoproterozoic tectonic fabric on the origin of the Potiguar Basin, northeastern Brazil and its links with West Africa based on gravity and magnetic data. **Journal of Geodynamics**. 54, 29-42. 2012.

CAVALCANTE, A. S. A. **Evolução termocronológica do sistema de falhas Senador Pompeu, CE**. (Dissertação de Mestrado) Universidade Federal do Rio Grande do Norte. Centro de Ciências Exatas e da Terra. Programa de Pós Graduação em Geodinâmica e Geofísica. Natal. p. 53. 2006.

CLAUDINO-SALES, V. **Megageomorfologia do Noroeste do Ceará**: História da Paisagem Geomorfológica. Verlag/ Editora. Novas Edições Acadêmicas, 2016.

CORDANI, U.G.; TEIXEIRA, W.; D'AGRELLA, M.S.; TRINDADE, R.I. The position of the Amazonian Craton in supercontinents. **Gondwana Research**. v. 15, p. 396-407. 2009.

DELGADO, I. D. M; SOUZA, J. D; SILVA, L. D; SILVEIRA FILHO, N. D; SANTOS, R. A. D; PEDREIRA, A. J; LACERDA FILHO, J. D. Geotectônica do escudo atlântico. **Geologia, tectônica e recursos minerais do Brasil**. 5, 227-334. 2003.

DODSON, M. H. Closure temperature in cooling geochronological and petrological systems. **Contributions to Mineralogy and Petrology**. 40(3), 259-274. 1973

DONELICK, R. A.; O'SULLIVAN, P. B.; KETCHAM, R. A. Apatite fission-track analysis. **Reviews in Mineralogy and Geochemistry**. v. 58, n. 1, p. 49-94. 2005.

DORANTI-TIRITAN, C. **Evolução geomórfica e modelagem termocinemática 3D da região do planalto de Poços de Caldas (SP/MG)**. (Tese de Doutorado) Programa de Pós Graduação em Geologia Regional. Universidade Estadual Paulista. Rio Claro. 138p. 2013.

FARLEY, K. A. (U-Th)/He dating: Techniques, calibrations, and applications. **Reviews in Mineralogy and Geochemistry**, v. 47, n. 1, p. 819-844, 2002.

- FARLEY, K. A. Helium diffusion from apatite: General behavior as illustrated by Durango fluorapatite. **Journal of Geophysical Research: Solid Earth**, v. 105, n. B2, p. 2903-2914, 2000.
- FLEISCHER, R. L.; PRICE, P. B.; WALKER, R. M. Ion explosion spike mechanism for formation of charged-particle tracks in solids. **Journal of applied Physics**.v. 36, n. 11, p. 3645-3652. 1965.
- FUCK, R. A; DANTAS, E. L; VIDOTTI, R. M., ROING, H. L; ALMEIDA, T. Deformação intracontinental em sistemas transcorrentes: O caso do Lineamento Transbrasiliano: geometria, idade e significado. **XIV Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos (SNET)**. 1. 2013.
- GALBRAITH, R. F.; GREEN, P. F. Estimating the component ages in a finite mixture. **International Journal of Radiation Applications and Instrumentation. Part D. Nuclear Tracks and Radiation Measurements**. v. 17, n. 3, p. 197-206. 1990.
- GARCIA, M. G. M; PARENTE, C. V; SILVA FILHO, W. F; ALMEIDA, A. R. Age of magmatic events in the Eopaleozoic Jaibaras Basin, NE Brazil: Constraints from U-Pb zircon geochronology. **Journal of South American Earth Sciences**, 84, 113-126. 2018.
- GODOY, D. F. **Evolução termocronológica por traços de fissão em apatita e zircão das Bacias da Transição Proterozóico-Fanerozoico de Camaquã (RS), Castro (PR), Eleutério (SP/MG), Jaibaras e Cococi (CE)**. (Tese de Doutorado). Programa de Pós Graduação em Geologia Regional. Universidade Estadual Paulista. Rio Claro, 2010. (pp. 129).
- HACKSPACHER, P. C; GODOY, D. F., RIBEIRO, L. F. B., HADLER-NETO, J. C., FRANCO, A. O. B. Modelagem térmica e geomorfologia da borda sul do Cráton do São Francisco: termocronologia por traços de fissão em apatita. *Revista Brasileira de Geociências*, 37 (suplemento), 76-86. 2007.
- HACKSPACHER, P. C; RIBEIRO, L. F. B; RIBEIRO, M. C. S.; FETTTER, A. H., HADLER NETO, J; TELLO, C. E. S; DANTAS, E. L.). Consolidation and break-up of the South American platform in southeastern Brazil: tectonothermal and denudation histories. **Gondwana Research**. 7(1), 91-101.2004.
- HAMZA, V. M., FRANGIPANI, A, BECKER, E. A, MIOTO, J. A. **Mapas geotermiais do Brasil. Relatório interno do Instituto de Pesquisas Tecnológicas, SP. Brasil, IP nº -27068**, 1989.
- HASUI, Y. A Sistema Orogênico Borborema in HASUI, Y; CARNEIRO, C. D. R; ALMEIDA, F. F. M; BARTORELLI, A. **Geologia do Brasil-** São Paulo: Beca, 2012 p. 248-288
- LIMA, M. G. **História do Intemperismo na Província Borborema Oriental, Nordeste do Brasil: Implicações Paleoclimáticas e Tectônicas**. (Tese de Doutorado). Universidade Federal do Rio Grande do Norte. Programa de Pós Graduação em Geodinâmica e Geofísica. Natal. p.251. 2008
- LUZ, R. M. N; JULIÁ, J; NASCIMENTO, A. F. Crustal structure of the eastern Borborema Province, NE Brazil, from the joint inversion of receiver functions and surface wave dispersion: Implications for plateau uplift. **Journal Geophysical Research Solid Earth**, 120, 2015

- MABSOONE, J. M; CASTRO, C. Desenvolvimento geomorfológico do Nordeste Brasileiro. **Boletim do Núcleo Geográfico da Sociedade Brasileira de Geologia**. v. 3, p. 3-5. 1975.
- MACEDO, A. A; HOLLANDA, M. H., ARCHANJO, C. J; CASTRO, D. L; MELO, A. C. C. A. **Província Magmática do Atlântico Equatorial (EQUAMP), NE do Brasil** In XVI Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos. 2017 Salvador - BA – Brasil
- MAIA, R. P; BÉTARD, F; BEZERRA, F. H. Geomorfologia dos maciços de Portalegre e Martins–NE do Brasil: Inversão do relevo em análise. **Revista Brasileira de Geomorfologia**. v. 17, n. 2. 2016.
- MAIA, R. P; BEZERRA, F. H. R. **Tópicos de Geomorfologia Estrutural – Nordeste Brasileiro**. Fortaleza: Edições UFC, 2014
- MATOS, R. M. D. Tectonic evolution of the equatorial South Atlantic. **Atlantic Rifts and continental margins**. p. 331-354.2000
- MC DOUGAIL, I; HARRISON, T.M. 1999 **Geochronology and thermochronology by the $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ method**. 2th ed. Oxford, Oxford University Press, 269 p.1999.
- MCHONE, J. G. Non-plume magmatism and rifting during the opening of the Central Atlantic Ocean. **Tectonophysics**. 316, 287-296.2000.
- MOHRIAK, W. U. Bacias sedimentares da margem continental Brasileira in BIZZI, L. A. SHOBHENHAUS, C. VIDOTTI, R. M. GONÇALVES, J.H **Geologia, tectônica e recursos minerais do Brasil**, 2003. v 3, p. 87-165, 2003.
- MOJZESZOWICZ, A. G. **Evolução da tectônica rúptil no nordeste do Brasil baseada na termocronologia por traço de fissão em apatita** (Trabalho de Conclusão de Curso). Universidade Estadual Paulista. Instituto de Geociências.p64. 2009
- MORAIS NETO, J. M; GREEN, P. F., KARNER, G. D; ALKIMIM, F. F. D. Age of the Serra do Martins Formation, Borborema Plateau, northeastern Brazil: constraints from apatite and zircon fission track analysis. **Boletim de Geociências da Petrobras**, v 16 p. 23-52. 2008.
- MORAIS NETO, J. M; HEGARTY, K.; KARNER, G. D. Abordagem preliminar sobre paleotemperatura e evolução do relevo da bacia do Araripe, Nordeste do Brasil, a partir da análise de traços de fissão em apatita. **Boletim de Geociências da Petrobras**, v. 14, p. 113-119, 2005.
- MOURA, A. C. D. A. **Datação $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ em zonas de cisalhamento ao longo do Lineamento Transbrasiliano: evolução e reativação**. (Tese de Doutorado) Programa de Pós Graduação em Geologia. Universidade de Brasília. 2007, p 116.
- NÓBREGA, M. A; JARDIM SÁ, M; BEZERRA, F. H. R; NETO, J. H; LUNES P. J; GUEDES, S; LIMA-FILHO, F. P. The use of apatite fission track thermochronology to constrain fault movements and sedimentary basin evolution in northeastern Brazil. **Radiation Measurements**, 39(6), 627-633.2005.
- NOVAIS, F. G; BRITO NEVES, B. B; KAWASHITA, K. Reconhecimento cronoestratigráfico na região Noroeste do Ceará. In: **SBG, Simposio de Geologia do Nordeste**. 1979. p. 91-110.
- OLIVEIRA, D. C; MOHRIAK, W. U. Jaibaras trough: an important element in the early tectonic evolution of the Parnaíba interior sag basin, Northern Brazil. **Marine and Petroleum geology**, v. 20, n. 3-4, p. 351-383, 2003.

- PEDROSA, N. C; VIDOTTI, R. M; FUCK, R. A; BRANCO, R. C.; ALMEIDA, A. R.; SILVA, N. C. V; BRAGA, L. R. Architecture of the intracontinental Jaibaras Rift, Brazil, based on geophysical data. **Journal of South American Earth Sciences**, 74, 27-40. 2017.
- PESSOA NETO, O. D. C; SOARES, U. M; SILVA, J. D., ROESSNER, E. H., FLORENCIO, C. P; SOUZA, C. D. Bacia Potiguar. **Boletim de Geociências da Petrobrás**, 15(2), 357-369. 2007.
- PEULVAST, J. P; BÉTARD, F. **Landforms and landscape evolution of the equatorial margin of Northeast Brazil: an overview**. Springer, 2015.
- PEULVAST, J. P; BÉTARD; LAGEAT, Y. Long-term landscape evolution and denudation rates in shield and platform areas: a morphostratigraphic approach. **Géomorphologie: relief, processus, environnement**, v. 15, n. 2, p. 95-108, 2009.
- PEULVAST, J.P.; CLAUDINO-SALES, V. Reconstruindo a evolução de uma margem continental passiva: um estudo morfogenético do Nordeste brasileiro. In SILVA, J. B da.; LIMA, L. C, ELIAS, D (Orgs) (2006). **Panorama da Geografia Brasileira I**. São Paulo: Annablume, p. 277-317, 2006.
- PEULVAST, J.P.; CLAUDINO-SALES, V. Stepped surface sand palaeolandforms in the northern Brazilian Nordeste: constraints on models of morphotectonic evolution. **Geomorphology**62, p. 89-122. 2004.
- PEULVAST, J.P.; CLAUDINO-SALES, V; BÉTARD, F; GUNNELL, Y. Low post-Cenomanian denudation depths across the Brazilian Northeast: implications for long-term landscape evolution at a transform continental margin. **Global and Planetary Change**. 62(1-2), 39-60. 2008.
- RAMOS, V. A; VUJOVICH, G; MARTINO, R; OTAMENDI, J. Pampia: a large cratonic block missing in the Rodinia supercontinent. **Journal of Geodynamics**, 50(3-4), p.243-255. 2010.
- RAPELA, C.W; PANHKRUST B. R.J; CASQUET C, C; FANNING D, C.M; BALDO, E.G.; GONZÁLEZ-CASADO F, J.M; GALINDO C. C; DAHLQUIST, J. The Río de la Plata craton and the assembly of SW Gondwana. **Gondwana Earth-Science Reviews**, 83, 49–82. 2007.
- RIBEIRO, M. C. S; HACKSPACHER, P. C; RIBEIRO, L. F. B; NETO, J. C. H. Evolução Tectônica e Denudacional da Serra do Mar (SE/BRASIL) no limite entre o Cretáceo Superior e Paleoceno, utilizando análises de Traços de Fissão e U-Th/He em Apatitas. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, 12. 2011.
- SANTOS, F. L. A; NASCIMENTO, F. R; CLAUDINO-SALES, V. Ciclo dos supercontinentes e reflexos morfoestruturais no Noroeste do Ceará/Brasil. **Ateliê Geográfico**, v. 14, n. 2, p. 67-90, 2020.
- SANTOS, T. J. S; FETTER, A; HACKSPACHER, P. C; VAN SCHMUS; NOGUEIRA NETO, J. A. Neoproterozoic tectonic and magmatic episodes in the NW sector of Borborema Province, NE Brazil, during assembly of Western Gondwana. **Journal of South American Earth Sciences**. 25. p. 271-284. 2008.
- SHOBBENHAUS, C; BRITO NEVES, B. B. A Geologia do Brasil no Contexto da Plataforma Sul-Americana in BIZZI, L. A. SHOBBENHAUS, C. VIDOTTI, R. M.

- GONÇALVES, J.H. **Geologia Tectônica e Recursos Minerais do Brasil**. CPRM, Brasília. p 5-25. 2003.
- SHUSTER, D. L.; VASCONSELOS, P. M.; HEIM, J. A.; & FARLEY, K. A. Weathering geochronology by (U-Th)/He dating of goethite. *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 69 (3), 659-673. 2005.
- SIAL, A. N.; FIGUEIREDO, M. C. H.; LONG, L. E. Rare-earth element geochemistry of the Meruoca and Mucambo plutons, Ceará, northeast Brazil. **Chemical Geology**, v. 31, p. 271-283, 1980.
- SIAL, A. N.; LONG, L. E. Mineral chemistry and stable isotope geochemistry of the Cambrian Meruoca and Mucambo plutons, Ceará, Northeast Brazil. In: **International symposium on granites and associated mineralizations (ISGAM), Salvador, Brazil**. p. 185-188. 1987.
- SILVA M. B.; MAIA R. P. CARACTERIZAÇÃO MORFOESTRUTURAL DO ALTO CURSO DA BACIA HIDROGRÁFICA DO RIO JAGUARIBE, CEARÁ-BRASIL. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, 18(3).2017
- SILVA, B. V. D. **Evolução termocronológica da região à leste da bacia offshore do Namibe, Angola, por meio de traço de fissão e (U-Th)/He em apatitas. (Dissertação de Mestrado)**. Programa de Pós Graduação em Geologia Regional. Universidade Estadual Paulista. Rio Claro. p.125. 2016.
- SOUZA, M. J. N. Bases naturais e esboço de zoneamento geoambiental do estado do Ceará. In: LIMA, L. C., SOUZA, M. J. N., MORAES, J. O. (orgs.). **Compartimentação territorial e gestão regional do estado do Ceará**. Fortaleza: Editora FUNECE, 2000.
- SOUZA, Z. S., VASCONSELOS, P. M.; NASCIMENTO, M. A. L.; SILVEIRA, F. V., PAIVA, H. S.; SILVEIRA DIAS, L. G., OLIVEIRA, R. **Geocronologia e geoquímica do Magmatismo Cretácico a Terciário no NE do Brasil**. In *Anais do XLII Congresso Brasileiro de Geologia*. 2004.
- SRTM (Shuttle Radar Topography Mission) **Projeto Topodata**. Banco de Dados Geomorfométricos do Brasil. Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE). Disponível em <http://www.dsr.inpe.br/topodata/> . Acesso em 22 de Setembro de 2020.
- TAGAMI, T. Zircon fission-track thermochronology and applications to fault studies. **Reviews In Mineralogy & Geochemistry**, 58, 95-122. 2005.
- TAGAMI, T.; MURAKAMI, M.; Sondagem de heterogeneidade da zona de falha na falha de Nojima: Restrições da análise de traços de fissão de zircão de amostras de poços. **Tectonophysics**. v. 443, n. 3-4, pág. 139-152, 2007.
- TORRES, P. F. M., CAVALCANTE, J. C., SMITH, E. P., VASCONSELOS, A. M., OLIVEIRA, F.V. 2010. **Mapa geológico da Folha Quixadá (B-24-V-C-VI)**, CPRM-SBG – Serviço Geológico do Brasil, Fortaleza-CE, Escala 1:250.000.
- VAUCHEZ, A; NEVES, S; CABY, R; CORSINI, M; EGYDIO-SILVA, M., ARTHAUD, M; AMARO, V. The Borborema shear zone system, NE Brazil. **Journal of South American Earth Sciences**, 8(3-4), 247-266. 1995. VAZ, P. T.; REZENDE, N. G. A. M.; WANDERLEY FILHO, J. R. e TRAVASSOS, W. A. S. Bacia do Parnaíba. **Boletim de Geociências da Petrobrás**, v. 15, n. 2, p. 253-263. 2007.
- WOLF, R. A.; FARLEY, K. A.; SILVER, L. T. Helium diffusion and low-temperature thermochronometry of apatite. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 60(21), 4231-4240, 1996.

25. A TAXONOMIA DO RELEVO E A CARTOGRAFIA GEOMORFOLÓGICA REGIONAL

Jurandyr L. Sanches Ross¹ & Isabel Cristina Moroz-Caccia Gouveia²

¹Departamento de Geografia - FFLCH – USP, Avenida Professor Lineu Prestes, 338 Cidade Universitária, São Paulo – SP CEP 05508-000; juraross@usp.br

²Departamento de Geografia – FCT – UNESP; icmoroz@gmail.com

Resumo: A cartografia geomorfológica tem sido objeto de pesquisas e experimentações em diferentes países desde a década de sessenta do século XX. Objetivando a aplicabilidade dos mapeamentos geomorfológicos em estudos voltados ao planejamento territorial, dois aspectos da questão geomorfológica devem ser analisados: a classificação do relevo (taxonomia das formas) e a representação cartográfica dessas formas. Com o intuito de refletir sobre esses aspectos, o presente capítulo apresenta um panorama acerca da evolução das propostas de classificação taxonômica dos fatos geomorfológicos partindo das propostas de Cailleux & Tricart (1956), Demek (1967), Mescerjakov (1968) e Ross (1992), e discorre sobre os desafios e avanços metodológicos do mapeamento geomorfológico no mundo e especialmente no Brasil, tomando como exemplos as experiências do projeto Radambrasil e do mapa geomorfológico do estado de São Paulo, de Ross & Moroz (1996). Além disso, ressalta a importância e aplicabilidade de produtos cartográficos geomorfológicos nos estudos ambientais.

Palavras-Chave: Cartografia geomorfológica, taxonomia do relevo

Abstract: Geomorphological cartography has been the subject of research and experimentation in several countries since the 1960s. Aiming at the applicability of geomorphological mappings in studies focused on territorial planning, two aspects of the geomorphological question must be analyzed: the classification of relief (taxonomy of forms) and the cartographic representation of these forms. In order to reflect on these aspects, this chapter presents an overview of the evolution of the proposals for taxonomic classification of geomorphological facts, starting from the proposals of Cailleux & Tricart (1956), Demek (1967), Mescerjakov (1968), and Ross (1992), and discusses the challenges and methodological advances of geomorphological mapping in the world and, especially, in Brazil, taking examples such as the experiences of the Radambrasil project and the geomorphological map of the state of São Paulo, by Ross & Moroz (1996). Besides, it emphasizes the importance and applicability of geomorphological cartographic products in environmental studies.

Keywords: Geomorphological cartography, relief taxonomy

1. INTRODUÇÃO

A construção do conhecimento geomorfológico foi alvo de análise por Abreu (1983), quando publicou o trabalho “A Teoria Geomorfológica e sua Edificação: Análise Crítica”. Nesta historização crítica, o autor mostrou como as linhas epistemológicas da geomorfologia se desenvolveram desde os meados do século XIX até final do século XX. Abreu (*op cit*) aponta que os atuais princípios da geomorfologia foram definitivamente estabelecidos no primeiro quartel do século XX, a partir das concepções do pesquisador alemão Walter Penck, que considera que as formas atuais do relevo decorrem dos processos endógenos e exógenos.

Os processos endogenéticos estão diretamente relacionados às morfoestruturas, onde se destacam dois tipos distintos, porém, absolutamente interdependentes de atuação de forças: as ativas associadas à tectônica e as passivas, relacionadas às diferenças de resistência de desgaste das rochas.

As forças exógenas estão diretamente relacionadas à energia solar, que age na superfície da terra através das atividades climáticas de curta, média e longa duração, e se associam diretamente à esculturação das formas do relevo e da formação dos solos.

Assim, as formas do relevo são produzidas pelo jogo de interações de forças internas e externas que se manifestam na superfície da terra e suas características fisionômicas, refletem suas origens e, portanto, suas gêneses.

Estando na interface litosfera/atmosfera/hidrosfera e, ao mesmo tempo, sendo produto desta interação, as formas do relevo acabam por desempenhar importante papel nas análises integradas da natureza. O relevo, assim como outros componentes da natureza, são elementos cartografáveis e suas dimensões e formas são importantes para o entendimento de sua gênese e dinâmica atual. Desse modo, sua representação cartográfica é um recurso técnico-científico importante para efeito de sua aplicação. (ROSS, 2002)

A cartografia geomorfológica tem sido objeto de pesquisas e experimentações em diferentes países desde a década de sessenta do século XX. Objetivando a aplicabilidade dos mapeamentos geomorfológicos em estudos voltados ao planejamento territorial, dois aspectos da questão geomorfológica devem ser analisados: a classificação do relevo (taxonomia das formas) e a representação cartográfica dessas formas. Ambos correspondem aos elementos básicos de um sistema funcional: forma (ou fisionomia), estrutura e dinâmica (ou funcionalidade), ou seja formas, materiais e processos.

2. A TAXONOMIA DAS FORMAS DO RELEVO

Ross (2002) aponta que a questão da taxonomia das formas do relevo surgiu em função da necessidade de se estabelecer uma organização e uma ordem para os diferentes tamanhos das formas e gêneses do relevo terrestre. Nesse sentido, nas décadas de cinquenta e sessenta, apareceram algumas propostas taxonômicas, dentre elas a de

Cailleux & Tricart (1956), Demek (1967) e de Mescerjakov (1968), que buscaram estabelecer uma hierarquização de níveis de agrupamento genético na geomorfologia.

No Brasil, foi a partir da obra “Princípios e Métodos da Geomorfologia” (TRICART, 1965), que se tomou conhecimento sobre a primeira classificação geral do relevo terrestre, elaborada por Cailleux & Tricart, em 1956.

Segundo Tricart (1965), a dimensão têmporo-espacial dos objetos da Geomorfologia, além de relacionar-se diretamente com a classificação, condiciona também a escolha dos métodos de análise e a natureza das ligações de causalidade, tanto com os outros objetos da geomorfologia entre si, como com as disciplinas conexas. Assim, as escalas têmporo-espaciais são objeto de análise metodológica e sistemática e, enquanto a noção de escala é habitualmente descritiva, a classificação taxonômica é genética (ROSS, 2002). Nesse sentido, Tricart (*op cit*), apresenta um quadro classificatório ou de taxonomia das formas do relevo (Quadro 1) expresso em oito (8) ordens de grandeza têmporo-espaciais, conforme segue.

Conforme pode-se observar, o quadro organiza-se em oito ordens de grandeza (primeira coluna), com a dimensão territorial de cada ordem (Unidade da Superfície) que varia de milhões de km² a alguns microns; as características de cada unidade de grandeza, estendendo-se das dimensões continentais aos detalhes somente observáveis microscopicamente; as unidades climáticas, correspondentes às ordens de grandeza do relevo, que representam desde grandes conjuntos zonais comandados por fatores astronômicos aos climas de micromeios; os mecanismos genéticos, que comandam a formação do relevo, que parte desde a diferenciação da crosta terrestre em continental (SiAl) e oceânica (SiMa) até os fatores ligados à interferência da dinâmica e da textura da rocha e, e por último, a sexta coluna corresponde às ordens de grandeza de permanência temporal que varia de bilhões de anos a uma centena de anos.

Na classificação de Cailleux & Tricart (1956), alguns aspectos merecem destaque:

- A relação direta entre o tamanho e a idade das formas. Como as ordens de grandeza são espaciais e temporais, subentende-se que, quanto maior a extensão do fato geomorfológico, maior é a idade, e quanto menor o tamanho, menor a idade;
- Existe uma tentativa de relacionar dimensão/tamanho com os tipos de formas a elas associadas pois as ordens de grandeza são expressas em quilômetros quadrados;
- Os autores estabelecem relações diretas entre unidades climáticas de diferentes tamanhos com unidades de relevo e gênese, embora na prática, nem sempre isso se verifica;
- Estabelecem também relação direta entre cada táxon com um determinado tempo, que vai da escala temporal geológica à escala temporal presente, o que certamente se aplica, porém, não obrigatoriamente com os espaçamentos temporais propostos.

- Evidenciam a noção de escala e gênese na taxonomia apresentada, o que é absolutamente pertinente; e, por fim,
- Introduzem a noção de hierarquização, colocando uma certa ordem no aparente caos que é entender-se o relevo.

Quadro 1. Taxonomia dos Fatos Geomorfológicos. Fonte: Cailleux & Tricart (1956) *apud* Tricart (1965).

ORDEM	UNIDADES DE SUPERFÍCIE (km ²)	CARACTERÍSTICAS DAS UNIDADES exemplos	UNIDADES CLIMÁTICAS	MECANISMOS GENÉTICOS QUE COMANDAM O RELEVO	ORDEM DE GRANDEZA DE PERMANÊNCIA TEMPORAL (anos)
I	10 ⁷ <i>centenas de milhões</i>	Continentes, Bacias Oceânicas (Configuração do Globo)	Grandes conjuntos sazonais comandados por fatores astronômicos	Diferenciação da crosta terrestre (SIAL e SIMA)	10 ⁹ <i>bilhões de anos</i>
II	10 ⁶ <i>dezenas de milhões</i>	Grandes conjuntos estruturais.	Grandes tipos de clima. Interferência das influências geográficas com os fatores astronômicos	Movimentos da crosta terrestre, como a formação dos geossinclíneos. Influência climática sobre a dissecação.	10 ⁸ <i>centenas de milhões</i>
III	10 ⁴ <i>centenas de milhares</i>	Grandes unidades estruturais	Diferenciação dos tipos climáticos, mas sem grande importância para a dissecação	Unidades tectônicas tendo uma ligação com a paleogeografia. Velocidades de dissecação influenciada pela litologia.	10 ⁷ <i>dezenas de milhões</i>
IV	10 ² <i>centenas</i>	Unidades tectônicas elementares. Maciços montanhosos, fossas, horsts.	Climas regionais com influências geográficas, sobretudo nas regiões montanhosas	Influência predominante da tectônica e, secundariamente, da litologia.	10 ⁷ <i>dezenas de milhões</i>
V	10 <i>dezenas</i>	Acidentes tectônicos. Anticlinais, Sinclinais, montes, vales.	Clima local influenciado pela disposição do relevo	Predomínio da litologia e da tectostática. Influências estruturais clássicas.	10 ⁸ a 10 ⁷ <i>milhões à dezenas de milhões</i>
VI	10 ⁻² <i>centenas de milhares de m²</i>	Formas de relevo: crista, moraina terminal, cone de dejeção.	Mesoclima diretamente ligado à forma. Ex: nicho de nivação	Predomínio do fator morfodinâmico, influenciado pela litologia	10 ⁴ <i>centenas de milhares</i>
VII	10 ⁻⁶ <i>dezenas de m²</i>	Microformas: lentes de solifluxão, ravinas	Microclimas diretamente ligados às formas por autocatalise. Ex. Lápies (caneluras)	Idem	10 ² <i>centenas</i>
VIII	10 ⁿ <i>décimos de m²</i>	Microscópico: detalhes de corrosão, de polimento etc.	Micromeio	Interfície da dinâmica e textura da rocha	

Outra proposta taxonômica surgiu na ex-URSS (União das Repúblicas Socialistas Soviéticas), elaborada por Mescerjakov (1968), que apresentou os conceitos de morfoestrutura e morfoescultura, como um novo instrumento de análise geomorfológica. O autor considerou a elaboração de uma classificação dos fenômenos estudados como sendo o problema teórico central das ciências da terra, e propôs emprego dos conceitos de morfoestrutura e morfoescultura (GUERASSIMOV, 1946 e 1959) como meio de estabelecer a classificação geomorfológica, pois permite distinguir a diversidade de formas do relevo do nosso planeta e os mais importantes grupos genéticos. Assim, sua proposta de classificação fundamenta-se na ideia de que a formação do relevo resulta da

interação das forças endógenas e exógenas, “onde a regra de elaboração das formas de natureza diferente, não é a mesma” (MESCERJAKOV,1968).

Desta forma, sob a ação predominante dos fatores endógenos são formados os elementos morfoestruturais ou morfotectônicos do relevo terrestre, que correspondem aos grandes conjuntos de relevos como cadeias montanhosas, planaltos e depressões, tanto sobre a superfície dos continentes quanto nos fundos oceânicos. Sob a ação dos fatores exógenos, são formados os elementos morfoesculturais do relevo, que correspondem às formas do relevo de ordem inferior, como por exemplo, “grupos de morainas, as barcanas, formas cársticas” (MESCERJAKOV, 1968). Entretanto, Mescerjakov (1968) esclarece “que as influências morfoestruturais são percebidas também nas formas menores do relevo, assim como as influências morfoesculturais são também identificadas nas grandes formas do relevo terrestre”.

Com o intuito de estabelecer uma classificação, Mescerjakov (*op cit*), apresenta um quadro síntese, denominado “Esquema Geral da Classificação do Relevo Terrestre” (Quadro 2), onde define seis (6) níveis hierárquicos correlacionados com a área das superfícies de terras (em km²) à semelhança de Tricart (1965).

Quadro 2. Esquema geral de Classificação do Relevo da Terra (Fonte: Mescerjakov, 1968).

SUPERFÍCIE (km ²)	ELEMENTOS MORFOESTRUTURAIS (morfotectônica do relevo de continentes e depressões oceânicas)	CATEGORIAS MORFOESCULTURAIS DO RELEVO	
		Terra Firme	Fundo dos Oceanos e Mares
10^7 a 10^6	Morfotecturas de 1ª ordem – massas continentais (incluindo plataformas continentais)	Zonas morfoesculturais (morfoclimáticas) zonas de morfoesculturas criogênicas, glaciais, fluviais, áridas e outras	Zonas morfoesculturais: Zonas circumpolares de formas glaciais Zonas de altitudes temperadas Zonas tropicais equatoriais
10^6 a 10^5	Morfotecturas de 2ª ordem Planos de plataforma, zonas montanhosas (orogênicas)		
10^5 a 10^3	Morfoestruturas de 1ª ordem- planaltos, baixas regiões planas, cadeias de montanhas, depressões extensas etc.	Províncias morfoesculturais, províncias de morfoesculturas fluviais do tipo mediterrâneo, províncias de erosão glacial, províncias de acumulação etc	
10^3 a 10^2	Morfoestruturas de 2ª ordem – bombeamentos tectônicos marcados no relevo, depressões tectônicas etc	Regiões morfoesculturais de morainas frontais, regiões de relevo cárstico etc.	
10^2 a 10	Morfoestruturas de 3ª ordem – anticlinais marcadas no relevo, fossas recentes, cumeadas etc.	Formas particulares do relevo determinadas sobretudo pelos fatores exogenéticos. Vales fluviais, formas cársticas, etc	Vales submarinos, formas de acumulação de icebergs
10 a 10^{-1}	Microrelevo tectônico, diques, fendas	Pequenas formas de relevo de origem exógena. Solos poligonais, pequenos hidrolacólitos	

A classificação de Mescerjakov (*op cit*), necessita de uma melhor definição das ordens taxonômicas, muito embora as noções de morfoestrutura e morfoescultura e suas associações morfogenéticas sejam uma contribuição importante, no sentido de diminuir o emaranhado de concepções teóricas e metodológicas que permeiam a geomorfologia. Os conceitos de morfoestrutura e morfoescultura, ao serem colocados como produtos decorrentes de processos endógenos e exógenos, se caracterizam como uma manifestação estática decorrentes de processos morfogenéticos que, por essência, são dinâmicos e se manifestam permanentemente ao longo do tempo e nos diferentes espaços (ROSS, 2001).

De acordo com Ross (2001), a primeira proposta de classificação do relevo terrestre com articulação para cartografia geomorfológica surge com Demek (1967), quando publica o trabalho “Generalização de Mapas Geomorfológicos”. Citando Tricart (1965) e Mazur (1963), Demek (*op cit*) aponta que “o principal problema da construção e generalização de mapas geomorfológicos, é da classificação e sistematização das formas do relevo”. Com o intuito de contribuir para resolver essa questão, Demek (*op cit*) propõe três unidades taxonômicas básicas:

1. Superfícies Geneticamente Homogêneas, que correspondem ao menor táxon, por exemplo, uma vertente;
2. Forma de Relevo, táxon intermediário, como exemplo uma colina; e,
3. Tipo de Relevo, táxon superior, correspondendo a conjuntos de formas semelhantes entre si.

Segundo Ross (2001 e 2002), as Superfícies Geneticamente Homogêneas resultam de um determinado processo geomorfológico ou de um conjunto de processos, atuando em uma certa direção”. Podem ser condicionadas por processos endógenos, processos exógenos (dividido em processos de erosão/denudação e acumulação) ou por processos derivados das atividades humanas. O conjunto de “Superfícies Geneticamente Homogêneas” resulta nas “Formas de Relevo”, geradas pelos mesmos processos e normalmente correspondem a estágios mais longos e desenvolvidos do relevo. Um exemplo de “Forma de Relevo” é um Terraço Fluvial, constituído pela superfície plana do topo do terraço (Superfície Geneticamente Homogênea, formada por acumulação), e pelo talude da borda do terraço (Superfície Geneticamente Homogênea gerada pela erosão fluvial). As “Formas de Relevo” por sua vez, compõem os “Tipos de Relevo”. Assim, o “tipo de relevo” é representado por um complexo de formas mais ou menos distintamente delimitadas, dotadas de mesma elevação absoluta, mesma gênese e dependendo da mesma morfoestrutura e ligada algum agente morfogenético complexo e alguma história de desenvolvimento. Assim, o Tipo de Relevo não é mais uma unidade concreta, mas uma unidade abstrata estabelecida por dedução.

Com esta proposição taxonômica, Demek (1967) apresenta um aspecto pragmático da representação do relevo terrestre, que pode ser transformado em mapa geomorfológico, considerando fatores morfológicos, morfométricos, cronológicos e genéticos, dentro de uma hierarquização lógica e absolutamente clara (ROSS, 2001 e 2002).

3. CARTOGRAFIA GEOMORFOLÓGICA: DESENVOLVIMENTO E DESAFIOS

Os mapeamentos geomorfológicos tendem a apresentar grande diversidade de modos de representação em função de seus objetivos e, principalmente em decorrência de seus suportes teórico-metodológicos.

É fato notório que as formas do relevo, por essência, são tridimensionais, e que os mapas são representações bidimensionais, residindo aí o primeiro problema da representação cartográfica do relevo. Este aspecto aparentemente poderia ser resolvido atualmente com a utilização de recursos de computação gráfica como Modelos Numéricos de Terreno (MNTs) em três dimensões. Cabe, entretanto, esclarecer que um mapa geomorfológico não consiste apenas em projeções tridimensionais de níveis topográficos, mas ele deve conter um conjunto de informações codificadas através de símbolos lineares, pontuais, letras símbolos, e famílias de cores, que expressam informações sobre as morfologias, morfometrias, gênese, idade e dinâmica atual. Os mapas geomorfológicos devem, portanto, “apresentar elementos de descrição do relevo; identificar a natureza geomorfológica de todos os elementos do terreno, e as formas” (ROSS, 1990).

Klimaszewski (1982), ao apresentar trabalho sobre “Mapa Geomorfológico de Detalhe” e tratar da representação gráfica do relevo, lembra que por muito tempo os mapas topográficos, a partir da análise das curvas de nível, têm sido utilizados para a obtenção de informações sobre as feições principais da configuração da superfície da terra. Entretanto, esses mapas possibilitam distinguir e definir feições morfográficas e morfométricas, mas não fornecem outras informações necessárias ao entendimento do relevo, como morfologia, gênese, dinâmica dos processos atuais, tipos de formas e depósitos de cobertura entre outros. Segundo Klimaszewski (*op cit*) foi a obra do geógrafo alemão Passarge, elaborada em 1912, mas publicada em 1914, que apresentou a primeira concepção de um mapa geomorfológico de detalhe na forma de um Atlas Morfológico. Este documento consistia um conjunto de oito mapas na escala 1:50.000, assim apresentados: Mapa Orográfico-topográfico com a cobertura vegetal; Mapa de Gradiente de Vertentes com os seguintes intervalos de declividade expressos em graus: 0-5; 5-10; 10-20, 20-35 e maior que 35 graus; Mapa de Formas dos Vales; Mapa Geológico-estratigráfico; Mapa de Resistência Física; Mapa de Resistência Química; Mapa Petrográfico; e por último, Mapa de Desenvolvimento do Relevo (ROSS, 2001).

Ainda de acordo Klimaszewski (1982), também em 1912, Gehne ao elaborar um Mapa Geomorfológico dos arredores de Thale (Alemanha), manifesta a ideia de que os mapas geomorfológicos devem conter informações sobre feições morfológicas, estrutura do substrato, formas do relevo e sua gênese. Na sequência, em 1919, Smolenski publicou na Polônia um artigo que apontava a necessidade da ciência polonesa no campo da geografia física, elaborar um estudo detalhado do relevo dos territórios poloneses e sua gênese, lançando assim, as bases da cartografia de detalhe do relevo. Contribuições na

evolução dos mapeamentos geomorfológicos, continuaram a ocorrer na Europa, com trabalhos de Weber (1924), Mayer (1926), Markow (1929) e Klimaszewski (1939), dentre outros (KLIMASZEWSKI, 1982).

Entretanto, segundo Klimaszewski (1982) foi apenas após a II Guerra Mundial que a elaboração de mapas geomorfológicos detalhados, com base em um mapeamento sistemático das formas de relevo apresenta-se como uma necessidade.

Assim, nas décadas de 1950 e 1960, a ciência geomorfológica tornou-se, nas palavras de Fairbridge (1968), "a análise da fisiografia da superfície da Terra", e o mapa geomorfológico detalhado, tornou-se, em muitos países, "o principal método de investigação em geomorfologia" (DEMEK, 1982).

Hayden (1986) destaca que a partir da realização, em 1956, do 18º Congresso da União Geográfica Internacional (UGI), no Rio de Janeiro, a importância dos mapas geomorfológicos passou a receber reconhecimento internacional.

A partir de então, grande parte dos geomorfólogos tem concentrado esforços no sentido de desenvolverem teorias, procedimentos cartográficos e legendas, buscando consolidar as bases teórico-metodológicas da cartografia geomorfológica.

No final da década de 1950 vários países, tais como a Suíça, URSS, Polônia, França, Checoslováquia, Japão, Bélgica e Hungria estavam elaborando mapas geomorfológicos detalhados de seus territórios. No entanto, devido às diferenças nacionais em termos de conteúdo e metodologia, os mapas geralmente não eram comparáveis e, portanto, de utilização limitada uma vez que não possibilitavam análises geomorfológicas mais abrangentes (HAYDEN, 1986).

Diante dessa questão, em 1958, durante o congresso da UGI em Estocolmo, foi criada a Subcomissão de Mapeamento Geomorfológico, cuja finalidade, segundo Klimaszewski (1982), era cumprir três tarefas básicas:

1. Desenvolver e disseminar metodologia de mapeamento geomorfológico;
2. Adotar um sistema uniforme para a cartografia geomorfológica com o objetivo de compatibilizar as pesquisas; e,
3. Demonstrar as aplicações do mapeamento geomorfológico no planejamento econômico local e regional, a fim de facilitar uma utilização racional da superfície da Terra.

A necessidade de uniformização de técnicas de mapeamento e, principalmente, de uma legenda comum, foi reconhecida sobretudo pelos geomorfólogos europeus. Numa reunião da subcomissão em Cracóvia, na Polônia em 1962, representantes de 15 países estabeleceram um conjunto de orientações para a elaboração de mapas geomorfológicos. Estas orientações, segundo Klimaszewski (1982) *apud* Ross (2001) incluíam:

1. Um mapa geomorfológico de detalhe deve ser resultante de mapeamento com controle de campo, recomendando-se o uso das fotografias aéreas e fotointerpretação;

2. Mapas geomorfológicos detalhados devem ser feitos em escalas de 1:10.000 a 1:100.000, considerando que tais limites permitem que o relevo e suas peculiaridades possam ser representados;
3. O mapa geomorfológico de detalhe deve fornecer uma visão completa do relevo, a fim de que o passado, o presente e o futuro do desenvolvimento do relevo possam ser apreendidos. Assim, devem conter todos os aspectos do relevo, incluindo morfografia, morfometria, morfogênese, morfocronologia e morfodinâmica;
4. Todas as formas investigadas devem ser cartografadas em um mapa por meio de símbolos em escala. Deve-se utilizar cores e símbolos para transmitir informações e oferecer a perspectiva de tamanho, origem e idade das formas;
5. A determinação da idade das formas (morfocronologia) é necessária porque ela permite a ordenação cronológica do conteúdo do mapa e ajuda a reconstruir o desenvolvimento geomorfológico e prognosticar tendências de desenvolvimento futuro;
6. Os dados litológicos devem ser marcados em símbolos especiais, preferencialmente no “fundo do mapa”;
7. A organização da legenda do mapa deve obedecer a uma ordem genético-cronológica; e,
8. O reconhecimento de que mapas geomorfológicos detalhados são essenciais para o desenvolvimento da Geomorfologia e, em especial, para investigações de geomorfologia regional, executadas em territórios que diferem em estrutura e condições climáticas. Por tanto, são muito importantes para a aplicação prática e científica.

A adoção desses princípios promoveu alguma uniformidade nos conteúdos dos mapas geomorfológicos, possibilitando comparações entre os produtos gerados. Entretanto, é fato incontestável a dificuldade de obter-se uma estrutura única de legenda para os mapas geomorfológicos, como coloca Klimaszewski (1982), pois “os autores parecem estar atados aos símbolos de suas invenções, especialmente com referência às regiões pequenas”. Para resolver essa questão, a subcomissão de Mapeamento Geomorfológico da UGI, desenvolveu uma legenda uniforme, procurando estabelecer cores e símbolos para várias formas de relevo de diferentes dimensões, gênese e idades para a utilização em mapas de escalas grandes como 1:25.000 e 1:50.000. Tal legenda foi submetida ao congresso da UGI em Nova Délhi em 1968 e apresenta 500 símbolos aplicáveis em mapas geomorfológicos de detalhe. Tricart (1965) em sua obra “Princípios e Métodos da Geomorfologia” no capítulo que trata da cartografia geomorfológica de detalhe, também apresenta uma vasta listagem de símbolos a que ele denomina de Legenda de Cartas Geomorfológicas de Detalhe.

Durante o congresso em Nova Délhi em 1968, a subcomissão de Mapeamento Geomorfológicos, sob a nova designação de “Comissão de Pesquisa e Mapeamento Geomórfico”, assumiu a responsabilidade de desenvolver um Manual de Cartografia

Geomorfológica, e conceber uma legenda para o Mapa Geomorfológico da Europa em escala 1:2.500.000. Tal legenda, publicada em 1971, foi produzida com a colaboração de geomorfólogos de vários países europeus e o primeiro dos 16 mapas projetados para compor o Mapa Geomorfológico da Europa, foi publicado em 1984. Quanto ao Manual, consistiu em uma compilação de artigos escritos por vinte geomorfólogos, publicado em 1972 (HAYDEN, 1986).

Para Klimaszewski (1982) esse esforço na elaboração do Manual e da legenda não significou avanços para a Cartografia Geomorfológica. De acordo com esse autor, o manual não privilegiou aspectos importantes acerca do mapeamento geomorfológico como se propunha a fazer, resultando em mais um compêndio de geomorfologia geral. Também a elaboração da legenda acabou significando mais um trabalho de editoração, baseado em compilações e não em investigações de campo.

De acordo com Hayden (1986), apesar de todo esforço e trabalho colaborativo efetuado pela Comissão de Pesquisa e Mapeamento Geomórfico, ainda existe uma grande diversidade de mapas sendo produzidos e não há consenso sobre a natureza dos mapas geomorfológicos. Grande parte dos produtos elaborados representa uma perspectiva particular nacional ou regional e a variedade de legendas reflete diferentes abordagens e metodologias. Assim, poucos atendem a todos os requisitos propostos para uma cartografia geomorfológica completa e global.

Klimaszewski (1982) afirma que, embora seja fundamental que os mapas geomorfológicos sejam passíveis de comparação, a uniformidade da legenda é uma ideia ambiciosa e de difícil realização pois uma legenda uniforme significa uma enorme quantidade de símbolos e cores, necessárias para englobarem as mais variadas formas, de diferentes dimensões, idades e origens, em todo o mundo.

Demek (1982) aponta que, a partir de 1970, avanços no desenvolvimento da Geomorfologia contribuíram substancialmente para o reconhecimento da importância prática e teórica da cartografia geomorfológica. Existe uma melhor compreensão acerca das forças endógenas e exógenas, devido a novas teorias da tectônica global e ao desenvolvimento de métodos de investigação da Terra, a partir do espaço. Uma nova ênfase em “geomorfologia ambiental” tem resultado em um melhor entendimento do papel do relevo da superfície para a vida e as atividades humanas. Novos métodos de investigação, em especial no que diz respeito às fotografias aéreas, imagens por satélite, e imagens de radar, juntamente com o desenvolvimento da informática, têm contribuído para o desenvolvimento da cartografia geomorfológica (HAYDEN, 1986).

4. APLICAÇÕES DOS MAPAS GEOMORFOLÓGICOS

Os mapas geomorfológicos, suas utilidades e aplicações, evidentemente estão no bojo do entendimento de que são produtos decorrentes de um processo de pesquisa, que culmina com a representação analítico-sintética dos elementos e fatos pesquisados e, portanto, um documento concreto que procura representar as abstrações componentes da

natureza através da representação codificada. É um documento, que depois de concluído e publicado, vira verdade, e como tal, um instrumento de utilidades diversas para o bem, para o mal, para o certo, para o errado, para ajudar, para atrapalhar, para confundir, para esclarecer, enfim para todos os propósitos que se fizerem pertinentes, e que as habilidades humanas consigam aplicar. Deste modo, desde já está esclarecido que o mapa geomorfológico como qualquer outro mapa, é um instrumento de multiuso, ou multiplicação, cujo espectro total destes usos, escapa do domínio de seus criadores.

Os produtos cartográficos de conteúdo geomorfológico se inserem no contexto da Geografia Aplicada e mais especificamente da Geomorfologia Aplicada, no âmbito daquilo que Gerasimov (1968) denominou de “Geografia Construtivista, como sendo aquela que oferece a base teórica e as recomendações práticas para a transformação humana do meio ambiente em benefício da sociedade”. Nesta direção, Gerasimov (1984), ressalta que “a geografia construtiva tem sido utilizada para uma variedade de estudos da transformação planejada do ambiente natural para permitir o uso efetivo dos recursos naturais”. Convergindo com essa concepção, Clark (1978) define que “o objetivo da geomorfologia aplicada não é prevenir ou reduzir o desenvolvimento ou o uso dos recursos, mas em vez disto, otimizar aquele uso, reduzindo tanto os custos quanto os impactos”. No campo da Geomorfologia Ambiental, Coates (1971) afirma que “o objetivo dos estudos ambientais geomórficos é minimizar as distorções topográficas e entender os processos interrelacionados necessários à restauração e a manutenção do equilíbrio natural”. Ainda, Coates (1980), ressalta a importância das pesquisas aplicadas direcionadas para as questões inerentes aos impactos ambientais produzidos pelas atividades humanas (GREGORY, 1992).

Como enfatiza Klimaszewski (1982), um mapa geomorfológico de detalhe tem utilidade para diversos setores da economia pois a configuração da superfície da terra é importante para a agricultura, assentamentos populacionais, vias de comunicação, engenharia hidráulica, turismo, recreação e para o manejo dos recursos naturais. O autor afirma que a utilização de mapas geomorfológicos de detalhe por várias instituições econômicas e de planejamento na França, Polônia, URSS (Rússia), entre outros, demonstra que tais produtos cartográficos, além de apresentarem valor científico e teórico, também tem valor prático.

Os mapas geomorfológicos são de grande utilidade, sobretudo no âmbito das questões ambientais, onde as análises geomorfológicas prescindem dos mapeamentos e estes servem juntamente com outras disciplinas e outros mapas para definir zoneamentos ambientais e suas diretrizes, dentro de um contexto de planejamento ambiental de espectro geográfico, ou seja, espacializado em um determinado território (ROSS, 1990).

Conforme aponta Gregory (1992), ao analisar a expansão dos estudos aplicados, Jones (1983) assinala o crescimento da Geomorfologia Aplicada como o desenvolvimento que poderá ter maior significado futuro para a Geografia Física, embora considere que os espectros de atuação da Geografia Física abrangem cinco categorias de trabalho potencialmente úteis, quais sejam:

1. Avaliação dos impactos dos acasos naturais para influenciar a política ambiental;
2. O balanço ambiental, que abrange a avaliação das mudanças nos Sistemas Ambientais Naturais para avaliar a necessidade em estabelecer novas práticas;
3. Avaliação dos recursos;
4. Avaliação de impactos relacionados as mudanças futuras previsíveis, considerando as interações homem-meio ambiente; e,
5. Revisões de predições anteriores e do sucesso de políticas e projetos implementados.

Assim sendo, pode-se completar com a posição de Chandler (1970) *apud* Gregory (1992), ao ressaltar que “a humanidade deve aprender a fazer o melhor uso do meio ambiente, conservando sua forma principal e lançando mão da modificação deliberada, somente onde os benefícios sejam claros e os efeitos negativos mostrem-se desprezíveis”.

De acordo com o AppGeMa¹ (Grupo de trabalho sobre Cartografia Geomorfológica do IAG – *International Association of Geomorphologists*) os mapas geomorfológicos são de grande utilidade para muitos outros profissionais que lidam com a paisagem e o relevo, tais como engenheiros, planejadores urbanos, agrônomos e conservacionistas, pois a crescente pressão humana no ambiente, têm tornado premente a necessidade de uma melhor compreensão e melhor planejamento da paisagem nos países desenvolvidos e, principalmente, nos países emergentes.

Assim, os mapas geomorfológicos podem considerados também como um ponto de encontro, em que geomorfólogos, geólogos e outros profissionais podem partilhar seus diferentes conhecimentos sobre os territórios e, em conjunto, planejar o uso sustentável do meio ambiente.

Tricart (1969) sustenta que diagnósticos geomorfológicos devem constituir um dos elementos fundamentais na elaboração de projetos de desenvolvimento. Os diagnósticos e mapas geomorfológicos oferecem importantes subsídios à gestão territorial, particularmente na fase de planejamento. Cook & Doornkamp (1974) indicam que mapas geomorfológicos são de grande utilidade nos levantamentos iniciais de campo e nas fases de diagnósticos ambientais, além de constituírem-se em base essencial para a elaboração de vários mapas específicos (mapas de risco, mapas de estabilidade geomorfológica, entre outros), úteis em várias fases de gerenciamento ambiental (MOROZ-CACCIA GOUVEIA *et al.*, 2016).

De acordo com Hayden (1986), na década de 80, levantamentos e mapeamentos geomorfológicos, passaram a ser considerados em projetos de engenharia ambiental, tais como planejamento e construções de rodovias. Brunsden *et al.*, (1975) afirmam que projetos de rodovias, por exemplo, devem contar com informações geomorfológicas e não apenas geológicas, pois tanto a forma da superfície quanto o padrão espacial de processos geomorfológicos influenciam a escolha de uma rota. Os autores apontam a utilização de diferentes tipos de mapas geomorfológicos em diferentes fases de

¹ <http://www.geomorph.org/wg/wgagm.html> (consultado em julho/2008).

planejamento e construção. Por exemplo, os mapas de pequena escala podem fornecer a análise regional de uma área, sendo valiosos na fase inicial de avaliação de viabilidade, enquanto os mapas de escalas maiores são valiosos para as questões da investigação local e podem ajudar a prever comportamentos durante e depois de construção (MOROZ-CACCIA GOUVEIA, 2010).

5. MAPEAMENTOS GEOMORFOLÓGICOS NO BRASIL

As primeiras pesquisas geomorfológicas, baseadas em mapeamento geomorfológico no Brasil são do início da década de setenta, por influência de Tricart (1965). Na I Conferência Nacional de Geografia e Cartografia, Ab'Saber (1968) e Moreira (1968), lançaram as bases de como deveriam ser os mapas geomorfológicos no Brasil, qual seja: 1) devem conter a base geológica; 2) delimitação e descrição precisa das formas de relevo; 3) fixação das altimetrias; 4) representação dos domínios morfoclimáticos e morfoestruturais; 5) representação da evolução e da dinâmica geomorfológica atual; e, 6) representação das formações superficiais.

No âmbito do Instituto de Geografia e do Departamento de Geografia da Faculdade de Filosofia, Letras e Ciências Humanas da Universidade de São Paulo, foram desenvolvidos vários mapeamentos em escala de semidetalhe, produzidos por pesquisadores como May C. Modenesi (1969), Paulo Nakashima (1973), Olga Cruz (1974), Lylian Coltrinari (1975), Augusto Humberto Vairo Titarelli (1975), Rosely Pacheco Dias Ferreira (1978), José Pereira de Queiroz Neto (1978a e 1978b), Adilson Avansi de Abreu (1984), entre outros, sendo alguns publicados em escalas 1:50.000 e 1:100.000, através do Instituto de Geografia da USP. Esses documentos cartográficos do relevo, seguindo a metodologia de Tricart (1965), tem como preocupação representar através de símbolos coloridos, as formas, as gêneses e as idades do relevo. Tomam como suporte a base topográfica, onde estão representadas as curvas de nível, enquanto que os símbolos coloridos representam a base litológica, as idades são indicadas através de letras símbolos em preto, e as formas de processos atuais e pretéritos são também marcadas através de símbolos lineares ou pontuais de diversas cores em função de suas gêneses e de certa forma idades relativas.

Na mesma época, iniciou-se o mapeamento sistemático do território brasileiro pelo Projeto Radambrasil (DNPM - Departamento Nacional da Produção Mineral/MME-Ministério de Minas e Energia) na escala de 1:250.000, que introduziu o uso das imagens de radar para mapeamentos, implementando um arrojado trabalho de levantamento e mapeamento dos recursos naturais, que envolveu a cartografia temática de geologia, geomorfologia, pedologia, vegetação e análise climática regional, além de estudos de uso potencial das terras para fins agropecuários, madeireiro, mineral e de aproveitamento hidrelétrico (ROSS, 2001 e 2002). Esse projeto, que se estendeu de 1971 a 1985, promoveu o mapeamento de todo território brasileiro, publicando-os na escala 1:1.000.000. Foi, portanto, esse projeto, que consolidou no Brasil a cartografia

geomorfológica, com o suporte teórico, metodológico e técnico dos pesquisadores das universidades brasileiras e pode-se afirmar que o referido projeto foi um marco definitivo no processo de mapeamento sistemático temático aplicado para o levantamento dos recursos naturais, podendo-se estabelecer claramente um divisor entre o antes e o depois do Projeto Radambrasil. O país passou a dispor a partir de 1985, com a finalização do projeto, de um volumoso acervo de dados dispostos em relatórios técnicos e mapas publicados em cores, que até os dias atuais continuam sendo largamente utilizados, pois são disponibilizados gratuitamente em praticamente todas as grandes bibliotecas de faculdades e institutos de geociências das universidades públicas do país, bem como no acervo do Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística (IBGE).

Os mapas geomorfológicos, produzidos na escala 1:250.000 e publicados em 1:1.000.000, ao longo dos 15 anos de execução do Projeto Radambrasil, foram passando por melhorias de caráter metodológico, o que implicou na utilização de quatro diferentes metodologias. Como as concepções metodológicas desenvolvidas nos países europeus e mesmo através das normatizações da UGI, sempre se reportam à cartografia geomorfológica de detalhe, a primeira grande dificuldade fora justamente adotar uma metodologia para ser aplicada em mapeamento sistemático na escala 1:250.000, utilizando-se na época um instrumento novo na área do sensoriamento remoto, que no caso eram as imagens de radar (ROSS, 2001). Encontrar esse caminho metodológico, e treinar as equipes técnicas foi o primeiro passo para um longo trabalho de mapeamento nacional, iniciado justamente na região menos provida de informações, a Amazônia (ROSS, 2001 e 2002).

Conforme ressaltam Barbosa *et al.*, (1984), idealizadores das quatro versões metodológicas aplicadas nos mapeamentos geomorfológicos do projeto, na primeira versão, seguiu-se os princípios estabelecidos por Ab'Saber (1968) e Moreira (1968), expressas na legenda do mapa (Quadro 3).

Quadro 3. Estrutura da legenda da Primeira Versão Metodológica (Fonte: Barbosa *et al.*, 1984).

FORMAS DE RELEVO	ESTRUTURAIS (S)	Superfície Tabular –Sestb
	EROSIVAS (E)	Superfície Tabular Erosiva –Estb Superfície Pediplanada – Espp Inselberg –Ei Inselberg (Grupamento) – Egi
	ACUMULAÇÃO (A)	Planície Fluvial Apf Terraço Fluvial – atf Planície Fluvial Inundável – Apfi Planície Fluvial Alagada – Apfa Planície Fluvial colmatada – Apfc Planície Fluvial e Baixo Terraço – Apft Planície fluviolacustre – Apfl Planície Fluviomarinha – Apfm Planície Fluvimarinha com Rios e Mangues – Apfmg Planície fluvial Colmatada por Diques marginais – Apfd Áreas Parcialmente Inundáveis – Aai
	DISSECAÇÃO (D)	Dissecado em Ravinas – dr Dissecado em Cristas – dk Dissecado em Mesas- dm Dissecado em Colinas-dc Dissecado em Interflúvios Tabulares-dit e Associações

A segunda versão da metodologia, aplicada para a Amazônia Ocidental, sofreu modificações no modo de representar os padrões de formas, mantendo-se a estrutura de legenda para as categorias genéticas. Para o caso específico das categorias genéticas de Dissecação, introduziu-se uma melhoria significativa ao acrescentar-se um conjunto numérico que indica o Índice de Dissecação do Relevo, baseado em uma matriz onde a dimensão interfluvial média corresponde à coluna horizontal e o entalhamento dos canais de drenagem corresponde à coluna vertical, conforme Quadro 4.

Quadro 4. Índice de Dissecação do Relevo (Fonte: Barbosa *et al.*, 1984).

		DIMENSÃO INTERFLUVIAL MÉDIA				
		≤ 250 metros	>250 - ≤750 metros	>750 - ≤1.750 metros	>1.750 - ≤3.750 metros	>3.750 - ≤12.750 metros
ENTALHAMENTO DOS CANAIS	MUITO FRACA	11	21	31	41	51
	FRACA	12	22	32	42	52
	MEDIANA	13	23	33	43	53
	FORTE	14	24	34	44	54
	MUITO FORTE	15	25	35	45	55

A terceira versão metodológica foi aplicada para a região Centro-Oeste do país, onde a modificação mais significativa foi a introdução da representação explícita das Unidades Geomorfológicas a partir de famílias de cores e seus tons, fato que até então era apresentado em forma de figura de ilustração no interior do relatório. Assim, os mapas passaram a fornecer uma melhor visualização/identificação das macro-compartimentações do relevo regional.

A quarta e última versão metodológica dos mapeamentos geomorfológicos do Projeto Radambrasil foi aplicada para as regiões sul, sudeste e sul da região Nordeste. Nesta versão, aparece pela primeira vez a noção de taxonomia, onde o relevo é representado em três grandes categorias genético-espaciais, quais sejam os Domínios Morfoestruturais, Regiões Geomorfológicas e Unidades Geomorfológicas. Os Domínios Morfoestruturais, equivalente ao primeiro táxon, correspondem aos grandes conjuntos estruturais que geram arranjos regionais de relevo e que guardam relação de gênese entre si. As Regiões Geomorfológicas, representando o segundo táxon, correspondem aos grupamentos de unidades geomorfológicas, que guardam entre si relativo grau de similaridade morfológica e genética. Já as Unidades Geomorfológicas, correspondendo ao terceiro táxon se compõem por associações de formas de relevo recorrentes, geradas por processos de evolução comum, porém com pequenas diferenciações espaciais. Introduziu-se na representação dos tipos de modelados, o quarto táxon, organizados em categorias genéticas, como modelados de aplanamento, de dissolução, acumulação e dissecação. Para os modelados de dissecação, adotou-se cálculos de densidade de drenagem associado aos entalhamentos dos canais, definindo-se densidade fina, média e grosseira, e os aprofundamentos dos canais como fraco, médio e forte. As pequenas formas de relevo, correspondendo ao quinto táxon são representados por símbolos lineares ou pontuais. A Figura 1 ilustra a estrutura de legenda dessa última versão metodológica adotada pelo projeto no mapeamento geomorfológico. Esta versão, no

âmbito do entendimento morfogenético, mostra-se mais rica, pois na realidade é uma evolução em relação à proposta de Tricart (1965) de aplicar em mapeamento de escala média/pequena os níveis taxonômicos.

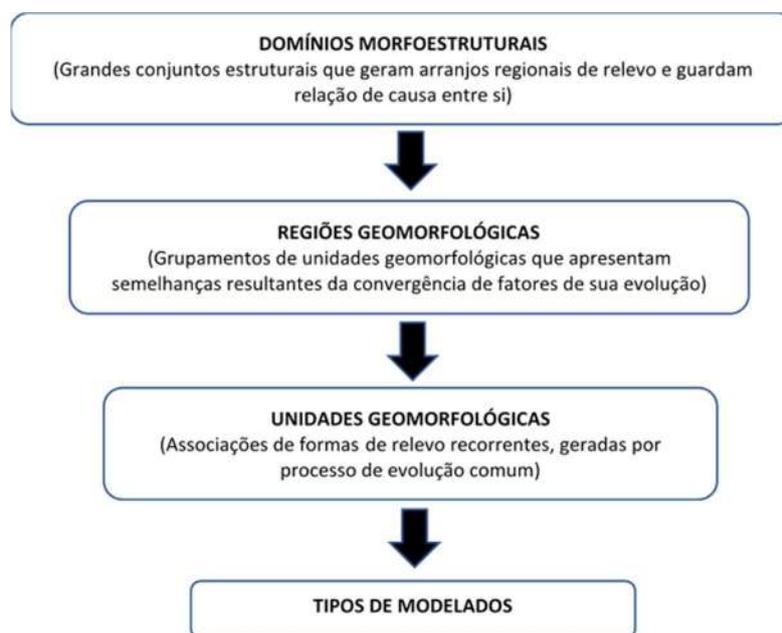


Figura 1 – Estrutura de legenda da quarta fase metodológica com ordenamento taxonômico (Adaptado de Barbosa *et al.*, 1984).

Posteriormente, o IBGE por ter herdado o acervo, a tecnologia e parcialmente os pesquisadores do Projeto Radambrasil, desenvolveu um manual de mapeamento geomorfológico, que pode ser considerado como a versão oficial das diretrizes de mapeamento do relevo para o território brasileiro. Essa metodologia, adaptada da quarta versão metodológica do Projeto Radambrasil, foi apresentada pelo IBGE em 1995, através de sua Diretoria de Geociências, sob a denominação de Manual Técnico de Geomorfologia, elaborado por Nunes *et al.*, (1995) (ROSS, 2001 e 2002).

Ross (2001 e 2002) relata que após a experiência vivenciada do Projeto Radambrasil, foram realizados diversos experimentos de mapeamentos geomorfológicos em diferentes escalas no Laboratório de Geomorfologia do Departamento de Geografia da Faculdade de Filosofia Letras e Ciências Humanas da Universidade de São Paulo. Utilizando-se imagens de radar em escalas 1:100.000, 1:250.000 e fotografias aéreas de escalas diversas e introduzindo-se as experiências adquiridas nos trabalhos do Projeto Radambrasil, buscando o aprimoramento técnico e melhoria metodológica, passou-se a desenvolver a partir de 1983 uma grande quantidade de ensaios de mapeamento geomorfológicos, tomando-se como referencial técnico as experiências pessoais adquiridas no período 1977-1982, somadas à aquisição progressiva de novos conhecimentos teórico-metodológicos introduzidos por Abreu (1982), sintetizados em sua tese de livre docência denominada “Análise Geomorfológica: Reflexão e Aplicação - Uma Contribuição ao Conhecimento das Formas do Relevo do Planalto de Diamantina - MG”.

Os ensaios e experimentos estiveram sempre apoiados na concepção desenvolvida por Walter Penck (1924/1953) e em geomorfólogos do leste europeu sobretudo da ex-URSS como Gerasimov & Mescerjakov (1968), Basenina & Trescov (1972) entre outros, que desenvolveram metodologias de mapeamento geomorfológico. Nessa direção, como produtos de exemplificação, apresentou-se em 1986 no II Simpósio Nacional de Geografia Física Aplicada, realizado em Diamantina - MG, uma nova proposta metodológica de mapeamento e representação gráfica abrangendo a região norte da Bacia do Alto Paraguai, que corresponde à parte da Folha SD-21 - Cuiabá, cuja legenda posteriormente foi publicada em Ross (1990), no livro “Geomorfologia, Ambiente e Planejamento”.

Desenvolveu-se outros trabalhos em escalas maiores, como 1:25.000, utilizando-se fotografias aéreas. Nestes casos, trabalhou-se com várias áreas nos Estado de São Paulo, destacando-se entre elas a Ilha de Santo Amaro (Guarujá-SP), cuja legenda também foi publicada em Ross (1990).

5.1 Proposta de taxonomia do relevo

Os vários ensaios que resultaram em produtos cartográficos de conteúdo geomorfológico, a que se pode denominar de Mapas Geomorfológicos, possibilitaram estabelecer e consolidar uma abordagem metodológica por nós desenvolvida, que fora por fim publicada em Ross (1992), no artigo “O Registro Cartográfico dos Fatos Geomórficos e a Questão da Taxonomia do Relevo”, tendo como suporte teórico e procedimentos técnicos supracitados.

Nesse artigo, Ross (1992) esclarece que tendo como princípio teórico os processos endógenos e exógenos como geradores das formas do relevo terrestre, Gerasimov (1946) e Mescerjakov (1968) desenvolveram os conceitos de morfoestrutura e morfoescultura. Assim, todo relevo terrestre pertence a uma determinada estrutura que o sustenta, e mostra um aspecto escultural que é decorrente da ação do tipo climático atual e pretérito que atuou e atua nessa estrutura. Dentro desta concepção, os domínios ou zonas morfoclimáticas atuais não são obrigatoriamente coincidentes com as unidades morfoesculturais identificáveis na superfície terrestre. Isto se deve a dois motivos: primeiro porque as unidades morfoesculturais não são produto somente da ação climática atual, mas também dos climas do passado; segundo porque as unidades morfoesculturais refletem a influência da diversidade de resistência da litologia, e seu respectivo arranjo estrutural, sobre a qual foi esculpida. Deste modo, em uma determinada unidade morfoestrutural pode-se ter uma ou mais unidades morfoesculturais, que refletem as diversidades litológicas da estrutura e os tipos climáticos que atuaram no passado e os que atuam no presente.

Como exemplo, Ross (1992) cita a morfoestrutura (primeiro táxon) de uma bacia sedimentar, como a Bacia Sedimentar do Paraná, na qual encontram-se várias unidades morfoesculturais (segundo táxon), geradas pela ação climática ao longo do tempo

geológico. Assim, em uma única unidade morfoestrutural, pode-se ter várias unidades morfoesculturais como por exemplo depressões periféricas, depressões monoclinais, planaltos em patamares intermediários, planaltos e chapadas de superfícies de cimeira, planalto residuais, entre outros. Todas essas unidades morfoesculturais podem pertencer a uma mesma zona ou domínio morfoclimático atual. Daí fica claro que as unidades morfoesculturais identificadas nesta morfoestrutura (Bacia Sedimentar do Paraná), não tem relação genética em sua totalidade com as características climáticas atuais.

Entretanto, Ross (1992) afirma que ao identificar e analisar elementos de um terceiro táxon (de dimensão inferior), chega-se às Unidades dos Padrões de Formas Semelhantes do Relevo ou os Padrões de Tipos de Relevo, onde os processos morfoclimáticos atuais começam a ser mais facilmente notados. Estes Padrões de Formas Semelhantes são conjuntos de formas menores do relevo, que apresentam aparências distintas entre si, em função da rugosidade topográfica ou índice de dissecação do relevo, bem como do formato dos topos, vertentes e vales de cada padrão existente. Pode-se ter várias Unidades de Padrões de Formas Semelhantes em cada Unidade Morfoescultural. Avançando no raciocínio dos níveis ou táxons do relevo terrestre, chega-se a pelo menos outros três táxons de dimensões espaciais menores: as Formas de Relevo (morros, colinas, chapadas, tabuleiros, planícies), os Tipos de Vertentes (côncavas, convexas, retilíneas, planas) e as formas atuais (ravinas, voçorocas e cicatrizes de deslizamentos, terracetes de pisoteio, entre outros).

A partir do quinto táxon, os processos erosivos ou de esculturação operantes no presente se manifestam de forma mais evidente. Portanto, é neste táxon que o homem pode melhor perceber e atuar junto aos processos morfogenéticos, pois a vertente é o resultado da morfogênese ou morfodinâmica viva, presente, atual. É ao nível da vertente que se confunde o estudo da dinâmica do relevo e os problemas relativos à erosão de solos, que na verdade fazem parte de uma mesma realidade.

Ross (1992) destaca que a erosão que degrada os solos, ao mesmo tempo esculpe o relevo, criando pequenas formas como sulcos, ravinas, voçorocas, cicatrizes de deslizamentos (elementos do sexto táxon), que se desenvolvem ao longo das vertentes por ação das águas pluviais. Essas formas, quando induzidas pela interferência da ação humana no ambiente natural, geram desequilíbrio, tornando o ambiente instável do ponto de vista morfodinâmico. Pequenos depósitos aluvionares na base das vertentes, bancos de assoreamento nos leitos fluviais, também se enquadram no sexto táxon. A Figura 2 ilustra a proposição taxonômica.

Ross (1992) ressalta que esta proposta taxonômica se apoia fundamentalmente no aspecto fisionômico e têm por base a gênese e a idade destas. Deste modo, pode-se afirmar que, quanto maior a dimensão da forma maior é a sua idade e quanto menor a dimensão, menor idade. Não se pode, entretanto, estabelecer com rigidez o tamanho das formas, propondo-se por exemplo, intervalos de dimensões de áreas em km² para cada nível taxonômico.

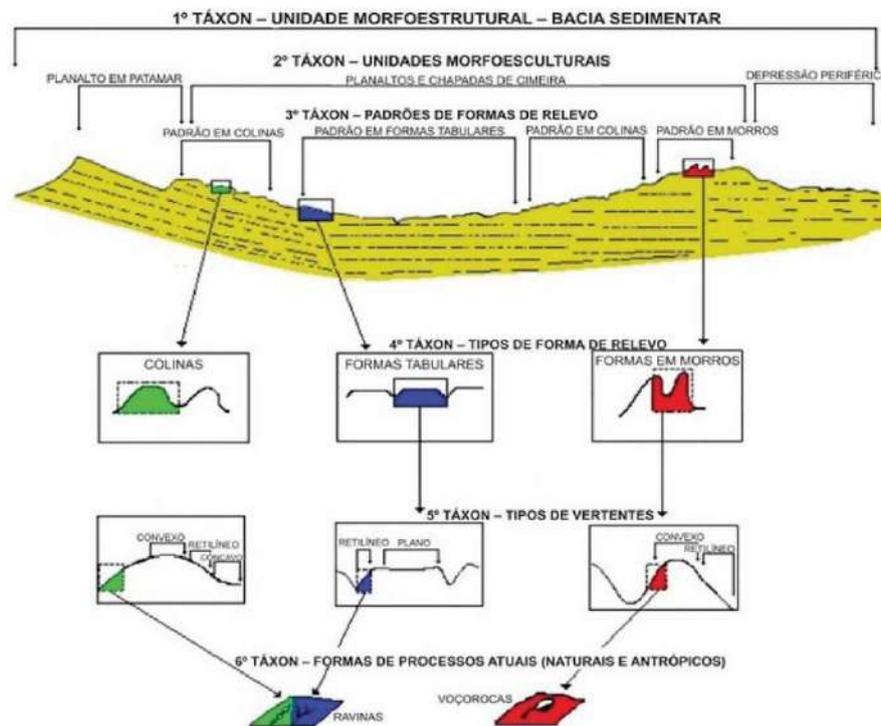


Figura 2. Unidades taxonômicas de classificação do relevo (Fonte: Ross, 1992).

Segundo Ross (1992) esta proposta tem a preocupação de resolver um antigo problema não solucionado pelas propostas de classificação dos fatos geomorfológicos de Cailleux-Tricart (1956) e o esquema geral de classificação do relevo da terra de Mescerjakov (1968), que não conseguiram definir a relação de suas propostas com a cartografia das formas do relevo identificadas ao se executar o mapeamento geomorfológico. O que ambas as classificações têm de positivo é que procuram mostrar que existem diferentes ordens de grandeza das formas do relevo e que estas grandezas têm relação com a idade das formas e com os tipos de processos atuantes. A classificação proposta por Ross (1992) é calcada fundamentalmente no aspecto fisionômico que cada tamanho de forma de relevo apresenta, não interessando a extensão da área, mas sim o significado morfogênético e as influências estruturais e esculturais no modelado, conforme mostra o Quadro 5.

Ross (1992) afirma que a cartografia geomorfológica também deve seguir os pressupostos da metodologia, obedecendo os níveis taxonômicos. Nesse sentido, o autor (*op cit*) propõe formas de representação para cada nível taxonômico. Assim, o primeiro táxon que representa as morfoestruturas recebe uma cor, e o segundo táxon, representados pelas unidades morfoesculturais recebem tonalidades da cor definida para a morfoestrutura. O terceiro táxon representa as Unidades Morfológicas ou dos Padrões de formas Semelhantes, que estão contidas nas Unidades Morfoesculturais. Estes, individualizados por polígonos, recebem códigos alfa-numéricos. Os padrões de formas podem ser de duas linhagens genéticas: as chamadas formas de acumulação, que correspondem a planícies de diferentes gêneses (marinha, fluvial, lacustre); e, as formas

de denudação, ou seja, esculpidas pelo desgaste erosivo, como morros, colinas, serras, formas aplanadas, entre outras.

As formas Agradacionais ou de Acumulação recebem a primeira letra maiúscula A (de agradacional) acompanhadas de outras duas letras minúsculas que determinam a gênese e processo de geração da forma de agradação, por exemplo Apf (A de agradação ou acumulação; p de planície e f de fluvial). Outras formas de agradação possíveis são as planícies marinhas (Apm), planícies lacustres (Apl), áreas planas de inundação por dificuldade de escoamento (Api) e as de gêneses mistas. As formas de Agradação não recebem os algarismos arábicos, pois estas não apresentam dissecação por erosão.

As formas Denudacionais recebem a primeira letra maiúscula D (de denudacional) acompanhadas de uma letra minúscula que determina a forma dos topos como Dc (Denudacional com topo convexo), Dt (Denudacional com topo tabular), Da (Denudacional com topo aguçado), por exemplo. Além das letras, as formas denudacionais recebem ainda algarismos arábicos, que representam dados morfométricos, que podem ser de diferentes tipos. Entre estes estão a densidade de drenagem, as declividades médias das vertentes, densidade de crênulas e ou da matriz dos índices de dissecação do relevo. Este último contempla as informações da dimensão interfluvial média, nas colunas horizontais e entalhamento médio dos vales nas colunas verticais, conforme o Quadro 6. Observa-se que para escalas médias e pequenas (1:250.000, 1:100.000), face a dificuldade de se estabelecer as classes de densidade de drenagem, utiliza-se a dimensão interfluvial média, cujos valores são inversamente proporcionais, ou seja, quanto maior a densidade de drenagem, menor a dimensão interfluvial média. Quanto ao índice de dissecação, o menor valor numérico é a dissecação mais fraca, ou seja 11 e o maior valor numérico é a dissecação mais forte, ou seja, 55.

O quarto táxon é representado pelas formas individualizadas e neste caso, é indicada no conjunto. Deste modo, Unidade Morfológica ou de Padrão de Formas Semelhantes tipo Dc33 constitui-se por formas de topos arredondados ou convexos e vales medianamente entalhados que individualmente se caracterizam por colinas. Assim, a forma individualizada é uma colina de topo convexo com determinadas características de tamanho, inclinação das vertentes e gerada por erosão de ambiente climático quente e úmido.

O quinto táxon refere-se às partes das formas do relevo, ou seja, das vertentes. Este táxon só pode ser representado cartograficamente quando se trabalha com fotografias aéreas em escalas grandes ou de detalhes como 1:25.000, 1:10.000, 1:5.000. Nestes casos, as vertentes são identificadas por seus diversos setores, que indicam determinadas características genéticas. Assim, os setores de vertentes podem ser tipo escarpa (Ve), convexa (Vc), retilíneas (Vr), côncava (Vcc), em patamares planos (Vpp), em patamares inclinados (Vpi), topos convexos (Tc), topos planos (Tp) entre outras que podem ser encontradas. Para mapeamentos em escalas médias tipo 1:50.000, 1:100.000 e 1:250.000 as vertentes não podem ser representadas de modo especializado.

Quadro 5. Quadro simplificado da classificação do relevo (Fonte: Elaborado por Ross, 1992).

		1° TAXON Unidades Morfoestruturais	2° TAXON Unidades Morfoesculturais	3° TAXON Padrões de Formas Semelhantes
Exemplo A	Modelado	Estruturas Dobradas metamorfizadas ou não, configuradas em cinturões orogênicos	Planaltos e serras alongadas, depressões anticlinais e sinclinais e serras residuais	Padrões de formas em cristas, morros e serras
	Gênese	Dobramentos gerados a partir de bacias geossinclinais por movimentação crustal	Esculturação por ciclos erosivos que abriram depressões, aplanaram topos e deixaram formas residuais altas	Processos esculturais por dissecação
	Cronologia	Diferentes idades. Dobramentos do Pré-Cambriano, Paleo-Mesozóico e Cenozóico	Idades diversas com testemunhos Pré-Cenozóicos nos topos planos e altos e nas superfícies de erosão	Idades-fases alternadas secas, úmidas com incisão dos talwegues no Pleistoceno/Holoceno
Exemplo B	Modelado	Plataforma ou crátons com ou sem cobertura sedimentar e ocorrência de intrusões – superfícies aplanadas antigas e relevos residuais	Depressões marginais às bacias sedimentares – serras e planaltos residuais de cobertura de plataforma e planaltos em áreas de intrusões e vulcanismo antigo.	Padrões de formas em colinas baixas com vales pouco entalhado nas depressões, morros altos muito dissecados nos planaltos
	Gênese	Estruturas complexas que sofreram fases de metamorfismo, magmatismo e ciclos erosivos	Esculturação das depressões marginais por exumação através de eversão, geração concomitante dos planaltos residuais	Processos esculturais por dissecação generalizada
	Cronologia	Idades diversas no pré-Cambriano médio e inferior	Idades – Depressões abertas no Cenozóico exumando superfícies aplanadas antigas (Pré-Cambriano)	Incisão de talvegue no Pleistoceno-Holoceno
Exemplo C	Modelado	Bacias sedimentares amplas com estruturas horizontais ou pouco inclinadas	Depressões periféricas, depressões embutidas, planaltos em patamares, chapadas em bordas de bacias, planaltos residuais	Padrões de formas em colinas de topos convexos e colinas amplas de topos planos com vales de entalhamento variado
	Gênese	Formadas por longas fases de sedimentação marinha e continental	Processos erosivos circundenudacionais desencadeados a partir de epirogênese pós-Cretáceo por fases climáticas alternadas secas/úmidas em áreas tropicais	Processos esculturais por dissecação generalizada
	Cronologia	Diferentes idades – ao longo do Fanerozóico (Paleozóico, Mesozóico e Cenozóico)	Idades – abertura das depressões ao longo do Cenozóico sobretudo no Neógeno ressaltando os planaltos nas bordas das bacias	Incisão dos vales no Pleistoceno/Holoceno
		4° TAXON Formas Individualizadas	5° TAXON Tipos de vertentes	6° TAXON (Formas lineares ou areolares recentes)
Exemplo A	Modelado	Cristas monoclinais de bordas de anticlinais e abas de sinclinais; morros isolados ou não no interior das depressões anticlinais	Tipos de vertentes de todos os padrões de forma: 1) Modelado dos setores de vertente: a) plano, b) convexo, c) côncavo, d) retilíneo, e) patamares planos, f) patamares em rampa, g) patamares convexos e h) escarpas 2) Gênese: - Setores planos, patamares planos: tendência à infiltração d'água, espessamento do solo e fraca ação mecânica da água. Prevalece a ação química e erosão laminar. - Setores convexos, retilíneos, patamares em rampas: tendência a menor infiltração e ao escoamento difuso, passando a concentrado na base, tendência à erosão laminar nos trechos altos e concentrada nos trechos de baixa vertente - Setor côncavo: tendência a escoamento concentrado, erosão mecânica com sulcos, ravinas e voçorocas. - Setor escarpado: tendência a deslizamentos e desmoronamentos	Estes tipos de formas ocorrem em todos os tipos de vertentes: 1) Modelados: ravinas, voçoroca, cicatrizes de deslizamentos 2) Gênese: ação antrópica Ravinas: preferencialmente nas vertentes retilíneas e convexas Voçoroca: preferencialmente nas vertentes retilíneas, patamares, vertentes côncavas. Cicatrizes de deslizamentos: nas vertentes escarpadas e retilíneas. Secundariamente nas convexas, dependendo da intensidade e volume de chuvas 3) Idades: processos erosivos atuais, associados à inadequação dos manejos e usos dos recursos naturais.
	Gênese	Dissecação generalizada com desgaste das vertentes		
	Cronologia	Pleistoceno/Holoceno		
Exemplo B	Modelado	Colinas com diferentes tamanhos		
	Gênese	Dissecação com desgaste das vertentes		
	Cronologia	Pleistoceno/Holoceno		
Exemplo C	Modelado	Colinas de topos convexos e colinas de topos planos e amplos		
	Gênese	Dissecação com desgaste das vertentes através de entalhamento dos vales		
	Cronologia	Pleistoceno/Holoceno		

Quadro 6. Matriz dos Índices de Dissecação do Relevo (Escala 1: 100.000) (Fonte: Modificada por ROSS (1992) a partir de Projeto Radambrasil, 1984).

		DIMENSÃO INTERFLUVIAL MÉDIA (Classes)				
		MUITO BAIXA (1) (> 1.500m)	BAIXA (2) (1.500 a 700m)	MÉDIA (3) (700 a 300m)	ALTA (4) (300 a 100m)	MUITO ALTA (5) (< 100m)
ENTALHAMENTO DOS VALES	MUITO FRACA (1) (< 10m)	11	12	13	14	15
	FRACA (2) (10 a 20 m)	21	22	23	24	25
	MÉDIO (3) (20 a 40 m)	31	32	33	34	35
	FORTE (4) (40 a 80 m)	41	42	43	44	45
	MUITO FORTE (5) (> 80 m)	51	52	53	54	55

O sexto táxon corresponde às pequenas formas de relevo que se desenvolvem por interferência antrópica ao longo das vertentes. São formas geradas pelos processos erosivos atuais. Nestes casos, destacam-se as ravinas, voçorocas, deslizamentos, corridas de lama, pequenos depósitos aluvionares de inundação antrópica, bancos de assoreamento, cortes, aterros entre outros. A representação cartográfica destas formas de relevo também só pode ser efetuada em escalas grandes, onde é possível cartografar detalhes dos fatos geomórficos identificados em fotografias aéreas ou no campo.

5.2 Mapeamento Regional: O Mapa Geomorfológico do Estado de São Paulo

A representação do relevo do Estado de São Paulo foi possível após um longo e exaustivo processo de ensaios cartográficos, desenvolvidos no Laboratório de Geomorfologia do Departamento de Geografia da Faculdade de Filosofia, Letras e Ciências Humanas da Universidade de São Paulo. Esse produto foi publicado em parceria com o Instituto de Pesquisas Tecnológicas do Estado de São Paulo (IPT), com recursos da Fundação de Amparo à Pesquisa do estado de São Paulo (FAPESP) e sob a autoria de Ross & Moroz (1997).

O processo de aprimoramento da cartografia geomorfológica deu-se em duas frentes distintas, porém, interrelacionadas: uma na linha do aperfeiçoamento técnico, com o uso das imagens de radar como instrumento de apoio técnico; e outra a da maturação, no sentido de promover o desenvolvimento de metodologias de análise e representação cartográfica, tendo-se como suporte teórico as contribuições de Abreu (1993), Gerasimov & Mescerjakov (1968), Basenina & Trescov (1972) entre vários outros autores, introduzindo-se e aplicando-se os conceitos de morfoestrutura e morfoescultura como suporte técnico, teórico, conceitual e metodológico para análise morfo genética.

A geração do mapa geomorfológico do Estado de São Paulo, teve desde início a preocupação de atingir alguns objetivos tais como os de natureza metodológica, o de treinamento de alunos estagiários do curso de Geografia da FFLCH-USP e de atender à comunidade científica com um produto em escala até então inexistente e compatível com

outros produtos temáticos como o Mapa Geológico do Estado de São Paulo IPT (1981), por exemplo.

Segundo Ross & Moroz (1997), a primeira subdivisão do relevo paulista foi elaborada por Moraes Rego (1932), que definiu grandes unidades fisiográficas como o Planalto Ocidental, Depressão Periférica, Vale do Paraíba, terras altas da região de São Paulo serras ao norte e oeste da capital e Serra do Mar. Deffontaines (1935), elaborou outra proposta de divisão geomorfológica regional onde distinguiu o Litoral, Alto da Serra, Vale do Médio Paraíba, região de Campos de Jordão, Mantiqueira, Serras Graníticas do norte, Zona Cristalina nos arredores da capital, Depressão Periférica Permiana e Zona dos arenitos e derrames basálticos do centro e oeste do estado. Mombeig (1949), como relator da Associação dos Geógrafos Brasileiros (Seção Regional de São Paulo), apresentou um relatório e uma figura, elaborados por um grupo de geógrafos, com uma nova divisão do relevo paulista. Manteve-se as três divisões fisiográficas maiores reconhecidas por Moraes Rego (1932) e Deffontaines (1935) - o Litoral, a Depressão Periférica e o Planalto Ocidental - e agrupou-se os relevos das áreas cristalinas sob a designação de Planalto Atlântico, como parte paulista de uma região fisiográfica mais ampla, que se estende aos Estados vizinhos. Ab'Saber (1956) reelaborou os trabalhos anteriores, fazendo uma caracterização das formas contidas nas principais unidades fisionômicas e adotando novamente a denominação Depressão Periférica, ao invés de Depressão Permiana. Dois anos mais tarde, Ab'Saber & Bernardes (1958) subdividiram o Planalto Atlântico e o Litoral em várias zonas morfológicas.

Almeida (1964), elaborou uma nova proposta de divisão geomorfológica do Estado de São Paulo, estabelecendo uma hierarquização em função das diferentes morfologias e embasamento geológico, dividindo o relevo do Estado de São Paulo em províncias, zonas e subzonas geomorfológicas. Nessa proposta, o autor inclui uma unidade até então não diferenciada nas propostas anteriores: a província Cuestas Basálticas.

A proposta de Almeida (1964) serviu como referencial básico para a elaboração do Mapa Geomorfológico do Estado de São Paulo, elaborado pelo IPT em 1981, na escala 1:1.000.000. O Mapa Geomorfológico do Estado de São Paulo (IPT, 1981), constitui um marco fundamental para o estudo geomorfológico do estado, pois foi o primeiro trabalho de mapeamento sistemático realizado para todo o Estado. Segundo Ponçano *et al.*, (1981), o método de mapeamento de formas de relevo utilizado foi desenvolvido a partir da década de 40 pelo *Commonwealth Scientific and Industrial Research Organization* (CSIRO) da Austrália e baseia-se em distinguir, em uma dada região, áreas cujos atributos físicos sejam distintos das áreas adjacentes. Isto leva à subdivisão da região em áreas de dimensões variáveis desde dezenas até algumas centenas de km², onde é comum existir um padrão recorrente de topografia, solos e vegetação. A isto se denominou Sistema de Relevo que se divide em partes menores que o constituem - Unidades de Relevo e estes dividem-se em Elementos do Relevo. Por outro lado, os Sistemas de Relevo são agrupados, formando unidades maiores como Subzonas, Zonas e Províncias, definidas de

acordo com as características genéticas, morfoestruturais e morfoclimáticas. Esse mapa (IPT,1981) foi elaborado a partir da interpretação e análise de imagens LANDSAT nas escalas 1:250.000 e 1:500.000, mosaicos semi-controlados de radar do Projeto RADAMBRASIL na escala 1:250.000 e com apoio de cartas topográficas nas escalas 1:50.000 e 1:100.000. A legenda contém a divisão geomorfológica do Estado em Províncias, Zonas e Subzonas que se referem a contribuição de Almeida (1964), e os Sistemas de Relevo que são representados através de um conjunto de três dígitos arábicos, cada qual com um significado (sistema, unidade e elemento do relevo).

A nova versão do Mapa Geomorfológico do Estado de São Paulo, elaborado por Ross & Moroz (1997) seguiu a proposição taxonômica de Ross (1992), embora tenha sido aplicada parcialmente, em face da escala. Não se pode representar individualmente os três táxons inferiores (4º, 5º e 6º), que exigem escalas de representação de maior detalhe. Desse modo, o mapa apresenta apenas os três táxons superiores que indicam as macroformas do relevo do Estado de São Paulo, ou seja, as Unidades Morfoestruturais, as Unidades Morfoesculturais e os Tipos de Relevo ou Padrões de Formas Semelhantes. Em relação às bases utilizadas, o Mapa do Geomorfológico do Estado de São Paulo foi elaborado a partir da interpretação visual de imagens analógicas de radar (Mosaicos semicontrolados do Projeto Radambrasil), em escala 1:250.000 (ROSS & MOROZ, 1997).

Foram identificadas três Unidades Morfoestruturais: Cinturão Orogênico do Atlântico, Bacia Sedimentar do Paraná e Bacias Sedimentares Cenozóicas. Para efeito de representação gráfica, cada uma das Unidades Morfoestruturais foram representadas por uma cor específica, e as Unidades Morfoesculturais por tons dessas cores. Algumas Unidades Morfoesculturais foram subdivididas como é o caso do Planalto Atlântico, que em função de variações fisionômicas regionais, foi dividido em doze subunidades, face às suas características geotectônicas, litológicas e estruturais. Da mesma forma, o Planalto Ocidental Paulista foi dividido em seis subunidades e a Depressão Periférica Paulista, em três subunidades.

Os Padrões de Formas Semelhantes ou Tipos de Relevo (3º Táxon), foram delimitados por polígonos de acordo com a rugosidade topográfica e foram codificados por símbolos alfanuméricos como aqueles utilizados pelo Projeto Radambrasil para os mapeamentos da Região Centro-Oeste (terceira versão metodológica). Assim, as formas Denudacionais (D) são acompanhadas da informação do tipo de modelado dominante como convexo (c), tabular (t), aguçado (a), plano (p), compondo-se os conjuntos Da, Dc, Dt, Dp, e as formas de Acumulação (A), seguidas do tipo de gênese que as gerou, como fluvial (pf), marinha (pm), lacustre (pl), compondo-se conjuntos como Apf, Apm, Apl. As formas lineares como escarpas, por exemplo, receberam símbolos convencionais.

Os dígitos arábicos que acompanham os códigos de letras símbolos das formas Denudacionais, seguiu uma nova matriz para os Padrões de Dissecação Horizontal e Vertical do Relevo, aplicáveis para as escalas médias como 1:500.000, 1:250.000 e

1:100.000, onde o primeiro dígito (dezena) indica o entalhamento dos vales e o segundo dígito (unidade) indica a dimensão interfluvial média, conforme o Quadro 7.

Quadro 7. Matriz dos Índices de Dissecação do Relevo (Escala 1: 250.000) (Fonte: Modificada por Ross (1992) a partir de Projeto Radambrasil, 1984).

		DIMENSÃO INTERFLUVIAL MÉDIA (Classes)				
		MUITO GRANDE (1) (> 3.750m)	GRANDE (2) (1.750 a 3.750m)	MÉDIA (3) (750 a 1.750m)	PEQUENA (4) (250 a 750m)	MUITO PEQUENA (5) (< 250m)
ENTALHAMENTO DOS VALES (Classes)	MUITO FRACO (1) (< 20m)	11	12	13	14	15
	FRACO (2) (20 a 40 m)	21	22	23	24	25
	MÉDIO (3) (40 a 80 m)	31	32	33	34	35
	FORTE (4) (80 a 160 m)	41	42	43	44	45
	MUITO FORTE (5) (> 160 m)	51	52	53	54	55

Seguindo estas designações, construiu-se o mapa geomorfológico do Estado de São Paulo, na escala 1:250.000 com publicação reduzida para 1:500.000, conforme ilustra a Figura 3.

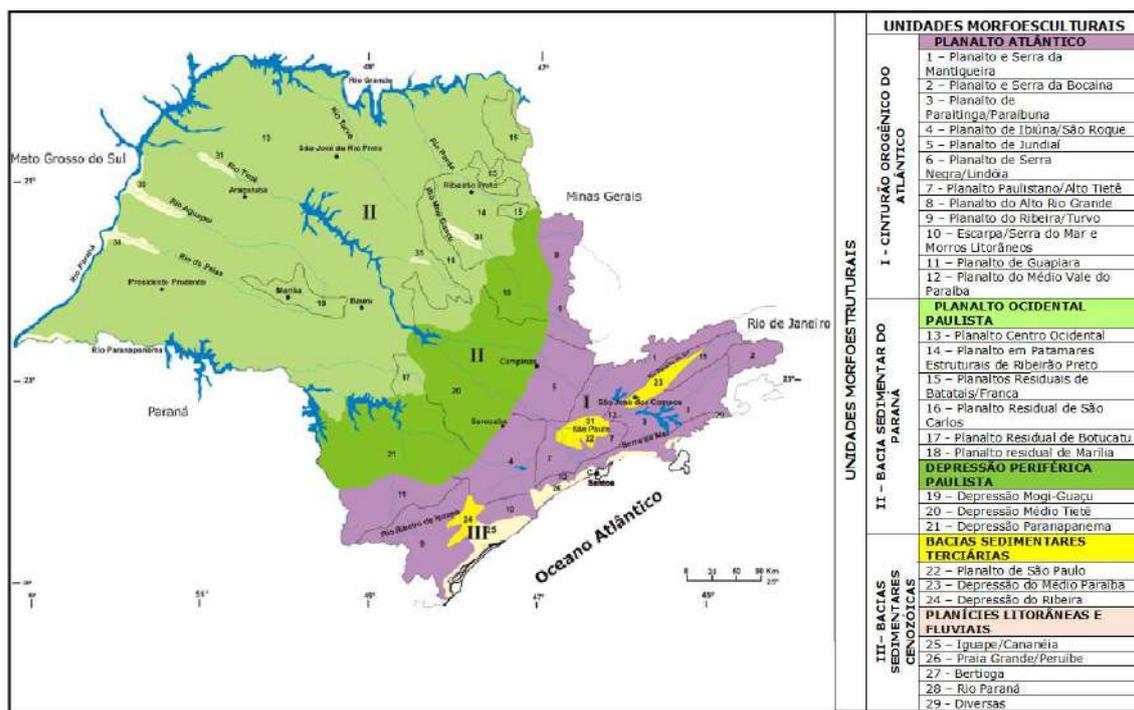


Figura 3. Mapa Geomorfológico do estado de São Paulo (simplificado) (Adaptado de Ross & Moroz, 1997).

A legenda original do mapa apresenta as unidades morfoestruturais, unidades morfoesculturais (e subunidades), os padrões de formas semelhantes ou tipos de relevo com as respectivas informações morfológicas e morfométricas (índice de dissecação do relevo, além das altimetrias e declividades predominantes) e informações sobre a litologia e solos dominantes, conforme Figura 4.

UNIDADES MORFOESCULTURAIS	FORMAS DE RELEVO			SOLOS DOMINANTES	LITOLOGIAS DOMINANTES	
	MODELADOS DOMINANTES	ALTIMETRIAS	DECLIVIDADES DOMINANTES			
CINTURÃO OROGÊNICO DO ATLÂNTICO  Altitudes predominantes entre 700 - 800 m  Altitudes predominantes entre 800 - 900 m  Altitudes predominantes acima de 900 m	1 - Planalto e Serra da Mantiqueira	Escarpas e morros altos Da25, Da32, Da34, Da43, Da44, Da51, Da52, Dc24	1.000 a 2.000m 700 a 1.000m	>30% 20 - 30%	Cambissolos litólicos e afloramentos rochosos	Granitos, gnaisses e migmatitos
	2 - Planalto e Serra da Bocaina	Morros altos e cristas Da33, Da42, Da43, Da52, Dc15, Dc25	1.000 a 2.000m	>30%	Cambissolos litólicos e afloramentos rochosos	Granitos, gnaisses e migmatitos
	3 - Planalto de Paraitinga/Paraibuna	Morros altos e alongados Da33, Da34, Da42, Da43, Dc24, Dc25, Dc33, Dc34	900 a 1.200m 800 a 900m	20 - 30%	Cambissolos litólicos	Granitos e gnaisses
	4 - Planalto de Ibiruna/São Roque	Morros altos Da33, Da34, Da44, Dc13, Dc24, Dc25, Dc33, Dc34	900 a 1.100m 800 a 900m	>30% 20 - 30%	Podzóico Vermelho-Amarelo e Latossolo Vermelho-Amarelo	Granitos, gnaisses e migmatitos
	5 - Planalto de Jundiá	Colinas e morros altos Da34, Da44, Dc14, Dc23, Dc24, Dc32, Dc33, Dc34, Dc35	900 a 1.200m 700 a 800m	20 - 30% 10 a 20%	Cambissolos, Latossolo Vermelho-Amarelo, Podzóico Vermelho-Amarelo	Granitos, quartzitos, gnaisses e migmatitos
	6 - Planalto de Serra Negra/Lindóia	Cristas e morros Da23, Da33, Da34, Da43, Dc23, Dc24, Dc25, Dc34, Dc34, Dc35, Dt23	900 a 1.100m 700 a 800m	>30% 20 - 30%	Podzóico Vermelho-Amarelo e Cambissolos	Granitos, quartzitos, gnaisses e migmatitos
	7 - Planalto Paulistano/Alto Tietê	Morros altos e médios Da32, Dc13, Dc14, Dc15, Dc23, Dc24, Dc32, Dc34	800 a 1.000m	10 a 20%	Podzóico Vermelho-Amarelo, Cambissolos	Granitos, migmatitos, gnaisses e micaxistos
	8 - Planalto do Alto Rio Grande	Morros baixos Da44, Da53, Da54, Dc13, Dc23, Dc24, Dc33, Dc34	Acima de 900m 700 a 800m	>30% 10 - 20%	Podzóico Vermelho-Amarelo	Charnoquitos, granulitos, migmatitos e gnaisses
	9 - Planalto Ribeira/Turvo	Morros altos Da23, Da33, Da34, Da43, Da44, Da52, Dc14, Dc15, Dc22, Dc23, Dc24, Dc25, Dc33, Dc35	700 a 900m	20 - 30%	Cambissolos litólicos e afloramentos rochosos	Granitos, migmatitos e micaxistos
	10 - Escarpa/Serra do Mar e Morros Litorâneos	Escarpas e cristas Da25, Da33, Da34, Da43, Da51, Da52, Da53, Da54, Dc13, Dc25	10 a 1.000m 10 a 200m	>30% 20 - 30%	Cambissolos litólicos e afloramentos rochosos	Granitos, migmatitos, gnaisses e micaxistos
	11 - Planalto de Guapiara	Morros baixos Da34, Dc14, Dc15, Dc24, Dc34, Dc43	700 a 800m	20 - 30%	Podzóico Vermelho-Amarelo	Granitos filitos e calcários
BACIA SEDIMENTAR DO PARANÁ PLANALTO OCIDENTAL PAULISTA  Altitudes predominantes entre 300 - 600 m  Altitudes predominantes entre 500 - 1.000 m DEPRESSÃO PERIFÉRICA PAULISTA 	12 - Planalto do Médio Vale do Paraíba	Morros baixos Dc15, Dc24, Dc25, Dc34	600 a 800m	20 - 30%	Latossolo Vermelho-Amarelo	Migmatitos e gnaisses
	13 - Planalto Centro Ocidental	Colinas amplas e baixas Dc11, Dc12, Dc13, Dc14, Dc22, Dc23, Dc24, Dt11, Dt12, Dt13	300 a 600m	10 - 20%	Latossolo Vermelho-Amarelo e Podzóico Vermelho-Amarelo	Arenitos, lentes de siltitos e argilitos
	14 - Planalto em Patamares Estruturais de Ribeirão Preto	Colinas amplas e baixas Dc12, Dc13, Dc23, Dc33, Dt11, Dt12, Dt13	500 a 600m	10 - 20%	Latossolo roxo	Basaltos
	15 - Planaltos Residuais de Franca/Batatais	Colinas com topos aplanados Dc12, Dc22, Dc25, Dc33, Dt11, Dt12	700 a 1.000m	10 - 20%	Latossolo Vermelho-Amarelo	Arenitos, lentes de siltitos e conglomerados
	16 - Planalto residual de São Carlos	Colinas com topos aplanados Dc12, Dc13, Dc15, Dc22, Dc23, Dc32, Dc33, Dt11	600 a 900m	10 - 20% >30%	Latossolo Vermelho-Escuro	Depósitos areno-argilosos
	17 - Planalto Residual de Botucatu	Colinas com topos amplos Da44, Dc24, Dt13	600 a 900m	10 - 20%	Latossolo Vermelho-Escuro	Arenitos, lentes de siltitos e argilitos
	18 - Planalto Residual de Marília	Colinas com topos aplanados Dc23, Dc24, Dc34, Dt12	500 a 650m	10 - 20%	Latossolo Vermelho-Escuro	Arenitos, lentes de siltitos e argilitos
	19 - Depressão Moji-Guaçu	Colinas com topos amplos Dc13, Dc14, Dt12	500 a 700m	10 - 20%	Latossolo Vermelho-Amarelo, Latossolo Vermelho-Escuro e Podzóico Vermelho-Amarelo	Arenitos finos, arcóseos, argilitos, siltitos, calcários e folhelhos
	20 - Depressão do Médio Tietê	Colinas com topos amplos Da22, Dc12, Dc13, Dc14, Dc15, Dc24, Dc53, Dc33, Dc34,	500 a 650m	10 - 20%	Latossolo Roxo e Latossolo Vermelho-Escuro	Basaltos e arenitos

Figura 4. Parte da legenda integrada do mapa geomorfológico do estado de São Paulo (Fonte: Ross & Moroz, 1997).

Além dessas informações, o mapa apresenta ainda os níveis de fragilidade potencial do relevo, representados por hachuras. A determinação dos níveis de fragilidade baseou-se em Ross (1994) e demonstra como o mapeamento geomorfológico pode ser aplicado ao planejamento ambiental territorial e à avaliação e prevenção de impactos, uma vez que permite antecipar respostas sobre o comportamento do meio físico face às intervenções humanas.

6. CONCLUSÃO

O presente capítulo objetivou apresentar um panorama acerca da evolução das propostas classificação taxonômica dos fatos geomorfológicos e os desafios e avanços metodológicos do mapeamento geomorfológico no mundo e especialmente, no Brasil. Além disso, ressalta a importância e aplicabilidade de produtos cartográficos geomorfológicos nos estudos ambientais e sua importância como um instrumento de apoio técnico aos órgãos de planejamento.

Os exemplos apresentados (Radambrasil e estado de São Paulo) referem-se a experiências de décadas atrás, quando as dificuldades para a produção cartográfica eram muito maiores que nos dias atuais. O mapa do estado de São Paulo, por exemplo, foi elaborado totalmente de forma analógica, a partir de interpretação visual de imagens de radar impressas e delimitação manual das unidades homogêneas básicas, assim como as medidas morfométricas e todo o trabalho de desenho, sendo que para a impressão final, foi necessária a vetorização em software do tipo CAD (*Computer Aided Design* ou desenho auxiliado por computador), pois o uso de Sistemas de Informações Geográficas ainda era muito incipiente no país.

Atualmente, face ao desenvolvimento do sensoriamento remoto e das geotecnologias, grande parte dessas tarefas são facilitadas e otimizadas a partir de técnicas digitais de extração de dados com o emprego de Modelos Digitais de Elevação (MDEs).

Entretanto e apesar dos esforços empreendidos pelo IBGE e Serviço Geológico do Brasil – CPRM (Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais) e por universidades, há uma grande carência de mapeamentos geomorfológicos sistemáticos em escala regional no Brasil.

A elaboração de tais documentos, mesmo com o emprego de geotecnologias, demanda grande dedicação das equipes envolvidas desde as fases iniciais como a aquisição de bases cartográficas, a identificação de unidades, interpretação, análise, controle em campo até a edição final. A condução desses processos a partir do ordenamento taxonômico é fundamental para nortear as decisões sobre o que deve de fato ser mapeado de acordo com a escala escolhida, os conteúdos e organização de legenda. Além disso, a adoção de uma mesma classificação taxonômica possibilita que mapas de diferentes regiões ou estados, mesmo em escalas diversas, “dialoguem” e sejam complementares, possibilitando aplicações em vários recortes territoriais.

Agradecimentos

À Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado de São Paulo (Processo: 96/02709-0).

Referências Bibliográficas

AB' SABER, A. N. Regiões de Circundesnudação pós-cretácea no Planalto Brasileiro, **Boletim Paulista de Geografia**, São Paulo, n. 1, p. 3-21, 1949.

AB'SABER, A. N. A terra paulista. **Boletim Paulista de Geografia**, São Paulo, n. 23, p. 5-38, 1956.

AB'SABER, A. N. & BERNARDES, N. Vale do Paraíba, Serra da Mantiqueira e arredores de São Paulo in **Congresso Internacional de Geografia**, Guia de Excursões n.4, Rio de Janeiro, CNG/IBGE, 304p, 1958.

AB'SABER, A. N. Geomorfologia do Estado de São Paulo. In: **Aspectos Geográficos da Terra Bandeirante**. Rio de Janeiro, IBGE, p.1-97, 1954.

AB'SABER, A. N. Problemas do mapeamento geomorfológico no Brasil. **1 Conferência Nacional de Geografia e Cartografia** Comissão G. Rio de Janeiro, IBGE, 20 p., 1968.

AB'SABER, A. N. Participação das depressões periféricas e superfícies aplainadas na compartimentação do planalto brasileiro. **Geomorfologia**, São Paulo, n. 28, p. 1-38, 1972.

ABREU, A. A. de. **Análise Geomorfológica: Reflexão e Aplicação** Tese (Livre Docência em Geografia), FFLCH – USP, São Paulo, 1982.

ABREU, A. A. de. A Teoria Geomorfológica e sua Edificação: Análise Crítica. **Revista do Instituto Geológico**, São Paulo, v. 4, n. 1-2, p. 5-23, 1983.

ALMEIDA, F. F. M. Origem e evolução da plataforma brasileira. **Boletim da Divisão de Geologia e Mineralogia**, Departamento Nacional da Produção Mineral, Rio de Janeiro ,241, p 1–36, 1967.

ALMEIDA, F. F. M. Fundamentos geológicos do relevo paulista. **Boletim Instituto Geográfico e Geológico**, São Paulo, n.41, p.167-262, 1964.

BARBOSA, G. V. et al. Evolução da Metodologia para Mapeamento Geomorfológico do Projeto Radambrasil, **Boletim Técnico – Projeto Radambrasil – Série Geomorfologia**, Salvador, nº1, 187p. 1984.

BASENINA, N. V.; ARISTARCHOVA, L. B.; LUKASOV, A. A. Methods of Morphostrutural Analysis, Geomorphological Mapping, **Manual of Detailed Geomorphological Mapping**. Comission on Geomorphological Survey and Mapping of U.G.I, Praga, p. 82-104, 1972.

BASENINA, N.V. & TRESKOV, A.A. Geomorphologische Kartierung des Gebirgsreliefs im Masstab 1:200000 auf Grund einer Morphostrukturanalyses. **Zeitschrift für Geomorphologie**, Berlin, Stuttgart, vol 16 n.2, p. 125-138, 1972.

BRASIL, Ministério das Minas e Energia – DNPM – Projeto RADAMBRASIL – **Levantamento de Recursos Naturais – Mapas e Relatórios Técnicos dos Volumes – 1 a 34** – temas geologia, geomorfologia, pedologia e vegetação publicados entre 1972 e 1987 – Rio de Janeiro – RJ.

BRUNSDEN D. *et al* Large-scale geomorphological mapping and highway engineering design. **Quarterly Journal of Engineering Geology**, 8, 227-53, 1975.

CAILLEUX, A. & TRICART, J. Le problème de la classification des faits géomorphologiques. **Annales de Géographie**, n° 349, p. 162-186, 1956.

CLARK, M. J. Geomorphology in Coastal Zone Management. **Geography**, n. 63. p 273-282. 1978.

COATES, D. R. **Environment Geomorphology**. Publ Geomorphol. State Univ NY, Binghamton, 262 p, 1971.

COATES, D. R. Subsurface Influences, **Man and Environmental Processes**. Londres, Butterworths. p.163-188, 1980.

COLTRINARI, L. Contribuição à Geomorfologia da Região de Guaratinguetá – Aparecida, **Série Monografias** n. 17, IGEOG – USP, Instituto de Geografia São Paulo, Universidade de São Paulo, São Paulo, 1975.

COOK, R. U. & DOORNKAMP, J. C. **Geomorphology in Environmental Management: an introduction**. Clarendon Press, Oxford, 413p., 1974.

CRUZ, O. A. **Serra do mar e o litoral na área de Caraguatatuba: contribuição a geomorfologia tropical litorânea**. Tese (Doutorado. Instituto de Geografia), Universidade de São Paulo, 1974.

DEFFONTAINES, P. Regiões e paisagem do Estado de São Paulo: primeiro esboço de divisão regional. **Geografia**. São Paulo: AGB, ano I, n° 2, p. 117-169, 1935.

DEMEK, J. Generalization of Geomorphological Maps, **Progress Made in Geomorphological Mapping**, Brno: p.36-72, 1967.

DEMEK, J. Geomorphological mapping: progress and problems. **Perspectives, Geomorphology**, v. 2, p. 221-235, 1982.

FERREIRA, R. P. D. *et al*. Carta Geomorfológica de São Pedro, S. P. Memorial Explicativo. **Sedimentologia e Pedologia**, São Paulo, n. 12., 1978.

GERASIMOV, I. P. Essai d'interprétation geomorphologique du schéma general de la structure geologique de IURSS. **Problèmes de Geographie Physique**, v. 12, 1946.

GERASIMOV, I. P. **Les traits structuraux du relief de la surface terrestre sur le territoire de l' U.R.S.S. et leur origine**, Moscou, Izd-vo AN S.S.S.R., 1959.

GERASIMOV, I. P. Constructive Geography: Aims, Methods, and Results. *Soviet Geography*, v. 9, n. 9, p. 739-755, 1968.

GERASIMOV, I. P. The Contribution of Constructive Geography to the Problem of Optimization of Society's Impact on the Environment. *Geoforum*, n. 15. p.95-100. 1984.

GERASIMOV, I. P. & MESCERJAKOV, J. A. Morphostructure. In FAIRBRIDGE, R. W. (ed). **The Encyclopedia of Geomorphology**., Reinhold Book, NY, 1968.

GREGORY, K. J. **A Natureza da Geografia Física**. Rio de Janeiro, Bertrand Brasil. 397p. 1992.

HAYDEN, R. S. Geomorphological Mapping in: SHORT, N. M. & BLAIR Jr., R. W (eds) **Geomorphology from space**. NASA, Washington DC, 1986. p.637-656. Disponível em <<http://disc.gsfc.nasa.gov/geomorphology/>>, acessado em agosto de 2009.

INSTITUTO DE PESQUISAS TECNOLÓGICAS (IPT) **Mapa Geológico do Estado de São Paulo**, 1:500.000, São Paulo, 1981.

INSTITUTO DE PESQUISAS TECNOLÓGICAS (IPT) **Mapa Geomorfológico do Estado de São Paulo**, escala 1:1.000.000, São Paulo.1981.

KLIMAZEWSKI, M. Problems of Geomorphological Mapping. **Data of the International conference of the Subcomission on Geomorphological Mapping**. Institute of Geography of the Polish Academy of Science, Varsovia, 1963.

KLIMAZEWSKI, M. Detailed Geomorphological Maps, in **ITC – Journal** n. 3, p 265-271. 1982.

MESCERJAKOV, J.P. Les Concepts de Morphostructure et de Morphosculture: un nouvel instrument de l'analyse geomorphologique. **Annales de Geographie** n°.423 77 Année - Paris, p 539-552, 1968.

MODENESI, M.C. Memória explicativa da carta geomorfologica da Ilha de Santo Amaro (SP) (Primeiros Estudos). **Cadernos da USP / Aerofotogeografia**, São Paulo, USP, v. 2, p. 1 - 15, 1969.

MOMBEIG, P. A Divisão Regional do Estado de São Paulo. **An. Assoc. Geogr. Brasileiros**, 1., São Paulo. 1949.

MORAES REGO, L.F. de Notas sobre a Geomorfologia de São Paulo e sua gênese. **Inst. Astron. Geofísico de São Paulo**, São Paulo. 1932.

MOREIRA, A.A.N. Cartas geomorfológicas. **I Conferência Nacional de Geografia e Cartografia**- Comissão G, Rio de Janeiro: IBGE, 12 p., 1968.

MOROZ-CACCIA GOUVEIA, I. C. *et al.* Mapa geomorfológico semidetalhado do município de Presidente Prudente – SP. In: **Anais do XI SINAGEO**, Maringá, 2016. Disponível em <[http://www.sinageo.org.br/2016/trabalhos/6/6-](http://www.sinageo.org.br/2016/trabalhos/6/6-58-668.html)

58-668.html.> Acessado em maio de 2020.

MOROZ-CACCIA GOUVEIA, I. C. **Da originalidade do sítio urbano de São Paulo às formas antrópicas: aplicação da abordagem da Geomorfologia Antropogênica na Bacia Hidrográfica do Rio Tamanduateí, na Região Metropolitana de São Paulo.** Tese (Doutorado Dep. de Geografia, FFLCH, Univ. de São Paulo), São Paulo, 363p., 2010.

NAKASHIMA, P. **Estudo das formações superficiais na área de Campinas e Viracopos (SP): suas relações com a evolução geomorfológica e os solos.** Dissertação (Mestrado na Geografia Física, Faculdade de Filosofia, Letras e Ciências, Universidade de São Paulo), São Paulo. 149p. 1973.

NUNES, B. A. *et al.* **Manual Técnico de Geomorfologia.** 1ª ed. Rio de Janeiro: Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística, 178 p., 1995.

PASSARGE, S. Morphologischer Atlas. Lieferung I: Morphologie des Messtischblattes Stadtrema, **Mitteilungen der Geographischen Gesellschaft in Hamburg**, v. 28, 1914.

PENCK, W. **Morphological Analysis of Land Forms: A Contribution of Physical Geology**, Macmillian, London, 350p. 1953.

PONÇANO, W.L. *et al.* Notícia Explicativa do Mapa Geomorfológico do Estado de São Paulo. São Paulo, IPT, 1981, (**Monografias, 5**). 94 p.

QUEIROZ NETO, J. P. & JOURNAUX, A. (*org.*) Carta Geomorfológica de São Pedro, escala 1:50.000, Instituto de Geografia USP, **Série Sedimentologia e Pedologia**, 12, São Paulo, 1978a.

QUEIROZ NETO, J. P. & JOURNAUX, A. (*org.*) Estudo e cartografia de Formações Superficiais e suas aplicações em regiões tropicais. **Colóquio Interdisciplinar Franco-Brasileiro, Anais**, 27 de agosto a 8 de setembro, 1978b.

ROSS, J. L. S. Relevo Brasileiro: Uma Nova Proposta de Classificação, **Revista do Departamento de Geografia**, São Paulo, n.4 p. 26-38, 1985.

ROSS, J. L. S. **Geomorfologia, Ambiente e Planejamento.** Ed. Contexto, São Paulo, 1990.

ROSS, J. L. S. O Registro Cartográfico dos fatos Geomórficos e a Questão da Taxonomia do Relevo. **Revista do Departamento de Geografia**, n. 6. São Paulo, p. 17-30, 1992.

ROSS, J. L. S. Análise Empírica da Fragilidade dos Ambientes Naturais Antropizados. **Revista do Departamento de Geografia**, n.8, São Paulo, p. 63-74, 1994.

- ROSS, J. L. S. *et al* **Plano de Conservação da Bacia do Alto Paraguai**. MMA, Brasília, 60p. 1995.
- ROSS, J. L. S. Geomorfologia Aplicada aos EIAS-RIMAs, in GUERRA, A. T.; CUNHA, S. B. da **Geomorfologia e Meio**. Ed Bertrand Brasil- Rio de Janeiro: p. 291-336. 1996.
- ROSS, J. S. Suporte da Geomorfologia Aplicada: Os Táxons e a Cartografia do Relevo (Palestra). In: **SIMPÓSIO NACIONAL DE GEOMORFOLOGIA, IV**, São Luís - MA, Anais. São Luís, 2002. CD-ROM. Disponível em <<http://lsie.unb.br/ugb/sinageos/detalhe/7>> acessado em maio de 2021.
- ROSS, J. L. S. **Geomorfologia e Geografia Aplicadas à Gestão Territorial: Teoria e Metodologia para o Planejamento Ambiental**. Tese de Livre Docência apresentada à FFLCH/USP, São Paulo, 2001. 322p.
- ROSS, J. L. S. & MOROZ, I. C. **Mapa Geomorfológico do Estado de São Paulo – escala 1:500.000**, FFLCH-USP-IPT-FAPESP, São Paulo, vol. 1 e 2, 1997.
- TITARELLI, A. H. V. **O Vale do Parateí: estudo geomorfológico**. Universidade de São Paulo, 1975.
- TRICART, J. Principes et méthodes de la géomorphologie. **Soil Science**, v. 100, n. 4, p. 300, 1965.
- TRICART, J. Cartographic aspects of geomorphological surveys in relation to development programmes. **UN/ECOSOC**, v. 9, p. 7583, 1969.
- TRICART, J. **Ecodinâmica**, Rio de Janeiro, IBGE-SUPREM (Recursos Naturais e Meio Ambiente). 91 p., 1977.

26. RELEVOS GRANÍTICOS DO NORDESTE BRASILEIRO: UMA PROPOSTA TAXONÔMICA

Frederico de Holanda Bastos¹, Danielle Lopes de Sousa Lima¹, Abner Monteiro Nunes Cordeiro¹ & Rubson Pinheiro Maia¹

¹ Programa de Pós-Graduação em Geografia, Universidade Estadual do Ceará (UECE), Campus do Itaperi, Fortaleza/CE, Brasil; fred.holanda@uece.br; danielle.llopes@hotmail.com; abnermncordeiro@gmail.com; rubsonpinheiro@yahoo.com.br

Resumo: Os granitoides são muito importantes para a Geomorfologia, justificando a ocorrência de algumas das mais espetaculares paisagens da Terra. Seus aspectos estruturais (composição mineralógica, deformações, fraturamentos, gênese, etc.) condicionam a ocorrência de diferentes tipos de micro e macroformas. No Nordeste brasileiro encontram-se diversas exposições graníticas que permitiram o desenvolvimento de uma expressiva gama de feições que demandam uma adequada classificação taxonômica. Dessa forma, o presente trabalho visa apresentar uma proposta taxonômica para a classificação de relevos graníticos, tomando como base as ocorrências no Nordeste do Brasil. Nessa perspectiva, essas feições foram organizados em dois grupos: as macroformas, abrangendo maciços, inselbergs, *bornhardts* e afloramentos rochosos; e as microformas, que foram divididas em microformas associadas com blocos graníticos (*boulders*, *tors*, *nubbins*, *castle koppies* e *pedestal rocks*), microformas de dissolução (*tafoni*, *honeycomb*, *canelura*, *gnamma* e *flared slope*) e microformas de fraturamento (*split rock* e *poligonal cracking*).
Palavras-Chave: Geomorfologia Estrutural, Semiárido Brasileiro, Taxonomia Geomorfológica, Granitoides.

Abstract: Granites are very important for Geomorphology, justifying the occurrence of some of the most spectacular landscapes on Earth. Its structural aspects, like mineralogy, deformation, fracturing and genesis, influence the occurrence of different types of micro and macro forms. In the Brazilian Northeast there are several granite outcrops that allowed the development of an expressive range of features that demand an adequate taxonomic classification. Thus, the present work aims to present a taxonomic proposal for the classification of granitic reliefs, based on occurrences in Northeast Brazil. In this perspective, these features were organized into two groups: macroforms, inserting the massifs, inselbergs, bornhardts and granitic outcrops; and microforms, which were divided into microforms associated with granite blocks (*boulders*, *tors*, *nubbins*, *castle koppies* and *pedestal rocks*), weathering microforms (*tafoni*, *honeycomb*, *karren*, *gnamma* and *flared slope*) and fracturing microforms (*split rock* and *polygonal cracking*).

Keywords: Structural Geomorphology, Brazilian Semi-arid, Geomorphological Taxonomy, Granitoides.

Tema: Geomorfologia Estrutural

1. INTRODUÇÃO

Os corpos graníticos constituem elementos litológicos de grande relevância para a Geomorfologia, contendo morfologias diversificadas e distribuídas nos mais diversos domínios morfoclimáticos globais (MIGÓN, 2006d), não existindo padrões específicos para paisagem granítica (TWIDALE, 1982). Os aspectos petrográficos e estruturais dos granitoides (composição mineralógica, planos de descontinuidade, baixa solubilidade, anisotropia, tamanhos dos cristais, etc.) condicionam a ocorrência de diferentes tipos de micro e macroformas (MIGÓN, 2006a).

O Nordeste brasileiro apresenta uma expressiva distribuição espacial de morfologias graníticas, que constituem importantes representantes geomorfológicos em termos mundiais (MIGÓN; MAIA, 2020). Os relevos graníticos do NE brasileiro estão associados à exposição de litologias pré-cambrianas das Províncias Borborema e São Francisco que, dependendo do contexto estrutural local, podem justificar diferentes níveis de exposição rochosa plutônica.

A formação de superfícies de aplainamento regionais com a respectiva exumação desses plútons tem sido objeto de diversos estudos geomorfológicos ao longo das décadas de 1950/60/70 no NE brasileiro, que interpretavam a morfogênese regional de longo tempo, a partir da Teoria da Pediplanação (KING, 1956; DRESH, 1957; BIGARELA; ANDRADE, 1964; MABESSONE; CASTRO, 1975).

No entanto, estudos recentes passaram a considerar a evolução das paisagens graníticas do NE brasileiro a partir da Teoria da Etchplanação (BÜDEL, 1982), que analisa a evolução dos mantos de intemperismo que recobrem os granitos, expondo as rochas sãs e os *boulders* (PEULVAST; BÉTARD, 2015; MAIA; NASCIMENTO, 2018; MAIA et al., 2018; CORDEIRO et al., 2018; LIMA et al., 2019).

Mesmo tratando-se de paisagens muito comuns em termos regionais, ainda não se constata uniformidade em termos taxonômicos nas pesquisas regionais, sendo muito comum a adoção de terminologias genéricas, sem significação geomorfológica e nenhum reconhecimento internacional. Cabe destacar que a classificação taxonômica de relevos graníticos não constitui uma tarefa fácil, tendo em vista que não existe uma uniformidade taxonômica, mesmo em termos internacionais (MIGÓN, 2006a)

Dessa forma, o presente trabalho visa apresentar, a partir de um vasto levantamento bibliográfico nacional e internacional, uma proposta de classificação taxonômica para as macro e micro formas graníticas, tendo como recorte espacial de análise o NE brasileiro.

2. CLASSIFICAÇÃO TAXONÔMICA PARA RELEVOS GRANÍTICOS

Os corpos graníticos variam em tamanho, forma e posição (VIDAL ROMANÍ; TWIDALE, 2010). Entretanto, podem apresentar semelhança morfológicas, que podem ser explicadas em termos de estrutura, com curso e taxa de intemperismo e erosão, determinados pelas características estruturais da rocha desenvolvida durante a intrusão do magma (VIDAL ROMANÍ, 2008).

A classificação das formas graníticas para a geomorfologia é de grande relevância, tendo em vista que o comportamento do manto de intemperismo depende do equilíbrio entre a frente de intemperismo (*weathering front*) (MABBUTT, 1961), que tem grande influência sobre fatores topográficos e hidrogeológicos locais, e a redução da superfície exumada de lavagem (*wash surface*) por denudação, de maneira a expor as formas graníticas (TWIDALE; LAGEAT, 1994; THOMAS, 1994; SALGADO, 2007). As irregularidades da frente de intemperismo são condicionadas muitas vezes pela existência de falhas, fraturas e pelo arranjo da estrutura, inferindo-se que a ação do intemperismo não é uniforme (TWIDALE; LAGET, 1994).

Conforme Migón (2006d), não existe paisagem granítica “padrão”, podendo ocorrer formas e microformas que podem ser significativamente diferentes, mesmo quando localizadas de forma adjacente uma da outra (TWIDALE, 1982). Contudo, as formas graníticas não apresentam uma taxonomia peculiar, o que pode gerar incerteza na sua categorização (TWIDALE; VIDAL ROMANÍ, 2005). Entretanto, essas formas possuem diferenças nos padrões espaciais, morfológicos e evolutivos (LIMA et al., 2019).

Em termos de taxonomia geomorfológica, o Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística (IBGE) lançou uma metodologia para o mapeamento geomorfológico, apresentando cinco níveis taxonômicos para a classificação do relevo (BRASIL, 2009). As formas graníticas se encaixam na 5ª Ordem, que corresponde ao táxon das “Formas do Relevo Simbolizadas”, que são descritas como feições, que por sua dimensão espacial só podem ser representadas por símbolos lineares ou pontuais, a exemplo de cristas, inselbergs entre outros (BRASIL, 2009). Contudo, essa classificação é bastante genérica para as especificidades que as formas graníticas apresentam, tendo em vista a ação combinada dos processos atuantes na origem e evolução das formas que caracterizam a morfologia granítica.

Nesse contexto, os termos científicos podem subsidiar a classificação das macro e microformas graníticas, uma vez que possuem um significado descritivo, conceitual e categórico (UÑA ÁLVAREZ, 2008). Na Geomorfologia, os termos aplicados podem descrever as características do relevo, podendo refletir as diferentes condições de desenvolvimento e estágio de evolução. Deste modo, as terminologias têm um papel importante nas pesquisas geomorfológicas, assim como para a classificação/taxonomia do relevo, tendo em vista seu melhor entendimento (LIMA, 2018).

Portanto, tendo em vista as terminologias atuais e internacionalmente reconhecidas para a identificação e descrição dos relevos graníticos, assim como seus padrões

espaciais, morfológicos e evolutivos (MIGÓN, 2006a; TWIDALE, 1982, 1993; TWIDALE; VIDAL ROMANÍ, 2005), foi proposta a seguinte classificação (Quadro 1): **macroformas**, associadas ao desenvolvimento de maciços, lajedos, inselbergs e *bornhardts*, e **microformas**, associadas com blocos graníticos (*boulders*, caos de blocos, *nubbins*, *tors* e *castle koppies*), com feições de dissolução (*tafoni*, *alvéolos*, *caneluras* ou *karren*, *gnammas* e *flared slopes*) e com feições de fraturamento (*split rock* e *polygonal cracking*).

Quadro 1 – Classificação das formas de relevo graníticas.

ORDEM	TÁXON	CLASSES	SUBCLASSES	DESCRIÇÃO	MORFOLOGIA
5°	Formas do Relevo Simbolizadas	Macroformas	-	Maciços	Úmidos/Subúmidos (com expressivo recobrimento regolítico)
					Secos (com rochas expostas)
					Tabulares (com recobrimento laterítico)
			-	<i>Inselguebergs</i>	
			-	Inselbergs	Inselbergs típicos
					<i>Bornhardts</i> (inselbergs dômicos)
		-	Lajedos e Afloramentos	-	
		Microformas	Blocos Graníticos	<i>Boulders</i>	<i>Boulders</i>
					Caos de Blocos
				<i>Tors</i>	<i>Castle Koppies</i>
					<i>Nubbins</i>
			Formas de Dissolução	<i>Tafoni</i> , <i>Alvéolos</i> , <i>karren</i> , <i>Gnammas</i> e <i>Flared Slopes</i>	-
					-
			Formas de Fraturamento	<i>Split rock</i> e <i>polygonal cracking</i>	-

Fonte: Elaborado pelos autores (2020).

2.1. Macroformas

As macroformas constituem expressivas feições residuais que se destacam ao longo de superfícies de aplainamento nordestinas com formas e dimensões variadas. Nessa perspectiva, seguindo critérios hierárquicos dimensionais, optou-se por dividir as macroformas em maciços, *inselgebirgs* e *inselbergs*.

2.1.1. Maciços

Os maciços constituem expressivas unidades topográficas e estruturais resultantes da sua maior rigidez litológica em comparação aos litotipos circundantes (ALLABY, 2013). Os maciços do Nordeste brasileiro se enquadram na tipologia relacionada às formas denudacionais (FAIRBRIDGE, 1968) cuja gênese deriva de erosão diferencial e exumação plutônica, no caso dos maciços graníticos.

Os maciços cristalinos do NE setentrional brasileiro correspondem comumente às áreas de expressão plutônica da Província Borborema. Essas morfologias estão, geralmente, associadas às zonas de cisalhamento neoproterozoicas de direção NE (NEVES; VAUCHEZ; ARCHANJO, 1995), que serviram de condutos crustais à ascensão do magma granítico, sendo responsáveis pelo alojamento de diversos corpos granitoides. Tais maciços apresentam relevos dissecados em cristas e colinas que contrastam com as topografias suavemente onduladas das extensas superfícies de erosão regionais (superfície sertaneja).

Enquanto remanescentes dos processos de erosão diferencial, os maciços graníticos constituem importantes registros da evolução morfotectônica e morfoclimática, dispondo-se na maioria dos casos como formas alongadas e fortemente dissecados por vales incisos (MAIA; BEZERRA, 2015). Esses se distinguem da topografia aplainada das superfícies erosivas rebaixadas como sobressaltos topográficos, em função do controle litoestrutural, que confere ao embasamento uma resistência desigual.

Os maciços apresentam-se dissociados em vários volumes de relevos isolados cuja gênese está relacionada a soerguimentos cretáceos e pós-cretáceos seguidos da ação passiva da erosão diferencial. Portanto, os corpos plutônicos, da Província Borborema, foram expostos pela denudação de antigas áreas orogênicas e posteriormente retrabalhados pelos diversos agentes erosivos associados aos sistemas morfogenéticos cambiantes ao longo do tempo geológico (CORRÊA et al., 2010). Dessa forma, a erosão diferencial que se estabeleceu, tende a seguir os planos de deformação pré-cambriana definidos pelos diversos Lineamento estruturais regionais.

Dependendo da altitude e disposição desses maciços em relação aos sistemas de circulação atmosférica regionais, estes podem apresentar condições mesoclimáticas mais úmidas justificando a ocorrência de enclaves úmidos ou brejos de altitude (BÉTARD, 2008; SOUZA; OLIVEIRA, 2006) recobertos por profundos mantos de intemperismo, como é o caso da Serra da Meruoca (CE). Essa configuração morfopedológica apresenta grandes variações quando se refere aos maciços secos, cujos mantos de alteração são limitados ou até mesmo inexistentes, justificando inúmeros afloramentos.

Existem alguns maciços graníticos recobertos por couraças lateríticas que lhes condicionam topografias tabulares no seu platô (serras de Martins, Portalegre e Santana, no Rio Grande do Norte e serra do Quincuncá, no Ceará) (Figura 1).

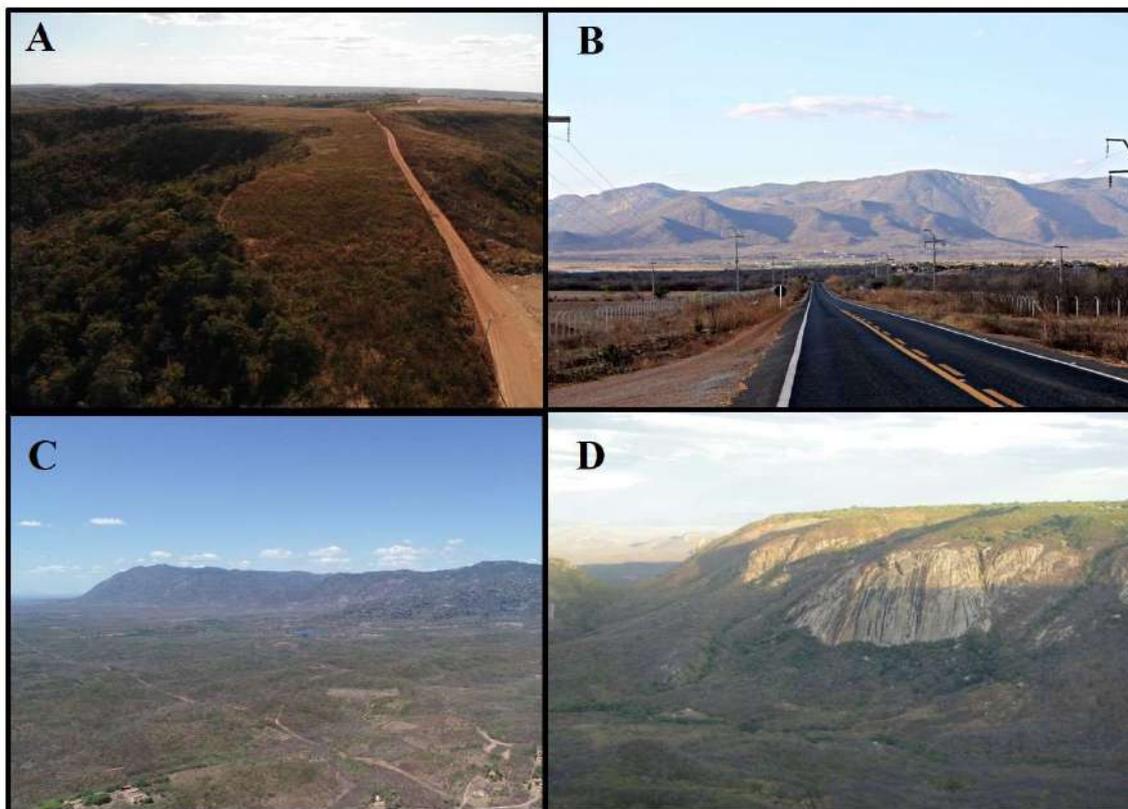


Figura 1. Exemplos de maciços graníticos nordestinos. A: Maciço do Quincuncá (CE) com recobrimento laterítico desenvolvido sobre material autóctone no topo do relevo; B e C: Maciço da Meruoca (CE), volume montanhoso sustentado por um batólito delimitado por falhas; D: Serra do Martins (RN) com recobrimento laterítico desenvolvido sobre material alóctone no topo do relevo. Foto: autores, 2019.

2.1.2. Inselbergs e *Inselgebirges*

Inselberg é um termo derivado do alemão que significa, literalmente, colina da ilha (*island hill*), sendo originalmente idealizado por Wilhelm Bornhardt no final do século XIX, usado para descrever relevos isolados ou agrupados que se destacam em grandes superfícies de aplainamento (2008; MIGÓN, 2006d). Os inselbergs são feições formadas por rochas mais resistentes ao intemperismo e à erosão do que aquelas que compõem a superfície rebaixada circunvizinha (TWIDALE, 1998). As razões para a sobrevivência de tais compartimentos incluem o maior espaçamento entre as fraturas, presença de massa rochosa primária pouco fraturada, enriquecimento em quartzo e/ou feldspato potássico, ou diferenças petrográficas (MIGÓN, 2006d).

A ocorrência de campos de inselbergs, de acordo com Matmon et al. (2013), é comum em climas áridos e semiáridos, mas sua origem está associada a sistemas erosivos relacionados ao ambiente tropical e subtropical (ROMER, 2007), onde o intemperismo profundo originou espessos regolitos (GOUDIE, 2004), cuja remoção ocorreria em climas

mais secos, o qual favorece a remoção do manto de alteração, originando esses sobressaltos do embasamento que constituem os inselbergs (MAIA et al., 2015).

Atualmente a Teoria da Etchplanação (BÜDEL, 1982) é a mais aceita para explicar a exumação e o desenvolvimento dessas formas de relevo (TWIDALE, 2002), pois cada vez mais, tem-se reconhecido que os componentes que regem a evolução associada aos campos de inselbergs estão relacionados a processos que ocorrem na base do regolito e não apenas em superfície (TWIDALE, 2002). Dessa forma, os inselbergs constituem um remanescente de erosão que pode fornecer informações importantes sobre a evolução geomorfológica dos terrenos em que ocorrem (MATMON et al., 2013).

No Nordeste brasileiro, vários campos de inselbergs graníticos são observados, sendo os mais expressivos os campos de inselbergs de Patos, na Paraíba (Figura 2-A); da região do Seridó, no Rio Grande do Norte; e de Quixadá, no Ceará e o de Itatim, na Bahia. Todas essas ocorrências estão associadas a um embasamento ígneo, resultante de intrusões graníticas que afetaram as Províncias Borborema e São Francisco a partir de várias orogenias que ocorreram no Pré-Cambriano.

A esse respeito, Maia et al. (2015) afirma que a maior ocorrência de inselbergs, no NE brasileiro, está relacionada aos núcleos granitoides com as menores densidades de fraturas, o que possibilitou sua manutenção como afloramento. Assim, os contrastes de composição ou densidade de fraturas são suficientes para iniciar diferenças nos padrões de intemperismo e erosão, resultando na formação de inselbergs (TWIDALE; VIDAL ROMANI, 2005).

Torquato et al. (1988) elencou que a diferenciação de fácies graníticas em escala regional pode exibir um importante comportamento geomorfológico. Assim, a principal evidência geomorfológica de um comportamento seletivo das fácies graníticas em relação à ação erosiva é derivada da ocorrência de inselbergs agrupados ou não.

Outra feição residual associada às rochas granitoides, de acordo com a literatura alemã são os *Inselgebirges* (BIGARELLA; BECKER; SANTOS, 2009). Essas feições, assim como os inselbergs, caracterizam-se como sobressaltos topográficos, dispondo-se na maioria dos casos como formas alongadas, isoladas ou agrupadas, que apresentam amplitude de maciços, sendo recortados por cristas e vales (DRESCH, 1962).

No Nordeste brasileiro a dimensão dos *inselgebirges* é inferior a 50km² de área, como é o caso dos exemplos da Serra da Barriga (Forquilha/CE) (Figura 2-D) e Serra Azul (Ibaretama/CE). Quando apresentam dimensão superior a 50 km² esses relevos residuais cristalinos passam a ser classificados como maciços, como é caso dos exemplos da Serra da Meruoca (Meruoca/CE), Serra de Uruburetama (Uruburetama/CE) e Serra das Matas (Monsenhor Tabosa/CE). Dentro dessa perspectiva hierárquica dimensional dos relevos residuais, pode-se classificar o inselberg como o menor (<10 km²), o *inselgebirge* com dimensão intermediária (entre 10 e 50 km²) e o maciço sendo o mais expressivo (>50 km²).

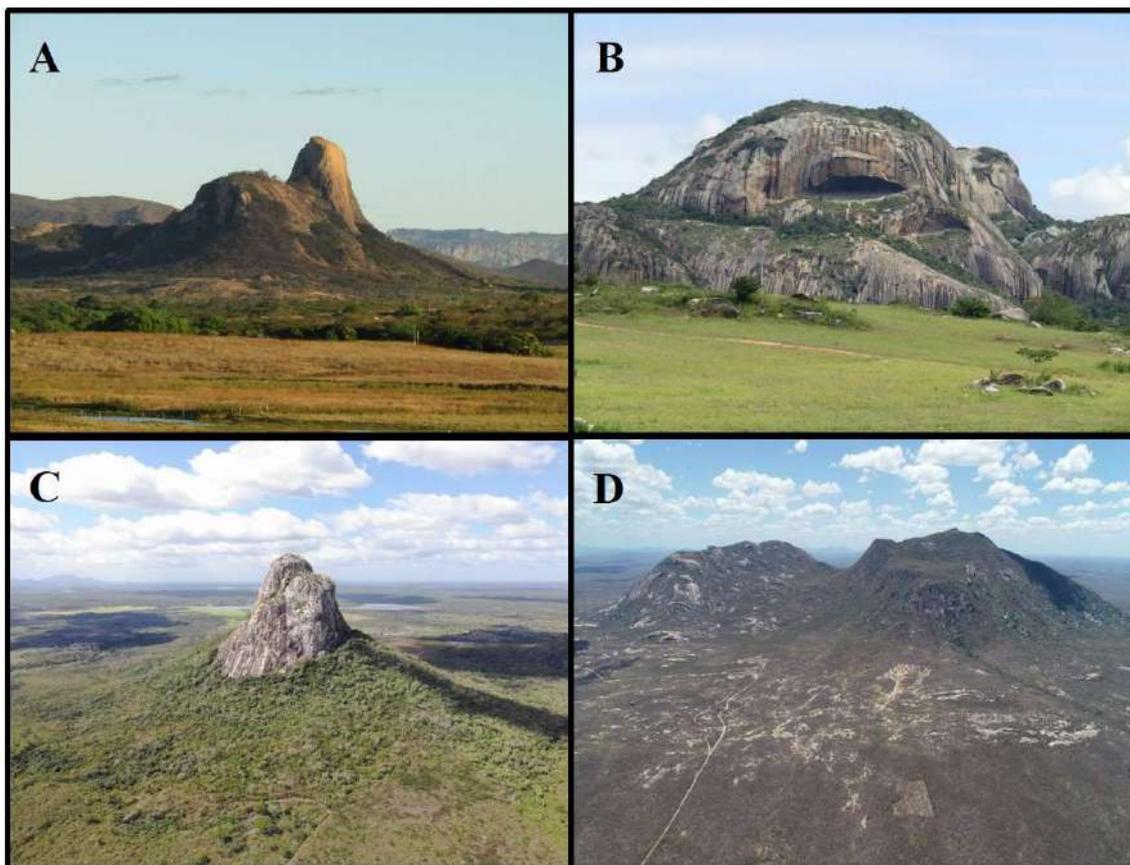


Figura 2. A: Inselberg em Patos (PB) com a presença de um “*half dome*” no seu topo; B: Inselberg dômico em Araruna (PB) denominado “*Pedra da Boca*”; C: Inselberg em Aracoiaba (CE) denominado “*Pedra Aguda*”; D: *Inselgebirge* em Forquilha (CE) desenvolvido no *stock* granítico Serra da Barriga cuja dimensão permitiu o desenvolvimento de um expressivo vale em sua área central. Foto: autores, 2019.

2.1.3. *Bornhardts* e *Pináculos Graníticos*

Os *bornhardts*, também conhecidos como inselbergs dômicos ou pontões, apresentam encostas côncavo-convexas e são constituídos por rocha maciça, com poucas discontinuidades estruturais, pouco regolito, geralmente com encostas nuas, apresentando topo achatado (TWIDALE, 1998) (Figura 3). Ocorrem em todas as zonas climáticas, sendo climaticamente azonais (MIGÓN, 2006a).

É importante destacar que os termos inselberg e *bornhardt* não são equivalentes, tendo em vista que os *bornhardts*, com todas as suas características supracitadas, também podem ocorrer em relevos acidentados e em terrenos montanhoso, e, portanto, não se configuram como inselbergs (MIGÓN, 2006b), podendo, nesse caso, ser classificado como pão de açúcar ou simplesmente como domo rochoso. Portanto, muitos inselbergs são *bornhardts*, mas nem todos os *bornhardts* são inselbergs (TWIDALE; VIDAL ROMANÍ, 2005), tendo em vista as características genéticas e de localização dessas formas de relevo.

Muitos especialistas atribuem a forma dômica característica dos *bornhardts* ao desenvolvimento do intemperismo físico (MIGÓN, 2006b), a exemplo da esfoliação esférica, associado às alterações químicas ocorridas através das diaclases de

descompressão. O avanço da esfoliação proporciona instabilidade, ocorrendo o desprendimento de placas rochosas que colapsam e originam depósitos residuais grosseiros do tipo caos de blocos na base dos *bornhardts* (CAMPBELL, 1997). Neste sentido, a topografia é consequente e subsequente à formação de fraturas paralelas à superfície que estão associadas ao estresse compressional (TWIDALE, 1998).

Cabe destacar que, assim como os inselbergs do NE brasileiro, os *bornhardts* também podem ocorrer de forma isolada, como no caso da Pedra Aguda (Aracoiaba/CE) (Foto 2-C) ou em agrupamento, como na vertente dissecada seca do Maciço de Uruburetama (CE) (Foto 3-D), nos arredores de Quixadá e Quixeramobim (CE) (Foto 3-B), Patos (PB), Itatim (BA) e Araruna (PB) (Foto 3-A). Tal configuração se deve à composição estrutural e litológica da intrusão em que se encontram tais feições.

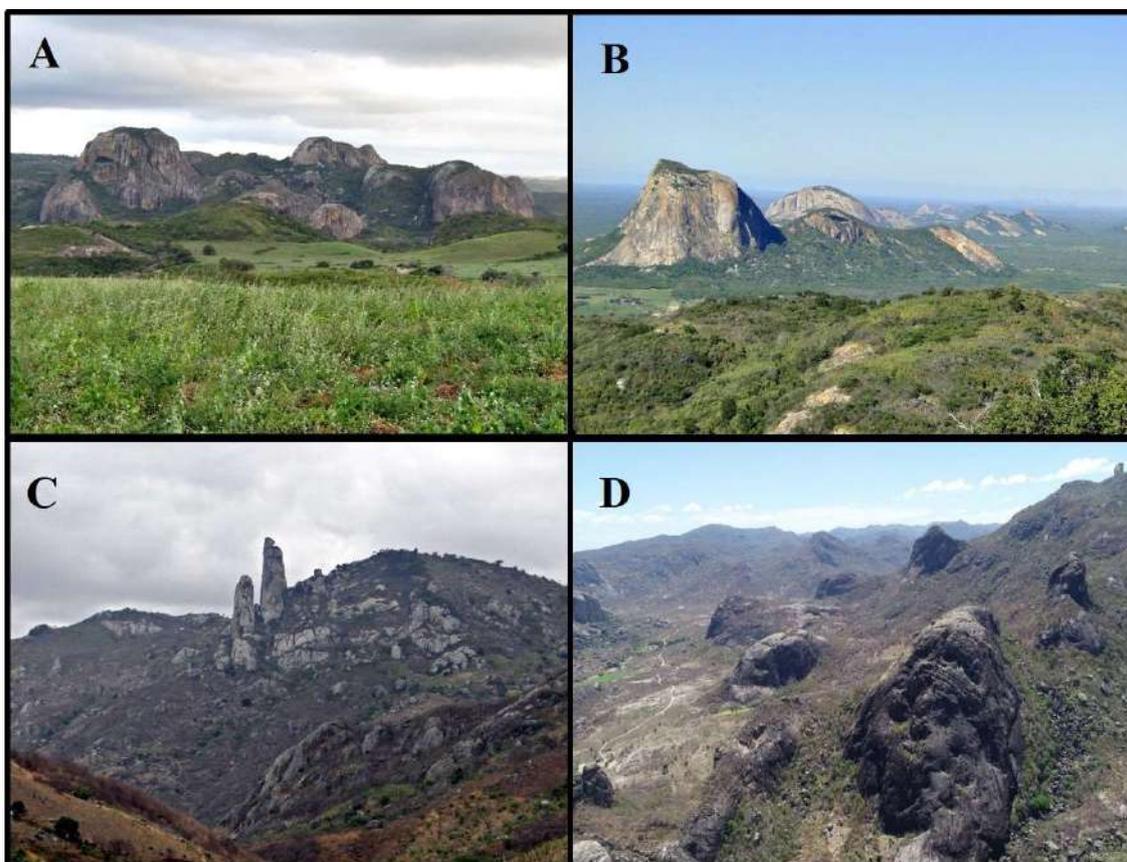


Figura 3. A: Bornhardts (domos rochosos) desenvolvidos em Araruna (PB) com destaque para a “Pedra da Boca” que representa um grande *tafone*; B: Bornhardts desenvolvidos em ortognaisses entre Quixadá e Quixeramobim (CE); C: Pináculos graníticos em Itapajé (CE) conhecido como “Pedra do Frade”; D: Domos rochosos na vertente seca do maciço de Uruburetama (Irauçuba/CE). Foto: autores, 2018.

Associados a encostas íngremes de alguns maciços graníticos da Província Borborema, despontam feições aguçadas, cuja classificação na geomorfologia granítica ainda não é muito clara. Tais feições apresentam-se como picos graníticos, com morfologia similar ao que ocorre no caso da Serra dos Órgãos-Rio de Janeiro, a exemplo do “Dedo de Deus”. Tendo em vista a dificuldade na adoção de terminologias precisas

para classificar tais formas, o presente trabalho considera aceitável adotar nomenclaturas como pico granítico ou pináculo granítico, como se observa no caso da Pedra do Frade, na encosta do Maciço de Uruburetama/CE (Foto 3-C).

2.1.4. Lajedos/Afloramentos

Algumas ocorrências de afloramentos de granitos ocorrem em setores isolados com topografias horizontalizadas (Fotos 4-A e 4-D) ou em encostas verticalizadas (Fotos 4-B e 4-C). Em ambos os casos, o afloramento está associado às limitações da ação pedogenética, seja pela declividade ou pelas condições climáticas agressivas, o que limita o desenvolvimento do solo e expõe a rocha matriz. Optou-se por considerar essa categoria como um exemplo de macroforma em rochas graníticas pela grande ocorrência no NE semiárido e pela dimensão de suas ocorrências, cuja escala se assemelha à das macrounidades anteriormente apresentadas.

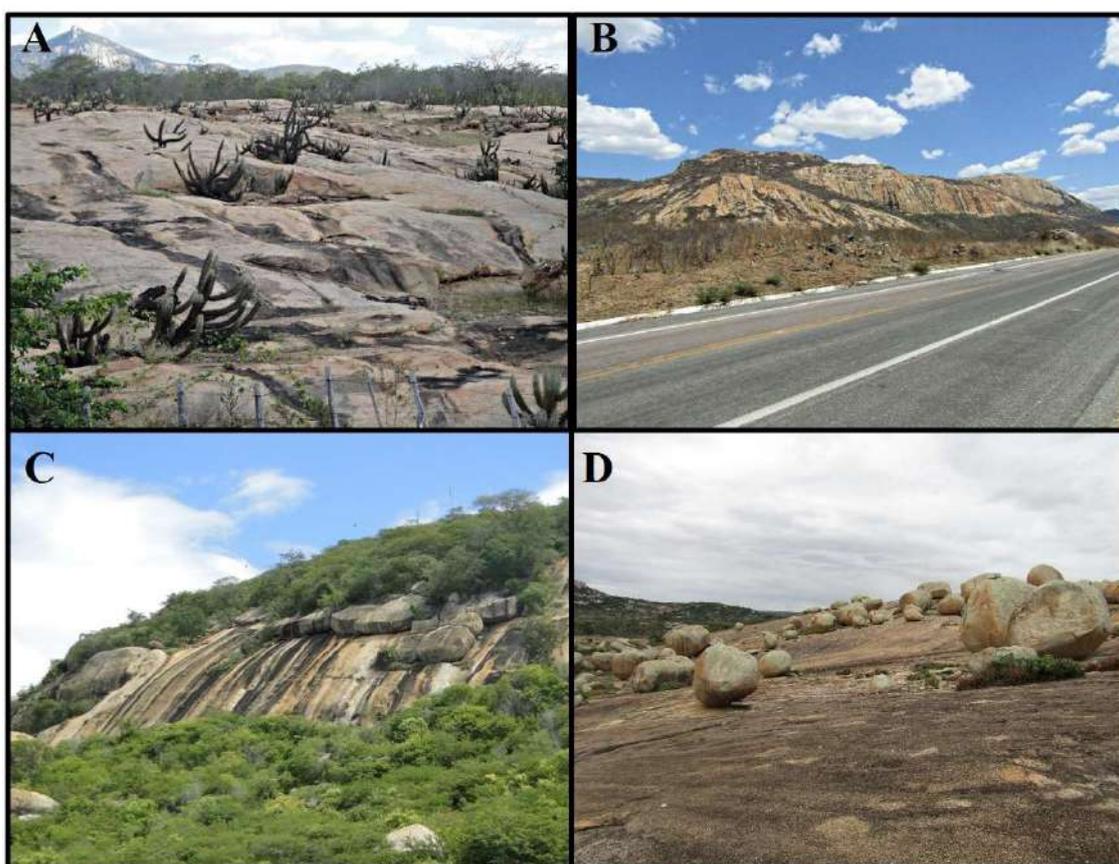


Figura 4. A: Lajedo (afloramento horizontalizado) em Sobral (CE) na base de um inselberg conhecido como “Pedra da Andorinha”; B: Afloramentos rochosos verticalizados desenvolvidos nos esporões da Serra do Pereiro (Alto Santo/CE) em setor denominado de “Serra dos Bastiões”; C: Afloramentos verticalizados com expressivo processo de esfoliação em Itaporanga (PB); D: Lajedo convexo com exumação de *boulders* em Cabaceiras (PB) (Lajedo de Pai Mateus). Foto: autores, 2018.

É importante destacar que feições de afloramentos verticalizados e lajedos podem ocorrer associados a diversas litologias, porém, no caso dos granitos, tais afloramentos possibilitam o desenvolvimento de microformas de dissolução, como, por exemplo,

cavidades negativas, que podem constituir *gnammas* ou *tafoni*, e de faturamento, dependendo dos aspectos estruturais e mineralógicos do granito aflorante.

2.2. Microformas relacionadas com blocos graníticos

Nas microformas associadas com blocos graníticos são desenvolvidos *boulders*, caos de blocos, *nubbins*, *tors* e *castle koppies*. São feições que resguardam, em sua morfologia, indicadores sugestivos de que tiveram sua formação e desenvolvimento em um paleoambiente epigênico possivelmente relacionado a sistemas meteóricos derivados de climas tropicais mais úmidos. Por essas feições se destacarem da rocha sã, não apresentando uma continuidade física com a mesma, tornando-se inadequada sua denominação como de *etchplains* (MIGÓN, 2006c, TWIDALE; VIDAL ROMANÍ, 2005), sendo melhor denominadas de relevos saprolíticos.

Para a formação dessas feições graníticas, o sistema de fraturas se constitui como o ponto de partida para a posterior individualização dos blocos e formação do relevo saprolítico (MIGÓN, 2006b). Esses fraturamentos poligênicos no corpo granítico se constituem como zonas de fraqueza estruturais, permitindo o acesso dos agentes intempéricos ao interior da rocha, acelerando os processos de meteorização. Posteriormente, com a remoção do manto de alteração (*grus*), permaneceram *in situ* os blocos de rocha inalterada ou pouco alterada (relevos saprolíticos), tendo em vista a incapacidade de sua remoção pelos agentes erosivos.

Dependendo da forma e da disposição dos blocos graníticos estes podem ser classificados de diversas maneiras. Dessa forma, optou-se por dividir os relevos associados com blocos isolados ou não sobrepostos (*boulders* e caos de blocos) e os sobrepostos que constituem os *tors* (*nubbins* e *castle koppies*).

2.2.1. Boulders e Caos de Blocos

Os *boulders* graníticos são os mais comuns, numerosos e amplamente distribuídos exemplos de formas de relevos graníticas, podendo ser encontrados de maneira isolada ou aglomerada (*clusters*) em diferentes configurações geográficas (TWIDALE, 1982) e climáticas (CAMPBELL; TWIDALE, 1995).

O processo de formação dos *boulders* graníticos está, geralmente, associado ao intemperismo seletivo em subsuperfície guiado por padrões de fraturas e concentrado ao longo destas (MIGÓN, 2006a). O espaçamento de fraturas determina o tamanho máximo e a forma geral dos *boulders*, enquanto que o seu grau de arredondamento e o tamanho real se reflete na duração e/ou intensidade do intemperismo em subsuperfície, devendo-se considerar também a litologia e as condições climáticas (MIGÓN, 2006d).

Antes de serem expostos os *boulders* são denominados *corestones* e caracterizados como compartimentos de rochas mais resistentes, ainda localizados no interior do manto de intemperismo (MIGÓN, 2006a). Contudo, a remoção do *grus* através da erosão leva à exposição do *corestone*, que passa a ser chamado de *boulder* (TWIDALE; VIDAL ROMANÍ, 2005).

Os *boulders* também podem ser transportados do seu local de origem, tendo em vista que algumas áreas são constituídas por *boulders* sem suporte, proporcionando seu deslocamento por gravidade (matacões), formando uma massa caótica de *boulders* ou caos de blocos (Fotos 5-C e 5-D), cuja morfologia pode ser atribuída às intempéries mais rápidas (TWIDALE; VIDAL ROMANÍ, 2005). Os caos de blocos são produtos da denudação seletiva de um manto de intemperismo com maior densidade de *corestones*, não tendo relação com a desintegração mecânica de afloramentos rochosos (MIGÓN, 2006a). Os caos de blocos tendem a se concentrar nos fundos de vales configurando uma nítida morfologia caótica associada ao material coluvial.

No Nordeste brasileiro os *boulders* são muito comuns merecendo destaque a expressiva ocorrência de Cabaceiras (PB) em um local conhecido como Lajedo de Pai Mateus. Ao longo das encostas de maciços graníticos, como no caso das Serras da Meruoca e Uruburetama (Figura 5-D), são muito comuns caos de blocos associados a movimentos gravitacionais de blocos (matacão) (Figura 5-A).

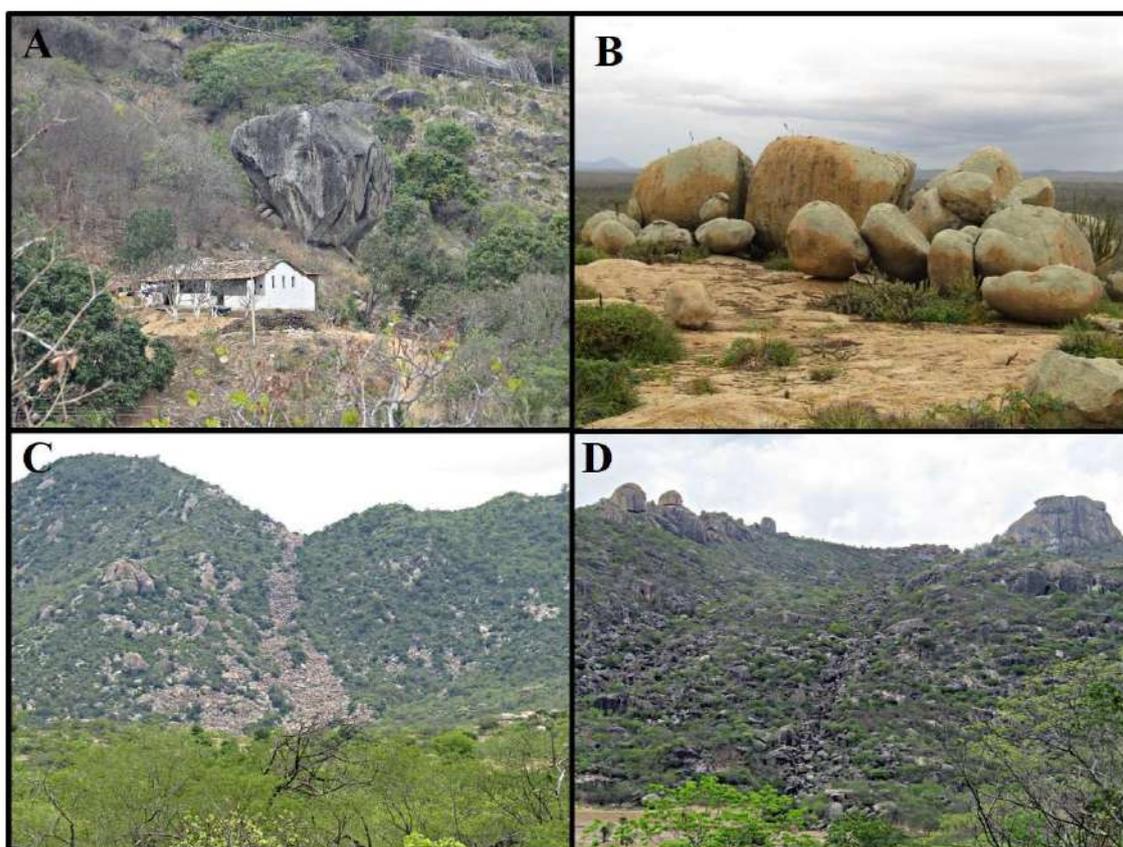


Figura 5. A: Matacão situado em uma encosta no platô do maciço de Uruburetama (Itapipoca/CE); B: *Boulders* situados em Lajedo de Pai Mateus (Cabaceiras/PB) que constitui a mais relevante ocorrência de relevos saprolíticos do Nordeste brasileiro; C: Caos de blocos em Caicó (RN); D: Caos de blocos situados nas encostas da vertente seca do maciço de Uruburetama (Irauçuba/CE). Foto: autores, 2018.

2.2.2. *Tors/Pedestal Rock/Nubbins/Castle Koppies*

Tor é um termo derivado do antigo galês *twr* ou *twrr* que significa uma pilha, referindo-se a um relevo empilhado, tratando de uma nomenclatura muito comum para se

referir a relevos formados por resíduos de rochas graníticas em várias partes do mundo (MIGÓN, 2006a). Os *tors* são massas residuais de rochas podendo ocorrer em diferentes contextos litológicos e com grande dispersão em termos globais. Suas morfologias apresentam estreita relação com as juntas e planos de deformacionais (EHLEN, 2006). Na presente abordagem consideraremos como *tors* os relevos residuais formados pela sobreposição de *boulders*, ao logo do Nordeste brasileiro.

Existem várias teorias para explicar a gênese dos *tors*, sendo a Teoria da Etchplanação de Büdel (1982), mundialmente consagrada para explicar o desenvolvimento dos *tors* (EHLEN, 2006). A forma e o tamanho dos *tors* são extremamente variados, contudo, apresentam uma característica em comum, são controlados por padrões de fraturas, isto é, por sua orientação, densidade e curvatura (MIGÓN, 2006a). Dependendo da forma dos *boulders* e da sua distribuição os *tors* podem ser divididos em *nubbins* e *castle koppies*.

Os *nubbins* são caracterizados como uma massa caótica de compartimentos de rocha destacados, apresentando rochas mais angulares ou arredondadas, embora algumas são chanfradas, podendo as suas formas coexistirem (MIGÓN, 2006a). A exposição dessas feições, e em particular, a evacuação do *grus*, faz com que os *nubbins* se tornem desorganizados à medida que caem por gravidade (TWIDALE; VIDAL ROMANÍ, 2005). Os *nubbins* podem se apresentar também como uma exposição de *boulders* sobre sobre um afloramento granítico dômico (TWIDALE; VIDAL ROMANÍ, 2005).

Os *castle koppies*, assim como os *nubbins*, são considerados como inselbergs acastelados e considerados as formas graníticas menos comum (MIGÓN, 2006a; TWIDALE, 2002). Essa feição granítica apresenta uma parte inferior maciça, e uma parte superior constituída por uma série de pilares, lados e fissuras (MIGÓN, 2006a), apresentando um contorno angular que reflete o padrão de fraturas ortogonais amplamente espaçadas e bem desenvolvidas (TWIDALE; VIDAL ROMANÍ, 2005). Esse padrão de fraturamento pode gerar focos de resistências, condicionando o surgimento de *castle koppies*, produzindo um empilhamento de blocos (Figuras 6-A e 6-B).

As rochas pedestal (*pedestal rock*) são outra classe de *tors*, que se caracterizam por consistir essencialmente de duas partes: um pilar estreito ou haste que suporta um topo muito maior, cujo estreitamento da parte inferior é o resultado de um intemperismo mais eficiente em subsuperfície (TWIDALE; CAMPBELL, 1992) (Figura 6-D).

No Nordeste brasileiro, constata-se uma ampla distribuição de *tors* ao longo dos afloramentos graníticos sendo os mais expressivos encontrados em Cabaceiras (PB), Irauçuba (CE), Meruoca (CE) e Caicó (RN).

2.3. Microformas de dissolução

As microformas de dissolução ocorrem ao longo de afloramentos rochosos e tendem a desenvolver-se seguindo fraquezas estruturais tais como fraturas, falhas, veios, xenólitos e enclaves máficos que permitem o desenvolvimento de nichos de intemperismo. Além desse controle estrutural, algumas formas de dissolução se

desenvolvem a partir de um contexto topográfico favorável à acumulação de água. Dentre os tipos de formas de dissolução destacam-se os *tafoni*, *alvéolos*, *caneluras* ou *karrens*, *gnammas* e *flared slopes*.

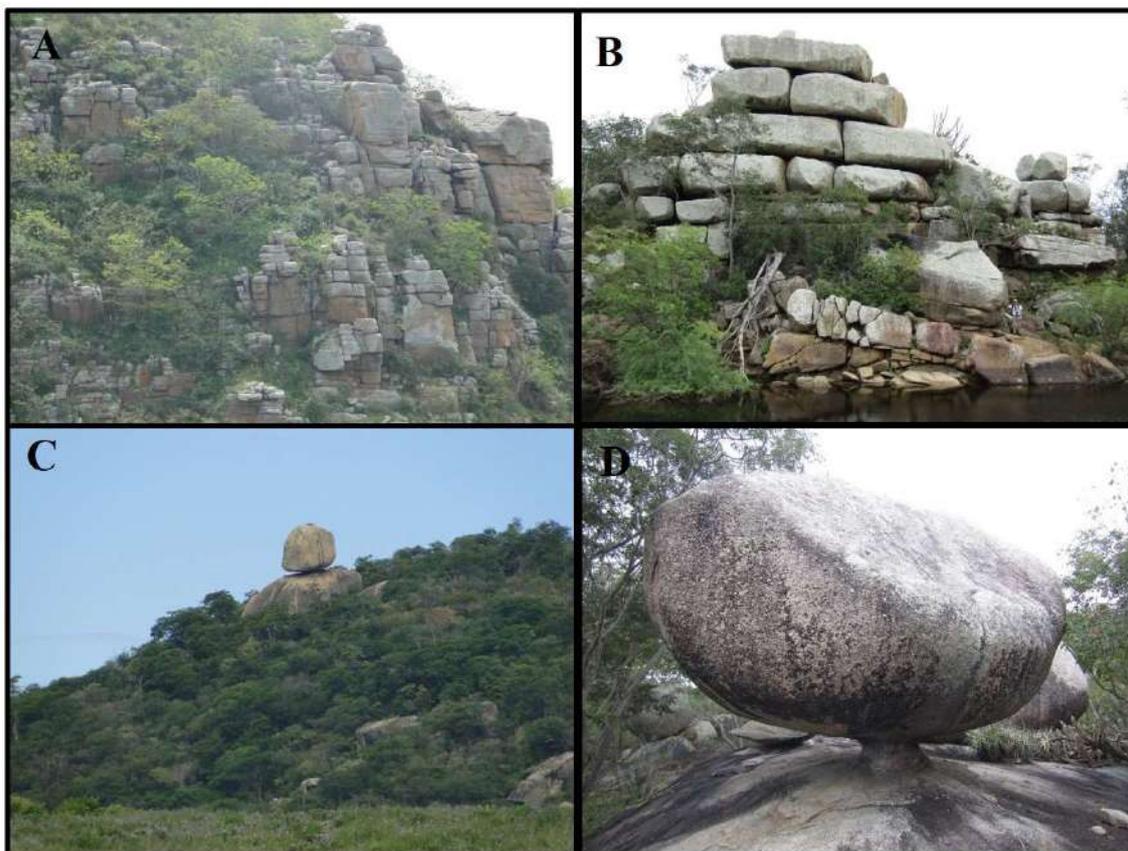


Figura 6. A: *Castle koppie* situado em Piranhas (AL); B: *Castle koppie* situado em Cabaceiras (PB) conhecido como “Saca de Lã” com padrão de faturamento ortogonal; C: *Tor* situado em Conceição (PB); D: *Pedestal rock* situado em Cabaceiras (PB) sustentando um *Boulder* de dimensões métricas. Foto: autores, 2018.

2.3.1. *Tafoni*/Honeycomb/Alvéolos

Tafoni (*tafone*-singular) é um termo proveniente da ilha de Córsega, na França, e que significa perfuração ou janela (ROQUÉ et al., 2013, TWIDALE; VIDAL ROMANÍ, 2005). Também pode ser definido como um oco, produzido por meteorização local em uma face rochosa íngreme (ALLABY, 2013). Tratam-se de formas resultantes do intemperismo cavernoso que normalmente possuem vários metros cúbicos de volume e têm entradas em forma de arco (GOUDIE, 2004) (Figuras 7-B e 7-D) e sua evolução permite o desenvolvimento de outras microformas em seu interior tais como alvéolos e *honeycombs* (MUSTOE, 1982) (Figura 7-C).

A origem dos *tafoni* tem sido associada a diferentes processos tais como erosão eólica, ciclos de umedecimento, haloclastia, termoclastia, crioclastia, dissolução de cimentos carbonatados e intemperismo epigênico (UÑA ÁLVAREZ, 2012). Em termos globais os *tafoni* têm uma distribuição ampla, sendo encontrado em todas as zonas morfoclimáticas da Terra, porém, são mais comuns e melhor desenvolvidos em ambientes

áridos e semiáridos (MIGÓN, 2006; TWIDALE; VIDAL ROMANÍ, 2005), onde a haloclastia exerce maior atividade (VIDAL ROMANÍ; TWIDALE, 2010). Os ambientes permanentemente úmidos parecem não favorecer o desenvolvimento do *tafoni*.

Essas cavidades, segundo Hejl (2005), possuem uma ampla gama de condições que podem controlar a sua formação e desenvolvimento. Assim, os mecanismos de controle da formação dos *tafoni* podem ser agrupados em quatro categorias: 1-propriedades mineralógicas e estruturais das rochas hospedeiras; 2-elementos topográficos independentes da formação do *tafoni* (características da encosta e do relevo pré-existent, como inselbergs ou blocos exumados); 3-As condições gerais do clima e da localização; 4-As condições microclimáticas criadas pelo e no próprio *tafone*.

Os *tafoni* ocorrem em uma ampla gama de tipos de rochas, mas especialmente em granitos de grãos médios e grosseiros, arenitos e calcários (WARD, 2006). Essas cavidades poligênicas e poliformes se formam a partir da expansão de um núcleo que vai progressivamente sendo consumido pelo intemperismo (VIDAL ROMANÍ, 1994). São formas de relevo desenvolvidas nos lados de baixo da estrutura, embora eles também ocorram nas laterais das paredes íngremes das rochas (TWIDALE; VIDAL ROMANÍ, 2005).

Nas diversas ocorrências analisadas no Nordeste brasileiro, os *tafoni* de parede geralmente têm formato alongado e horizontalizado, com uma reentrância erosional na forma de um abrigo cárstico. Em termos regionais merecem destaque os *tafoni* desenvolvidos nos afloramentos graníticos de Quixadá (MAIA et al., 2015) (Figura 7-D) e Irauçuba (LIMA et al., 2019) (CE), Araruna (PB) (MIGÓN; MAIA, 2020) (Figura 7-D) e Itatim (BA) (LIMA; CORRÊA-GOMES, 2015).

Outras feições tafoniformes muito interessantes são aquelas cavidades que se formam na base dos blocos de granito, denominados “*tafoni* basais”. Os melhores exemplos dessas feições são encontrados em Cabaceiras/PB. Tratam-se de feições côncavas que se expandem de forma ascendente da base do bloco granítico consumindo seu interior. Essa expansão amplia-se até o ponto de romper a lateral do bloco, gerando assim um acesso à parte interna do bloco (Figura 7-A).

Os termos *honeycomb*, *stone lattice*, *stone lace*, *alveolar weathering* e feições faveoladas (BIGARELLA, BECKER; SANTOS, 2009) são utilizados como sinônimos e ocorrem em vários tipos de rocha, incluindo arenitos, calcários, xistos e gnaisses (GOUDIE, 2006). Para Twidale e Vidal Romaní (2005), os tamanhos dos alvéolos estão relacionados com o tamanho do grão da rocha. O *honeycomb* é um tipo de intemperismo cavernoso, termo utilizado para descrever pequenos alvéolos, com apenas alguns centímetros de largura e profundidade, que são desenvolvidos tão próximos que são separados por uma parede estreita com apenas milímetros de espessura, e semelhante a um favo de mel (*honeycomb*) (Figura 7-C).

Geralmente ocupam o interior de cavidades maiores com tamanhos individuais que variam de escala centimétrica a decimétrica. Dessa forma, pode ocorrer nas paredes interiores dos *tafoni*, inferindo-se que o desenvolvimento do *honeycomb* é um estágio

inicial do processo de evolução do *tafoni* (TWIDALE; VIDAL ROMANÍ, 2005), sendo muitas vezes pensadas como uma versão pequena de vários *tafoni* (HUGGETT, 2007).

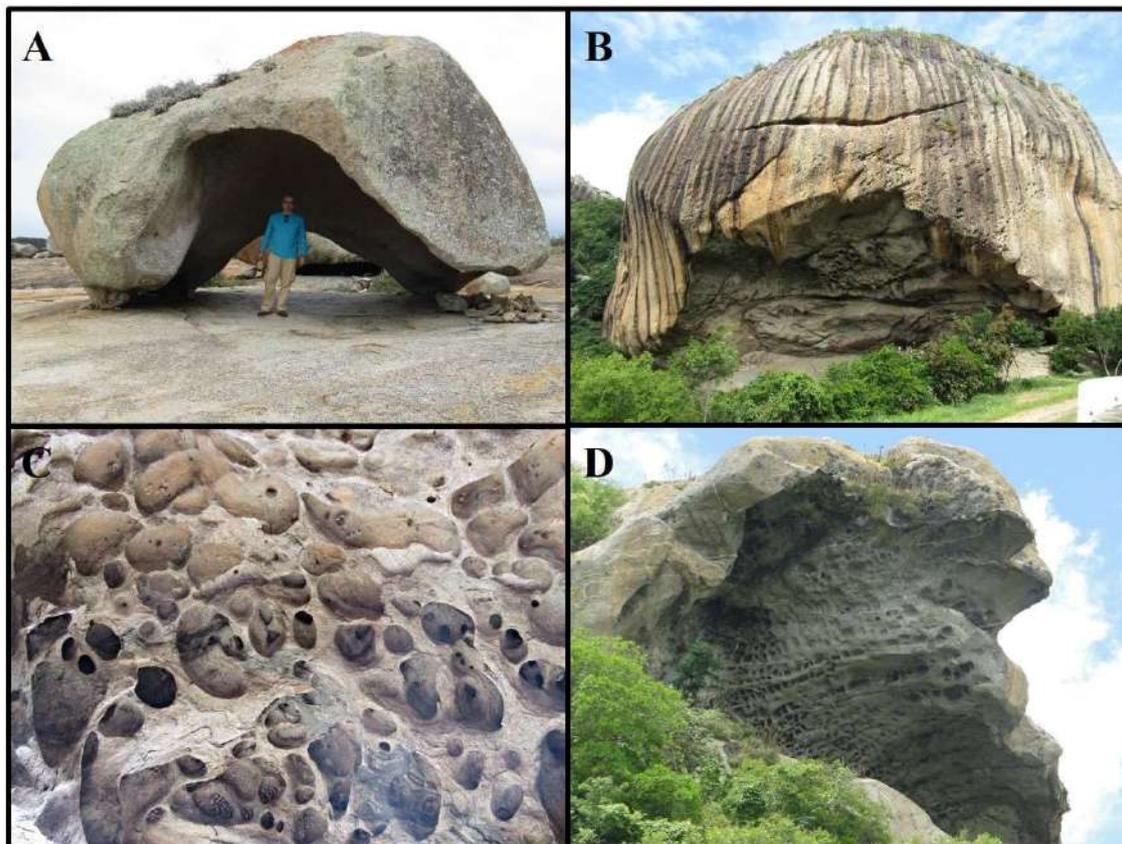


Figura 7. A: *Tafone* basal situado em Conceição (PB) conhecido como “Pedra do Capacete”; B: *Tafone* desenvolvido em inselberg dômico (Araruna/PB), cujo setor apresenta os maiores *tafoni* da Província Borborema; C: Desenvolvimento de *honeycombs* em Irauçuba/CE; D: *Honeycombs* desenvolvidos no teto de um *tafone* em Quixadá (CE). Foto: autores, 2018.

2.3.2. Canelura/Karren

Karren ou caneluras são sulcos formados sobre superfícies rochosas inclinadas e/ou verticais, variando em tamanho, sinuosidade e seção transversal (MIGÓN, 2006a) (Figura 8). Estes sulcos também são conhecidos como *rille*, *granitrille*, *silikatrille*, *karren* e *pseudokarren* em alemão; *lapiés* e *cannelures* em francês; *lapiáz* e *acanaladuras* em espanhol, entre outros (GOUDIE, 2006; HUGGETT, 2007; TWIDALE; VIDAL ROMANÍ, 2005). No entanto *karren* é a terminologia mais usada internacionalmente (PILÓ, 2000).

As formas isoladas de *karrens* ocorrem, mas os sistemas de sulcos paralelos são muito mais comuns (MIGÓN, 2006a). A ocorrência de *karren* é muito ampla, sendo identificados em diferentes domínios morfoclimáticos da Terra, sejam úmidos ou áridos (MIGÓN, 2006a). Essas microformas podem ocorrer em *boulders* isolados, *tors* e afloramentos (MIGÓN, 2006a).

Karren são geralmente considerados como um dos fenômenos típicos de superfície cárstica associados com rochas carbonáticas (GOUDIE, 2006; HUGGETT, 2007; PILÓ, 2000), porém, são muito frequentes em granitos (MIGÓN, 2006a). No entanto, os *karren*

desenvolvidos em granitos são menos diversificados do que os de calcários, pois a maioria dos *karren* graníticos apresentam uma ampla seção transversal em forma de U e são bastante rasas, tendendo a seguir linhas retas com sentido para baixo (MIGÓN, 2006a).

No Nordeste brasileiro as maiores ocorrências de *karren* foram observadas nos afloramentos de Quixadá (CE) (BRANNER, 1962) (Figura 8-B) e Araruna (PB) (Figura 8-C e 8-D) em granitos pórfiros ricos em feldspatos. Goudie (2006) considera que o desenvolvimento de *karren* é principalmente afetado pelo tipo e intensidade de processos químicos que atacam a rocha; pela característica da rocha, incluindo litologia, estrutura e a relação com a topografia circundante; pela natureza da crosta superficial; e o pelo tempo disponível, e as mudanças nas condições durante esse tempo para que os processos atuem.

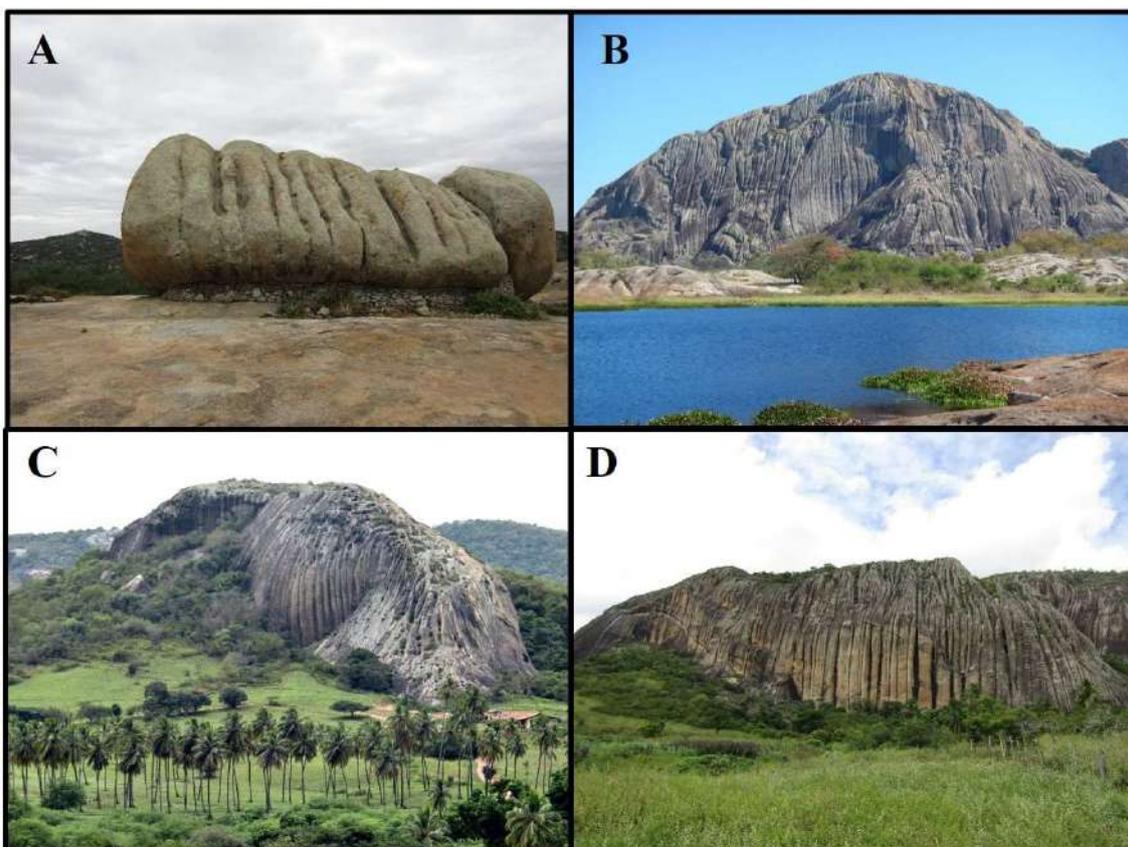


Figura 8. A: Sulcos de erosão (*karren*) desenvolvidos sobre um *boulder* em Cabaceiras (PB); B: Caneluras desenvolvidas sobre uma vertente escarpada de um inselberg em Quixadá (CE); C e D: Caneluras (*karren*) bastante desenvolvidas nas encostas de inselbergs em Araruna (PB). Foto: autores, 2018.

2.3.3. Bacia de Dissolução/Gnammas/Vasques

As bacias de dissolução (*weathering pits*) também são conhecidas como *rock basins*; *gnammas* na Austrália; *verwitterungsnäpfe*, *opferkessel*, *baumverfallspingen*, *felsschüssel* e *dellen* em alemão; *kociolki* na Polônia; *pias*, *cassolas* e *pilancones* em espanhol; *tanques* e *vasques* em Francês (MIGÓN, 2006a; TWIDALE; VIDAL ROMANÍ, 2005). Tais feições são identificadas em vários tipos de rochas silicásticas, com maior frequência em granitos e arenitos (GOUDIE, 2006; MIGÓN, 2006a) e possuem ampla distribuição geográfica.

As bacias de dissolução se caracterizam como pequenas depressões fechadas de variadas formas e tamanhos, podendo ser circulares, elípticas ou ovais, cujo diâmetro é normalmente da ordem decimétrica a métrica (TWIDALE; VIDAL ROMANÍ, 2005) (Figura 9). São formadas em afloramentos planos ou suavemente inclinados de calcário, granito, basalto, gnaiss, entre outros tipos de rocha (HUGGETT, 2007; MIGÓN, 2006a).

Muitas bacias de dissolução desenvolvidas em granitos apresentam forte relação com os enclaves que a geraram, sobretudo em seu estágio inicial de evolução, porém, a presença de enclaves não constitui um pré-requisito para a formação de *gnammas* mas sim um facilitador geomorfológico para sua formação. Em estágios mais avançados elas apresentam a forma côncava, com perfil esférico ou ovalado. Seu formato pode ser similar ao de uma marmitta, porém, completamente diferente do ponto de vista genético.

A origem das bacias de dissolução (*weathering pits*) e seu desenvolvimento ao longo do tempo ainda não é completamente explicada (GOUDIE, 2006). A maioria dos autores aceita o papel fundamental da estagnação da água da chuva nas depressões das superfícies das rochas; já outros indicam os processos químicos de solução como fundamentais; outros observam evidências de processos como a hidratação ou a ação mecânica da geada e do sal, além do intemperismo bioquímico (GOUDIE, 2006; MIGÓN, 2006a).

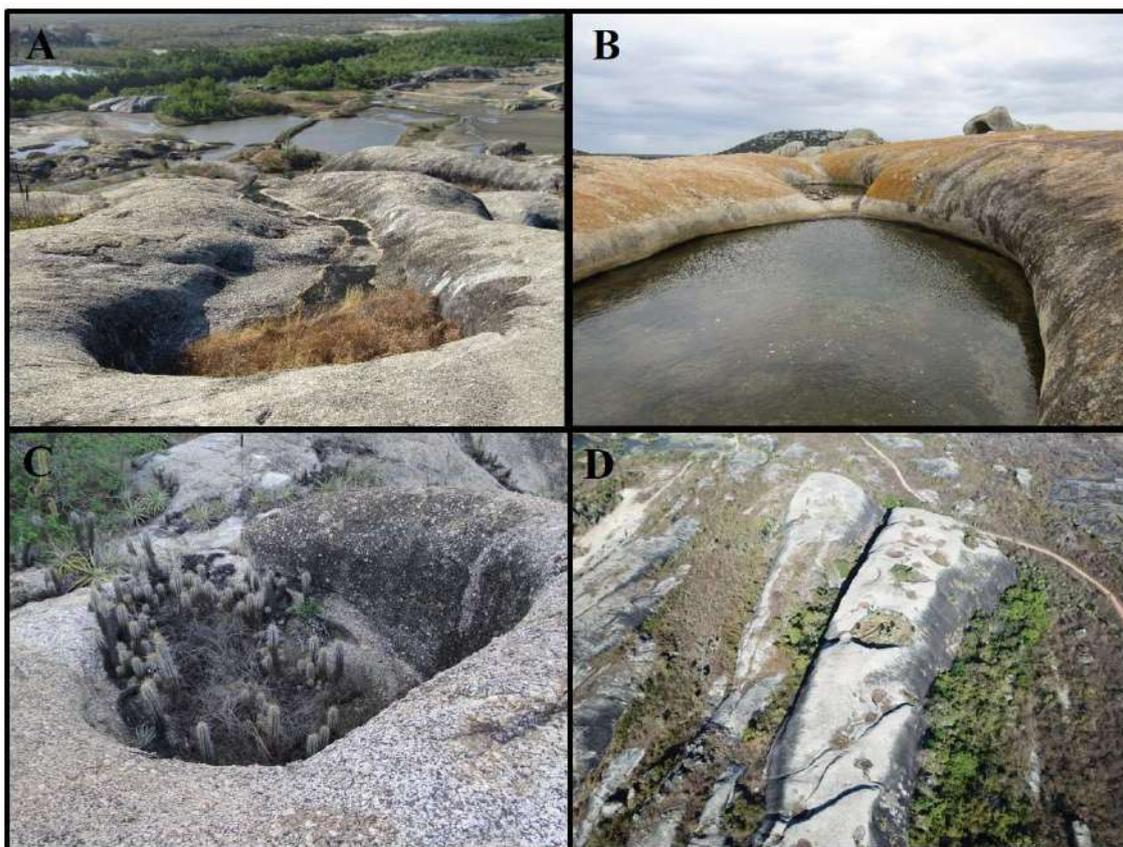


Figura 9. A: Início da evolução de uma *gnamma* contribuindo com o desenvolvimento de um *karrem* em Chaval (CE); B: Bacia de dissolução em Cabaceiras (PB); C: Bacia de dissolução em Quixadá (CE); D: Imagem aérea de *gnammas* desenvolvidas no topo de inselbergs dômicos em Chaval (CE). Foto: autores, 2019.

2.3.4. Flared Slope

As concavidades basais que ocorrem na base de afloramentos verticalizados são chamadas de *flared slopes* (TWIDALE, 1982; TWIDALE; VIDAL ROMANÍ, 2005) e podem estar associadas a paleoníveis de meteorização, alçados atualmente pelo rebaixamento erosivo do embasamento adjacente (Figura 10).

As *flared slopes* apresentam tamanhos variados, mesmo ao longo de um único afloramento, variando de dimensões decimétricas a métricas (MIGÓN, 2006b; TWIDALE; VIDAL ROMANÍ, 2005). As *flared slopes* podem ocorrer em vários níveis de altura, um acima do outro sendo conhecidos como *multiple flares* (MIGÓN, 2006a).

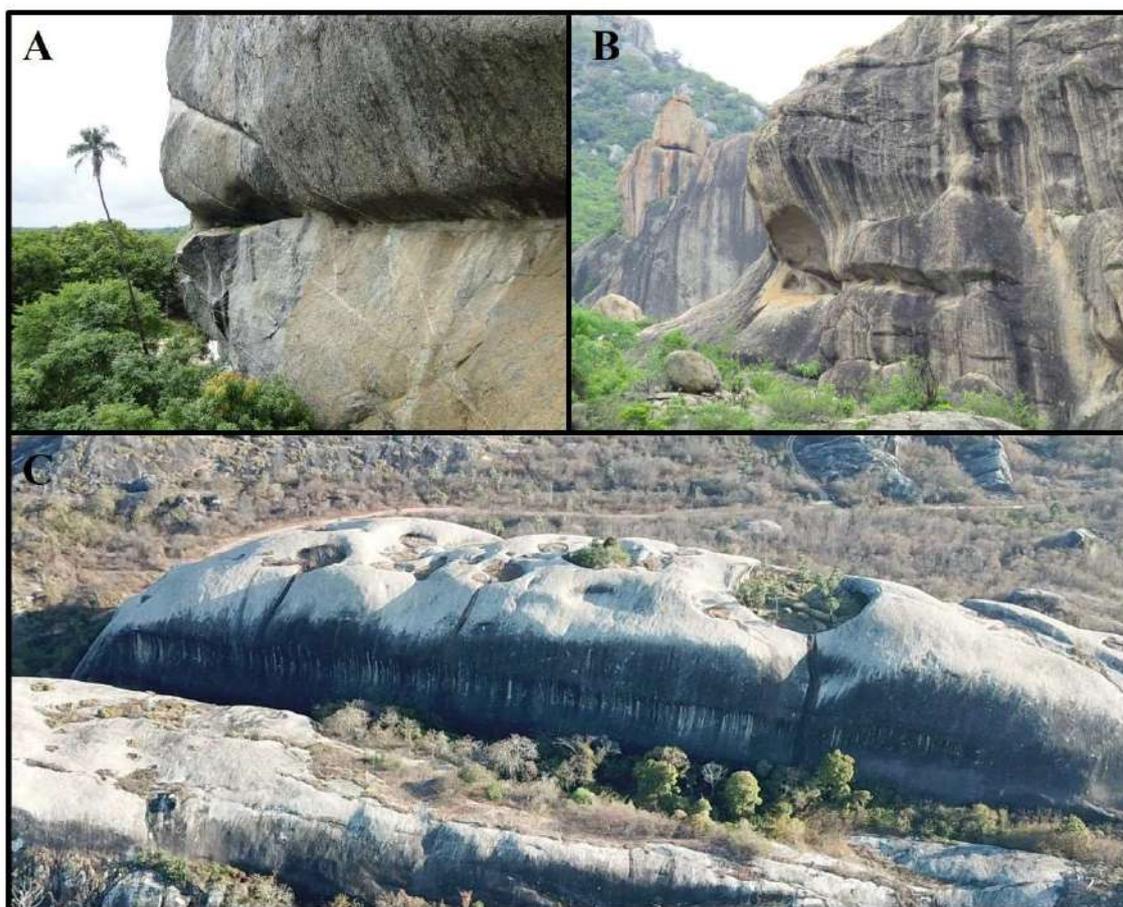


Figura 10. *Flared* (intemperismo negativo) desenvolvido em vertentes escarpadas de inselbergs graníticos em A-Quixadá (CE), B-Irauçuba (CE) e C-Chaval (CE). Observar o desenvolvimento de gnammas no topo do inselberg na Figura 10-C. Foto: autores, 2018.

As *flared slopes* ocorrem com maior frequência nas bases ou nas partes mais baixas das colinas e nos lados de *boulders* isolados, podendo também acompanhar formas de relevo em grande escala, sendo encontrados nas encostas de inselbergs e *bornhardts* (MIGÓN, 2006b; TWIDALE; VIDAL ROMANÍ, 2005). As *flared slopes* foram observadas e descritas em várias partes do mundo, em climas frios e quentes, áridos e úmidos, em áreas interiores e costeiras, terras altas e baixas, e em vários tipos de rocha, no entanto, são melhores e mais frequentemente desenvolvidas em rochas graníticas (TWIDALE; VIDAL ROMANÍ, 2005).

O modelo da etchplanação adequa-se muito bem para explicar a evolução dessas formas, pois pressupõe um período de estabilidade da superfície, durante o qual as *flared slopes* podem se desenvolver em subsuperfície, para serem posteriormente expostas (TWIDALE; VIDAL ROMANÍ, 2005).

2.3. Microformas de fraturamento

As feições graníticas de fraturamento merecem destaque pela sua singularidade e ocorrência no NE brasileiro, sendo elas o *split rock* e a *poligonal cracking*. Tais feições foram hierarquizadas na presente abordagem como microformas de fraturamento, tendo em vista seus aspectos morfológicos indicarem tais origens.

Cabe destacar que algumas feições graníticas anteriormente destacadas como de dissolução podem ter sua gênese associada a eventos de fraturamento, que provocaram planos de descontinuidade na rocha, permitindo e/ou facilitando a ação química, como é o caso de alguns *tafoni* associados a fraturas. Ou seja, os processos físicos e químicos ocorrem de forma conjunta.

2.3.1. Split Rock

Um dos componentes mais característicos de paisagens de granito são *boulders*, que ocorrem de forma isolada ou aglomerada (*clusters*). A maior evolução de *boulders* inclui endurecimento de capa, desenvolvimento de *tafoni* e divisão da rocha ao longo das fraturas verticais, levando à destruição do *boulder* (MIGÓN; GOUDIE, 2000).

Nesse sentido, muitos *boulders* são divididos em duas partes como resultado do desenvolvimento de fraturas, sendo denominado de *split rocks* (TWIDALE; VIDAL ROMANÍ, 2005) (Figura 11). De acordo Migón (2006a), não é incomum que os *boulders* sejam divididos em duas partes ao longo de uma única fratura vertical. Segundo o autor, essa divisão é melhor vista como uma resposta à distribuição do *stress* sofrido pelo peso da própria rocha, portanto, sem relação com as condições ambientais. O *stress* é liberado ao longo de uma fratura pré-existente ou latente, que se abre causando a divisão do *boulder* em duas ou mais partes (MIGÓN, 2006a). Esse tipo de feição é muito comum no município de Cabaceiras (PB) (Figuras 11-B e 11-C).

2.3.2. Poligonal Cracking

Algumas superfícies de *boulders* e afloramentos rochosos exibem redes de rachaduras rasas (*cracking*), que descrevem polígonos de geometria variável (MIGÓN, 2006b). Onde a *cracking* está bem desenvolvida, as superfícies das rochas têm a aparência de uma concha de tartaruga ou pele de crocodilo, cujo o fenômeno é comumente chamado de *tortoise-shell weathering* (WILLIAMS; ROBINSON, 1989).

As *cracking* descrevem polígonos, geralmente planos, pentagonais ou hexagonais, embora também ocorram padrões retilíneos e radiais (MIGÓN, 2006a). Contudo, o padrão mais comum é o ortogonal, com a forma irregular, apresentando polígonos de diferentes formas e tamanhos (TWIDALE; VIDAL ROMANÍ, 2005). A geometria das redes poligonais pode estar relacionada à textura da rocha, com padrões mais regulares desenvolvidas em uma rocha mais homogênea (MIGÓN, 2006a).

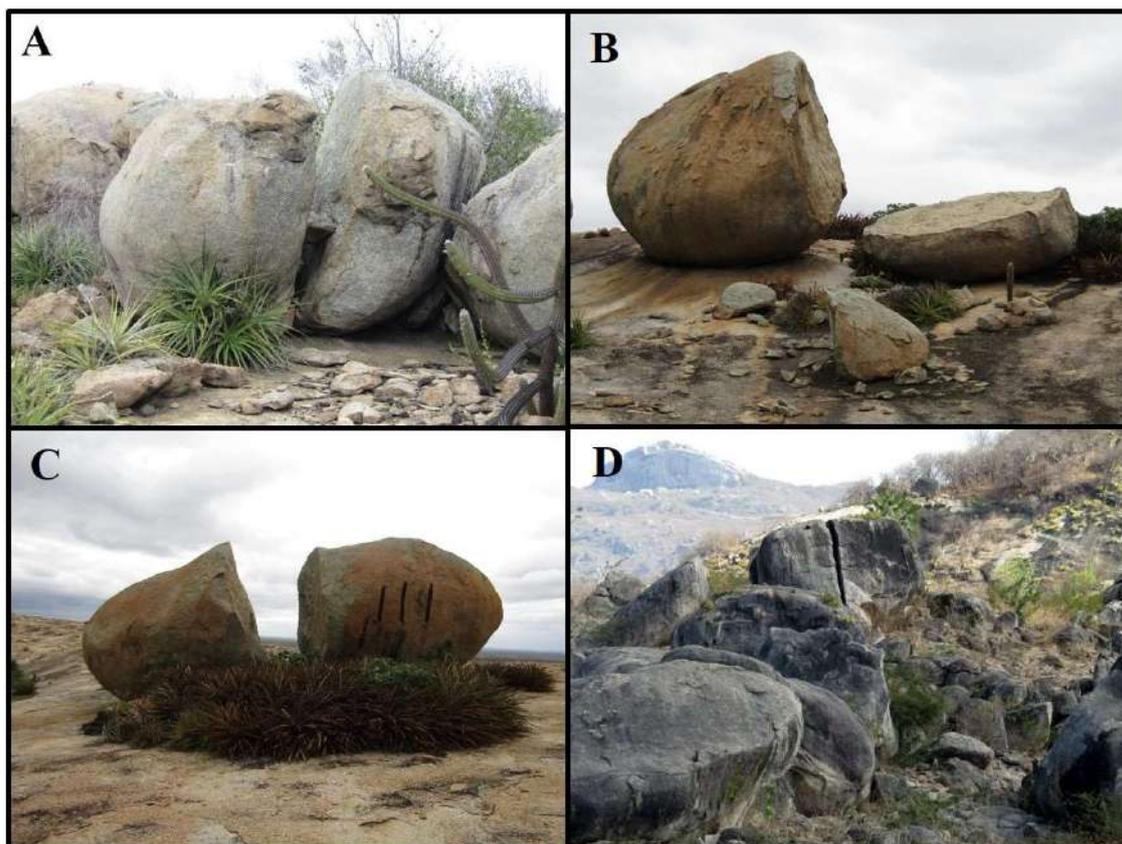


Figura 11. Exemplos de *split rock* (Boulders partidos ao meio) em A-Itapajé (CE), B e C – Cabaceiras e D -Irauçuba (CE). Foto: autores, 2018.

A *polygonal cracking* não se restringe às rochas graníticas, ocorrendo em uma variedade de tipos de rochas (WILLIAMS; ROBINSON, 1989) (Figura 12). As rochas graníticas nas quais a *polygonal cracking* se desenvolvem apresentam características equigranulares e de grãos médios, embora também tenham sido observados exemplos em rochas aplíticas (com grãos finos), contudo, onde o granito é porfírico (com grãos grosseiros), geralmente, não se observa *polygonal cracking* (TWIDALE; VIDAL ROMANÍ, 2005).

A origem dessas microformas não é totalmente compreendida e muitas explicações foram oferecidas, sendo a maioria delas específicas do local onde a *polygonal cracking* ocorre (MIGÓN, 2006a), não cabendo uma regra global. Williams e Robinson (1989) revisaram a maiorias das teorias propostas e concluíram que a *cracking* é causalmente relacionada à teoria da *surface crusting* (crosta superficial), inferindo que a *cracking* pode ser uma consequência direta da formação de crosta, ou uma consequência indireta, associada ao caráter frágil de algumas crostas que as tornam mais suscetíveis a *cracking* quando submetidas a tensões causadas por mudanças de temperatura e umidade.

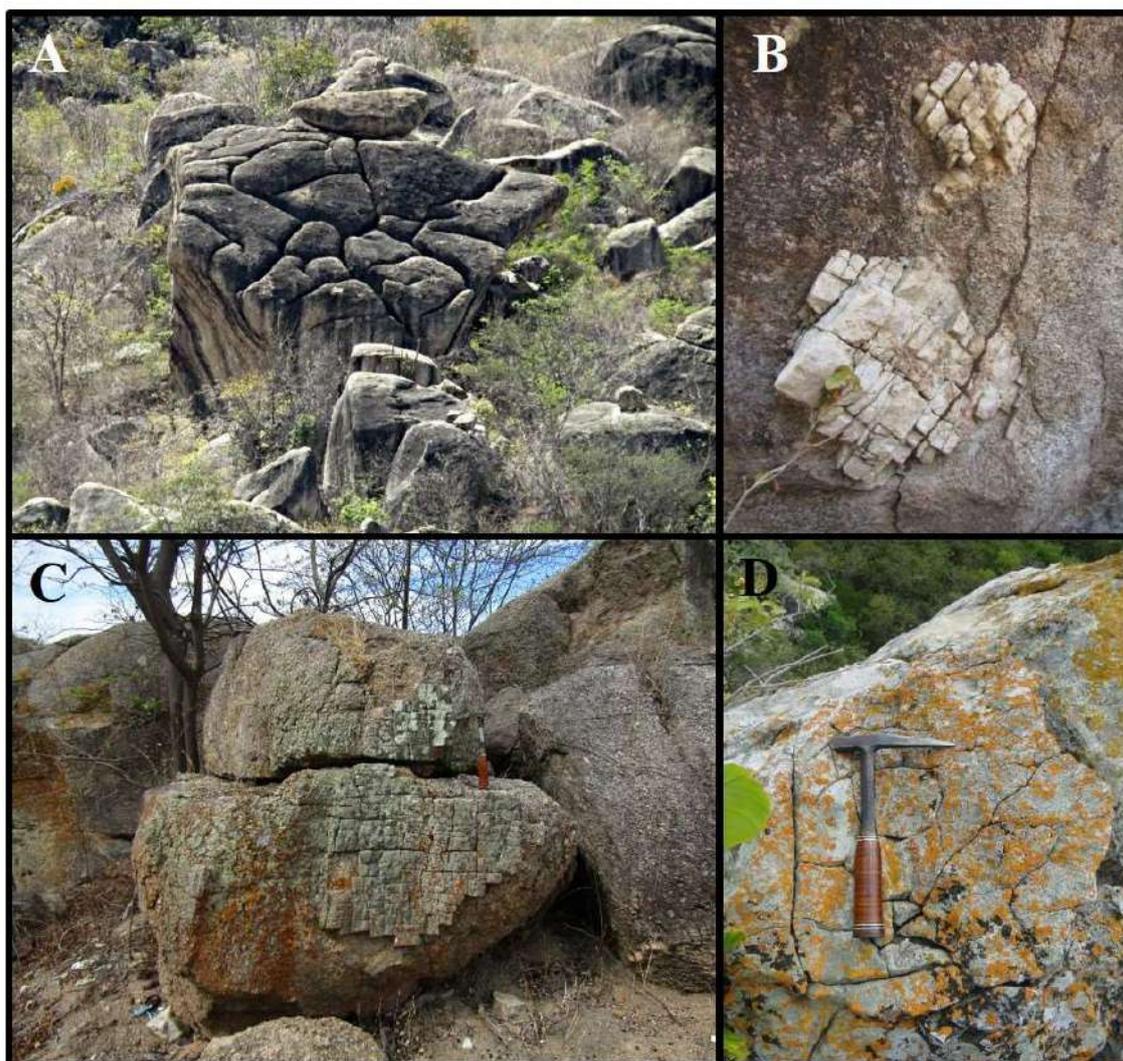


Figura 12. Diferentes exemplos de *poligonal cracking* no entorno do maciço de Uruburetama (CE) (A, B e C) e num afloramento na base de um inselberg em Aracoiaba (CE). Foto: autores, 2019.

3. CONCLUSÃO

Os relevos graníticos constituem importantes representantes morfoestruturais em termos regionais para o Nordeste brasileiro e guardam relevantes informações capazes de contribuir com a interpretação da morfogênese regional. A presente proposta pretende contribuir com uma melhor adaptação taxonômica dessas morfologias visando a utilização de terminologias internacionalmente reconhecidas, para que possamos fazer correlações dos termos locais com terminologias internacionais. Mesmo com avanços taxonômicos a geomorfologia de granitos no Nordeste brasileiro ainda tem muitas lacunas interpretativas a serem desvendadas acerca da gênese de algumas microformas que ainda constituem problemas geomorfológicos internacionais. Para tanto, espera-se que as pesquisas geomorfológicas regionais possam aplicar métodos geocronológicos capazes de contribuir na interpretação da origem desses relevos.

Referências Bibliográficas

- ALLABY, M. **A dictionary of geology and earth sciences**. 4. ed. New York: Oxford University Press, 2013. 672 p.
- BÉTARD, F.; PEULVAST, J. P.; CLAUDINO SALES, V. Avanços recentes na geomorfologia e pedologia do Estado do Ceará: o caso do maciço de Baturité e sua superfície de piso. **VII Simpósio Nacional de Geomorfologia e II Encontro Latino-Americano de Geomorfologia**. Belo Horizonte, p. 1-11, 2008.
- BÉTARD, F. Montagnes humides au cœur du Nordeste brésilien semi-aride: "montagnes-refuges" et châteaux d'eau. **Norois**, v. 207, n. 2, p.35-53, 2008.
- BIGARELLA, J. J.; ANDRADE, G. O. Considerações sobre a estratigrafia dos sedimentos cenozoicos em Pernambuco (Grupo Barreiras). **Instituto de Ciências da Terra**, Recife, v. 2, p. 2-14, 1964.
- BIGARELLA, J. J.; BECKER, R. D.; SANTOS, G. F. **Estrutura e Origem das Paisagens Tropicais**. 2. ed. Florianópolis: Ed. UFSC, 2009. 425 p.
- BRANNER, J. C. Caneluras e caldeirões nos granitos nos trópicos. **Boletim Geográfico**, Rio de Janeiro, v. 20, n. 171, p. 621-634, 1962.
- BRASIL. Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística. **Manual Técnico de Geomorfologia**. 2. ed. Rio de Janeiro: IBGE, 2009. 182 p.
- BÜDEL, J. **Climatic geomorphologie**. Tradução de L. Fischer e D. Busche. New Jersey: Princenton University Press, 1982. 443 p.
- CAMPBELL, E. M. Granite landform. **Journal of the Royal Society of Western Australia**, v. 80, n. 3, p. 101-112, 1997.
- CAMPBELL, E. M.; TWIDALE, Charles Rowland. Lithologic and climatic convergence in granite morphology. **Caderno Laboratório Xeolóxico de Laxe**, v. 20, p. 381-403, 1995.
- CORDEIRO, A. M. N.; BASTOS, F. H.; MAIA, R. P. Formações concrecionárias e aspectos genéticos e evolutivos do maciço do Quincuncá, Província Borborema, Nordeste do Brasil. **Revista Brasileira de Geomorfologia**. v. 19, n. 2, p. 359-372, 2018.
- CORRÊA, A.; TAVARES, B. A. C.; MONTEIRO, K. A.; CAVALCANTI, L. C. S.; LIRA, D. R. Megageomorfologia e morfoestrutura do Planalto da Borborema. **Revista do Instituto Geológico**, v. 31, n. 1, p. 35-52, 2010.
- DRESCH, J. Les problèmes morphologiques du Nord-Est brésilien. **Z. Geomorphol**, v. 1, p. 289-301, 1957.
- DRESCH, J. Pedimentos, "glacis" de erosão, pediplanícies e *inselbergs*. **Notícia Geomorfológica**, Campinas, n. 9, p.1-15, 1962.
- EHLEN, J. Tor. In: GOUDIE, A. S. **Encyclopedia of geomorphology**. Londres: Taylor & Francis e-Library, 2006. p. 1054-1056.
- FAIRBRIDGE, R. W. **The Encyclopedia of geomorphology**. New York: Reinhold, 1968. 1295 p.
- GOUDIE, A. S. **Encyclopedia of Geomorphology**. Vol. 1. International Geomorphology Union, 2004. 1156 p.

- GOUDIE, H. S. Karren. In: GOUDIE, A. S. **Encyclopedia of geomorphology**. Londres: Taylor & Francis e-Library, 2006. p. 583-585.
- GOUDIE, H. S. Honeycomb weathering. In: GOUDIE, A. S. **Encyclopedia of geomorphology**. Londres: Taylor & Francis e-Library, 2006. 530 p.
- HUGGETT, R. J. **Fundamentals of geomorphology**. 2. ed. Londres: Taylor & Francis e-Library, 2007. 483 p.
- KING, L. C. A Geomorfologia do Brasil Oriental. **Revista Brasileira de Geografia**, v. 18, n. 2, p. 147-265, 1956.
- KING, L. C. A theory of bornhardts. **Geographical Journal**, v. 112, p. 83-87, 1949.
- LIMA, G. M. P.; CORRÊA-GOMES, L. C. Itatim geomorphological site: Largest concentration of inselbergs in Brazil. In VIEIRA B.C.; SALGADO A. A. R., SANTOS L. J. C. (Org.). **Landscapes and landforms of Brazil**. Springer: Dordrecht, 2015. P. 371-380.
- LIMA, D. L. S.; BASTOS, F. H.; CORDEIRO, A. M. N.; MAIA, R. P. Geomorfologia granítica do Maciço de Uruburetama, Ceará, Brasil. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 20, n. 2, p. 373-395, 2019.
- LIMA, M. G. **A História do Intemperismo na Província Borborema Oriental, Nordeste do Brasil: Implicações Paleoclimáticas e Tectônicas**. 593f. Tese (Doutorado em Geodinâmica e Geofísica) - Programa de Pós-Graduação em Geodinâmica e Geofísica, Universidade Federal do Rio Grande do Norte, Natal, 2008.
- LIMA, D. L. S. **Geomorfologia em estruturas graníticas: o caso do Maciço de Uruburetama, Ceará, Brasil**. 258f. Dissertação (Mestrado em Geografia) - Programa de Pós-Graduação em Geografia, Universidade Estadual do Ceará, Fortaleza, 2018.
- MABBUTT, J. A. Basal surface or weathering front. **Proceedings of the Geologists' Association**, v. 72, p. 357-358, 1961.
- MABESOONE, J. M.; CASTRO, C. Desenvolvimento geomorfológico do nordeste brasileiro. **Boletim do Núcleo Nordeste da Sociedade Brasileira de Geologia**, v. 3, p. 5-35, 1975.
- MAIA, R. P.; BEZERRA, H. R.; MASCIMENTO, M. A. L.; CASTRO, H. S.; MEDEIROS, A. J. A.; ROTHIS, L. M. Geomorfologia do campo de inselbergues de Quixadá, Nordeste do Brasil. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 16, n. 2, p. 239-253, 2015.
- MAIA, R. P.; BASTOS, F. H.; NASCIMENTO, M. A. L.; LIMA, D. L. S.; CORDEIRO, A. M. N. **Paisagens Graníticas do Nordeste Brasileiro**. Fortaleza: Edições UFC, 2018. 104 p.
- MAIA, R. P.; NASCIMENTO, M. A. L. Relevos graníticos do Nordeste brasileiro. **Revista Brasileira de Geomorfologia**. v. 19, n. 2, p. 373-389, 2018.
- MATMON, A.; MUSHKIN, Y.; ENZEL, T.; GRODEK, ASTER, T. Erosion of a granite inselberg, Gross Spitzkoppe, Namib Desert. **Geomorphology**, Amsterdam, v. 201, p. 52-59, 2013.
- MIGÓN, P. **Geomorphological landscapes of the world: granite landscapes of the world**. Oxford University Press Inc., New York. 2006a. 417 p.

- MIGÓN, P. Bornhardt. In: GOUDIE, A. S. **Encyclopedia of geomorphology**. Londres: Taylor & Francis e-Library, 2006b, p. 92-93.
- MIGÓN, P. Granite geomorphology. In: GOUDIE, Andrew S. **Encyclopedia of geomorphology**. Londres: Taylor & Francis e-Library, 2006c, p. 490-493.
- MIGÓN, P. Inselberg. In: GOUDIE, A. S. **Encyclopedia of geomorphology**. Londres: Taylor & Francis e-Library, 2006d, p. 564-566.
- MIGÓN, P.; GOUDIE, A. Granite Landforms of the Central Namib. *Acta Universitatis Carolinae. Geographica*, v. 35, p. 17-38, 2000.
- MIGÓN, P.; MAIA, R. P. Pedra da Boca, Pai Mateus, and Quixadá-Three Possible Key Geoheritage Sites in Northeast Brazil. **Geoheritage**, v.12, n. 51, 20 p, 2020.
- MUSTOE, G. E. The origin of honeycomb weathering. **Geological Society of America Bulletin**, v. 93, p. 108-115, 1982.
- NEVES, S. P.; VAUCHEZ, A.; ARCHANJO, C. J. Shear zone-controlled magma emplacement or magma assisted nucleation of shear zones? Insights from northeastern Brasil. **Tectonophysics**, v. 262, p. 349-364, 1995.
- PEULVAST J. P.; BÉTARD F. A history of basin inversion, scarp retreat and shallow denudation: The Araripe basin as a keystone for understanding long-term landscape evolution in NE Brazil. **Geomorphology**, v. 233, p. 20-40, 2015.
- PILÓ, L. Geomorfologia Cárstica. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 1, n. 1, p. 88-102, 2000.
- ROMER, W. Differential weathering and erosion in an inselberg landscape in southern Zimbabwe: A morphometric study and some notes on factors influencing the long-term development of inselbergs. **Geomorphology**, v. 86, p. 349-368, 2007.
- ROQUÉ, C.; ZARROCA, M.; LINARES, R. Subsurface initiation of tafoni in granite terrains - Geophysical evidence from NE Spain: Geomorphological implications. **Geomorphology**, v. 196, p. 94-105, 2013.
- SALGADO, A. A. R. Superfície de aplainamento: antigos paradigmas revistos pela ótica dos novos conhecimentos geomorfológicos. **Revista Geografias**, v. 3, n. 1, p. 64-78, 2007.
- SOUZA, M. J. N.; OLIVEIRA, V. P. V. Os Enclaves úmidos e subúmidos do semiárido do Nordeste brasileiro. **Mercator**, v. 5, n. 9, p. 85-102, 2006.
- THOMAS, M. F. **Geomorphology in the tropics: a study of weathering and denudation in low latitudes**. Chischester: Publisher John Wiley and Sons, 1994. 460 p.
- THOMAS, M. F. Granite landforms: a review of some recurrent problems in interpretation. In: BROWN, E. H.; WATERS, R. S. (Eds.). **Progress in Geomorphology**. Institute of British Geographers Special Publication, 1974. p. 13-35.
- TORQUATO, R. F. J.; ALMEIDA, A. R.; SIDRIM, A. C. G.; MARANHÃO, C. M. L.; PARENTE, C. V.; TORQUATO, J. R. F.; NETO, A. N.; FILHO, J. F. A.; SOUZA, J. V.; SOUZA, M. J. N.; ARTHAUD, M. H. Granitoides de Quixadá: região de Quixadá e Solonópole. **Revista de Geologia**, v. 2, n. 1, 1989.
- TWIDALE, C. R. The origin of bornhardts. **Journal of the Geological Society of Australia**, v. 27, p. 195-208, 1980.

- TWIDALE, C. R. Granitic inselbergs: domed, block-strewn and castellated. **The Geographical Journal**, v. 147, n. 1, p. 54-71, 1982.
- TWIDALE, C. R. The research frontier and beyond: granitic terrains. **Geomorphology**, v. 7, n. 3, p. 187-223, 1993.
- TWIDALE, C. R. Granitic bornhardts: their morphology, characteristics and origins. **Bulletin Geological Society of Malayjia**, v. 42, p. 237-255, 1998.
- TWIDALE, C. R. The two-stage concept of landform and landscape development involving etching: origin, development and implications of an idea. **Earth-Science Reviews**, v. 57, p. 37-74, 2002.
- TWIDALE C. R.; CAMPBELL E. M. On the origin of pedestal rocks. **Zeitschrift für Geomorphologie**, v. 36, p. 1-13, 1992.
- TWIDALE, C. R.; LAGEAT, Y. Climatic geomorphology: a critique. **Progress in Physical Geography**, v.18, n. 3, p. 319-334, 1994.
- TWIDALE, C. R; VIDAL ROMANÍ, J. R. **Landforms and Geology of Granite Terrains**. 1. ed. Editora : CRC Press, 2005. 362 p.
- UÑA ÁLVAREZ, E. Description and nomenclature of the tafoni features (cavernous rock forms). Research approaches in granite terrains. **Cadernos do Laboratório Xeolóxico de Laxe**, n. 33, p. 65-82, 2008.
- UÑA ÁLVAREZ, E. Interpretación de sistemas naturales complejos: el problema de los tafoni. **Boletín de la Asociación de Geógrafos Españoles**, v. 60, p. 349-368, 2012.
- VIDAL ROMANÍ, J. R. Microformas graníticas tipo tafoni (cachola) y gnamma (pia): un micromodelado sin relacion con el clima o la estacionalidad. **Cadernos do Laboratório Xeolóxico de Laxe**, v. 7, p. 273-277, 1984.
- VIDAL ROMANÍ, J. R. Forms and structural fabric in granite rocks. **Cadernos do Laboratório Xeolóxico de Laxe**, v. 33, p. 175-198, 2008.
- VIDAL ROMANI, J. R.; TWIDALE, C. R. Structural or climatic control in granite landforms? The development of sheet structure, foliation, boudinage, and related features. **Cadernos do Laboratório Xeolóxico de Laxe**, v. 35, p. 189-208, 2010.
- WARD, S. Tafoni. In: GOUDIE, Andrew S. **Encyclopedia of geomorphology**. Londres: Taylor & Francis e-Library, 2006. p. 1034-1035.
- WILLIAMS, R.; ROBINSON, D. Origin and distribution of polygonal cracking of rock surfaces. **Geografiska Annaler**, v. 71, n. 3/4, p. 145-159, 1989.

27. REVISITANDO OS MODELOS CLÁSSICOS DE EVOLUÇÃO DO RELEVO

Daniel Peifer¹ & Cristina Helena Ribeiro Augustin²

¹GeotecLab, CPMTc, Instituto de Geociências, Universidade Federal de Minas Gerais;
peiferdaniel@gmail.com

²Departamento de Geografia, Instituto de Geociências, Universidade Federal de Minas Gerais;
cristinaaugustin@gmail.com

Resumo: O papel da teoria, embora sujeita a outras interpretações, é fornecer princípios gerais e ideias, de maneira a guiar e organizar a pesquisa de um tema ou objeto de estudo, embasando seu progresso científico. A Geomorfologia como ciência tem como objeto de estudo as formas de relevo da Terra, incluindo as dos fundos oceânicos e a de outros planetas e satélites, na denominada geomorfologia planetária. Assim, ela busca o entendimento da evolução do modelado, sua dinâmica, processos e seus mecanismos, bem como a identificação e explicação das características e padrões de formas e da sua distribuição espacial. Para isto, os geomorfólogos lançam mão de fundamentações teóricas que auxiliam no estabelecimento da conexão entre o observado e o abstrato, possibilitando tirar conclusões sobre o fenômeno estudado e, eventualmente, formular generalizações e princípios durante este processo. Essa fundamentação tem sido construída ao longo do tempo com várias contribuições à compreensão do desenvolvimento do modelado, possibilitando o estabelecimento da conexão entre os fatos individuais e causas comuns entre eles. Este capítulo propõe um repensar crítico dos modelos clássicos de evolução do relevo, da Teoria do Ciclo Geográfico de Davis até as formas de relevo estacionário e o equilíbrio dinâmico de Gilbert e Hack, que marcaram os estágios iniciais da Geomorfologia. Exploramos aqui diversos conceitos geomorfológicos clássicos tais como nível de base, equilíbrio e estado estacionário, superfícies de aplainamento, e rearranjo de divisores de drenagem, apontando a sua surpreendente centralidade nas pesquisas geomorfológicas mais atuais. Apresentamos como a insatisfação com a geomorfologia clássica levou à adoção de uma nova abordagem, quantitativa e baseada em relações processo-forma, culminando em uma forte reação negativa aos modelos geomorfológicos clássicos que foram, por isso, negligenciados nas pesquisas geomorfológicas e também no ensino e formação de jovens geomorfólogos.

Palavras-Chave: Geomorfologia; Teorias; Evolução do relevo; Análise crítica.

Abstract: The role of theory, although subject to other interpretations, is to provide general principles and ideas to guide and organize the research of a topic or object of study, supporting its scientific progress. Geomorphology as a science has as its object of study the Earth's landforms, including those of the ocean floor and other planets and satellites, in the so-called planetary

geomorphology. Thus, it seeks to understand the evolution of the landforms, its dynamics, processes, and mechanisms and identify and explain the characteristics and patterns of the landscapes and their spatial distribution. To achieve this goal, geomorphologists use theoretical foundations that help establish the connection between the observed and the abstract, making it possible to conclude the studied phenomenon and, eventually, formulate generalizations and principles during this process. This foundation has been built over time with several contributions to understanding the development of landscapes and landforms, making it possible to establish the connection between individual facts and common causes between them. This chapter proposes a critical rethinking of the classic models of landscape evolution, from Davis's Theory of the Geographic Cycle to the steady-state landforms and the dynamic equilibrium of Gilbert and Hack. Several classical geomorphological concepts are explored: base level, longitudinal equilibrium profile, steady-state landforms, planation surfaces, and rearrangement of drainage dividers. The surprising centrality of some classic concepts in the modern geomorphic research is also analyzed, as well as how dissatisfaction with classical geomorphology, materialized by Strahler's call to the adoption of a new functional, morphometric and process-based approach, in which the topographic changes started to be understood as a "now thing". Finally, it is discussed how this quantitative approach determined a strong negative reaction to the classic models of landscape evolution, which led to them being neglected in geomorphological research and in the teaching and training of young geomorphologists.

Keywords: Geomorphology; Theory; Landscape evolution; Critical analysis.

Tema: Geomorfologia Regional

1. INTRODUÇÃO

A Geomorfologia como ciência foi estabelecida no final do século XVIII quando James Hutton propôs o entendimento de que a morfologia da superfície terrestre se modifica ao longo de uma grande escala de tempo, principalmente, através da ação de processos fluviais, lentos e não catastróficos (CHORLEY, DUNN e BECKINGSALE, 1964; BISHOP, 2007). Este princípio, denominado de "uniformitarismo", se contrapôs às ideias vigentes na época, fundamentadas no "catastrofismo", que defendiam uma criação rápida e, portanto, catastrófica, para as rochas e formas da superfície do planeta. Assim, os estágios iniciais da Geomorfologia foram marcados pela questão fundamental de como as paisagens são formadas e evoluem ao longo do tempo, em especial, na medida em que cessam os efeitos da tectônica de construção de montanhas. A partir desse esforço explicativo, muitos conceitos geomorfológicos clássicos foram desenvolvidos como, por exemplo, nível de base, perfil longitudinal de equilíbrio, estado estacionário, superfícies de aplainamento, rearranjo de divisores de drenagem, e conectividade entre canais fluviais e vertentes adjacente, entre outros.

A escala de tempo da redução do relevo e o estilo de evolução em paisagens pós-orogênica têm sido questões importantes desde os estágios iniciais da geomorfologia

(SUMMERFIELD, 1991), quando foi dada maior ênfase aos aspectos de como as paisagens se desenvolvem e evoluem ao longo do tempo (HIGGINS, 1981; PITT, 1982; BISHOP, 2007; GOUDIE, 2014). O termo “paisagens pós-orogênicas” é utilizado para denominar paisagens erosivas tectonicamente estáveis da crosta terrestre, mas que sofreram atividade tectônica ativa (orogênia) pela última vez há dezenas e até centenas de milhões de anos (BISHOP, 2007). Essas paisagens pós-orogênicas foram, e continuam sendo, centrais no desenvolvimento das teorias clássicas da evolução das formas de relevo por duas razões: 1) elas constituem a maior parte da superfície terrestre atual, e 2) segundo concepção do final do século XIX (e que se propagou até o século XX), elas constituem o *estágio final* de desenvolvimento das paisagens criadas ativamente pelas “forças de deformação e soerguimento” (DAVIS, 1899, p. 483, tradução nossa). Na ausência das forças que a construíram, e pela ação dos processos erosivos seriam, enfim, reduzidas a uma morfologia de planura generalizada, sem desnível altimétrico, referida como superfície de aplainamento (SUMMERFIELD, 1991).

Esta estrutura conceitual dominou a pesquisa na geomorfologia até a transição para a chamada geomorfologia de processos ou geomorfologia quantitativa, incentivada por Strahler em 1952 (HIGGINS, 1981; BISHOP, 2007; RICHARDS e CLIFFORD, 2011), quando outras questões inerentes à geomorfologia tornaram-se relevantes, em especial: 1) quais os processos envolvidos no modelado das formas de relevo e 2) como estes processos atuam. Essa transição representou uma mudança no *modus operandi* tradicional da geomorfologia, até então voltada para explicar a história das formas de relevo e os estágios pelos quais passam na medida em que se desenvolvem, com ênfase no elemento tempo, para uma abordagem de processos atuais, concentrada em determinar quantitativamente suas taxas e como estes interagem no espaço e no tempo para esculpir a superfície da Terra (HORTON, 1945; STRAHLER, 1952, YOUNG, 1972; SUMMERFIELD, 1991; BISHOP, 2007; RHOADS e THORN, 2014). A abordagem moderna, que ganhou força após a segunda guerra, facilitada pelo avanço de novos procedimentos de medidas e análise da paisagem e de dos seus componentes (YOUNG, 1972; GOUDIE, 2014), impactou profundamente a perspectiva teórica da geomorfologia ao assumir que a topografia é um produto dos processos geomórficos ativos, sendo recente, portanto. Com isto, inicia-se um período no qual a morfologia das superfícies passou a ser tratada como independente do tempo (SUMMERFIELD, 1991; BISHOP, 2007). O resultado dessa transição é que as paisagens pós-orogênicas perderam sua centralidade na pesquisa geomorfológica, levando, por consequência, a uma relativa ausência, até recentemente, de estudos sobre esta temática (BALDWIN, WHIPPLE e TUCKER, 2003; BISHOP, 2007).

A mudança de paradigma na geomorfologia, de uma pesquisa essencialmente evolutiva-histórica para uma pesquisa quantitativa de forma-processo significou, de certa maneira, a disseminação da ideia de que as formas de relevo são produtos de eventos e fenômenos recentes (GOUDIE *et al.*, 1981; BISHOP, 2007), representando o resultado da ação de processos atualmente ativos (*e.g.*, THORNBURY, 1969). Vozes dissidentes

argumentaram que as paisagens poderiam ser mais antigas ou, ao menos, ter uma origem antiga, implicando que os processos de superfície agora ativos na paisagem poderiam não ser suficientes para explicar a complexidade e a antiguidade de muitas partes da superfície da Terra (e.g., CRICKMAY, 1975; TWIDALE, 1976, 1999; YOUNG, 1983). Entretanto, a proposição de que algumas paisagens possam ter uma origem muito antiga foi refutada, ou no mínimo deixada de lado, a partir da análise de medições de taxas de denudação indicando que embora lentamente, essas paisagens estão sendo ativamente erodidas e, portanto, modificadas, o que significaria, por sua vez, que as formas ou materiais que estão agora na superfície seriam relativamente novos (e.g., BELTON *et al.*, 2004).

A consequência geral desse debate na geomorfologia foi de uma forte contestação às teorias clássicas, que acabaram estigmatizadas por serem consideradas obsoletas (BISHOP, 2007). Isto produziu um cenário no qual essas teorias clássicas são pouco discutidas – e até mesmo pouco compreendidas, pelos geomorfólogos contemporâneos, tampouco ensinadas em sua completude para jovens geomorfólogos. Neste capítulo, busca-se resgatar através de uma análise crítica os modelos clássicos de evolução do relevo, desde o Ciclo Geográfico de Davis, ao modelo de denudação concomitante à dinâmica da crosta de Penck, dos pediplanos de King, do equilíbrio dinâmico inspirado em Gilbert e sistematizado por Hack, até as superfícies *etch* de Wayland, aperfeiçoada por Büdel e ampliada por Twidale, com o intuito de: (a) revalorizar de maneira crítica os modelos clássicos de evolução da paisagem dentro do pensamento geomorfológico nacional, e (b) delinear a centralidade de alguns conceitos clássicos nas pesquisas geomorfológicas atuais. A presente contribuição não tem como meta oferecer interpretação definitiva sobre os modelos clássicos de evolução das paisagens; pelo contrário, pretende fomentar e aprofundar sua discussão. Nem todos os modelos evolutivos desenvolvidos ao longo da história da geomorfologia são aqui explorados; tratamos com menos detalhe, por exemplo, de modelos evolutivos desenvolvidos a partir de uma perspectiva climática. Aconselha-se ao leitor, portanto, consulta a outras obras que investigam e analisam a história da geomorfologia (CHORLEY, DUNN e BECKINGSALE, 1964; CHORLEY, BECKINGSALE e DUNN, 1973; MELHORN e FLEMAL, 1981; GREGORY e GOUDIE, 2014).

2. WILLIAM MORRIS DAVIS

A obra de William Morris Davis consolidada em seu trabalho “*The Geographical Cycle*” (DAVIS, 1899) representa um esforço ativo de conferir um aspecto teórico à geografia usando para isso faculdades mentais como a *imaginação, invenção e dedução*, contrastando, assim, com uma perspectiva, até aquele momento vigente, de que a geografia deveria ser desenvolvida apenas pelo uso exclusivo da *observação, descrição e generalização*. Davis (1899, p. 483, tradução nossa) acreditava que essa concepção científica positivista era equivocada e prejudicial para a geografia, e que a “geografia já havia sofrido por tempo demais” por isso. Ele partia do princípio de que todas as formas de relevo presentes têm uma explicação, assumindo que, para compreender a morfologia

da superfície, um geógrafo precisa oferecer uma classificação genética para as formas observadas. Nesse sentido, propôs uma elucidação genética, natural das formas de relevo, que expressaria não apenas a existência de todas as formas de relevo observáveis, mas, ainda mais importante, uma estrutura teórica que possibilitaria guiar as futuras *observações* de todos (um viajante, um estudante, um geógrafo), com base no que considerava a verdadeira natureza das formas de relevo, ou seja, sua essência, permitindo a todos “ver o que olha e dizer o que vê” (DAVIS, 1899, p. 498, tradução nossa).

Um exemplo didático do que significaria essa nova abordagem foi assim apresentado por Davis (1899, p. 498, tradução nossa): um viajante (ou qualquer outro observador) que esteja em alguma área do Planeta e descreva seu relevo como *uma região montanhosa* não “traz nenhuma imagem definida diante dos olhos mentais”. No entanto, argumenta que isso não precisa ser assim, uma vez que a realidade da paisagem seria melhor capturada caso esse observador usasse a terminologia por ele proposta, descrevendo esse mesmo relevo como *um planalto dissecado na fase da maturidade*, sugerindo uma “associação sistemática de feições geomorfológicas bem-definidas”. Nesse contexto, essas feições bem definidas incluiriam, por exemplo, as ideias de que: (i) toda a rede de drenagem está em equilíbrio (exceto, talvez, os canais de primeira ordem); (ii) os rios de maior porte meandram ao longo de um fundo de vale fluvial aplainado; (iii) as vertentes adjacentes aos canais fluviais mais próximos às cabeceiras mostram sinais de decréscimo em seus gradientes; e (iv) áreas modeladas em rochas resistentes apresentam relevo local pronunciado (ainda não equilibrado) se comparado às áreas vizinhas em rochas menos resistentes. Portanto, Davis em seu trabalho de 1899 enxerga a *abordagem genética* descrita acima como muito superior à *mera descrição*, levando em consideração que ela dá uma explicação para as feições geomorfológicas e, ao mesmo tempo, tem um importante valor prático de traduzir o que os olhos veem.

2.1. O modelo Davisiano de evolução do relevo

Davis assume em sua teoria do Ciclo Geográfico que as formas de relevo são função de três variáveis: estrutura, processo e tempo (DAVIS, 1899). *Estrutura* designa o arranjo geológico de uma área, resultante de processos geológicos *ativos*, por ele referidos (DAVIS, 1899, p. 483, tradução nossa), como “forças de deformação e soerguimento” que estabelecem a topografia inicial dessa área. Os *processos* ou *processos destrutivos* são divididos em duas categorias: (i) o intemperismo, que se refere às transformações das rochas originais em produtos menos coesos por meio da ação de agentes externos; e (ii) a remoção ou *lavagem* dos resultados do intemperismo pela ação de vários agentes geomórficos, como rios e geleiras.

Para Davis (1899, p. 483, tradução nossa), a “quantidade de trabalho” realizado pelos processos destrutivos aumenta com o tempo, mas esse trabalho não progride como “uma simples função do tempo”, pois as forças destrutivas normais não podem reduzir uma superfície terrestre abaixo do nível do mar, que ele define como “de base” (DAVIS, 1899); isto coloca o *nível de base*, bem como o *tempo*, como os principais elementos de

controle dos processos erosivos do modelo Davisiano. Ele também assume que variações na resistência de diferentes tipos de rocha determinam mudanças espaciais na intensidade dos processos denudacionais ao afirmar que “um período mais longo deve ser necessário para a denudação completa de uma massa de terra resistente do que de uma massa fraca” (DAVIS, 1899 p. 483, tradução nossa). No entanto, para ele, essas diferenças de resistência, não importam, uma vez que, dado um intervalo de tempo infinito chamado Ciclo Geográfico, toda a topografia criada pelas *forças de deformação e soerguimento* será efetivamente desgastada, até que apenas uma planura generalizada, sem relevo e nivelada ao nível de base, reste; essa paisagem final foi denominada *penepilano* (DAVIS, 1899, 1909, 1922).

Davis define em seu modelo, um conjunto sistemático de mudanças sequenciais, (*Ciclo Geográfico*), pelas quais todas as paisagens passariam em seu desenvolvimento. De maneira geral, este pode ser descrito como: (i) a topografia é *ativamente* criada por forças geológicas de deformação e soerguimento que, ao mesmo tempo, configuram o arranjo geológico/topográfico de uma área; (ii) com o cessar da atividade tectônica, os processos destrutivos atuam dentro do arranjo geológico no sentido de *redução* desta topografia; e (iii) a topografia criada em (i) é *eliminada*, e o “estágio final é de uma planície sem relevo” (DAVIS, 1899, p. 497, tradução nossa). Nessa perspectiva, o conceito do nível de base pode ser entendido como uma referência da *quantidade* de topografia criada e, portanto, é também uma referência de quão distante uma paisagem está do estágio (iii). A denominação de “ciclo” implica em uma sequência de formas pelas quais uma paisagem passa ao longo de sua evolução que pode, no entanto, ser *reiniciada* caso as *forças de deformação e soerguimento*, voltem a atuar (DAVIS, 1899, 1909, 1922).

Um aspecto importante do Ciclo Geográfico é que o estágio (iii) precisa ser obrigatoriamente um pressuposto válido. Isto é, o estágio sem relevo, de planura regional, não é apenas o componente final de um Ciclo (o que significa que esse é um estágio que as paisagens efetivamente atingem), mas todas as mudanças nas formas de relevo ao longo do tempo, de todas as paisagens, são, necessariamente, uma *marcha na direção* a este estado (iii) (BISHOP, 1980). Além disso, é possível dividir um Ciclo Geográfico ideal (com início, meio e fim) em partes assim sumarizadas por Davis (1899): (a) um estágio de juventude, com rápido aumento da amplitude do relevo (e maior taxa de mudança na elevação da superfície); (b) um estágio de maturidade, onde a amplitude de relevo é máxima e as taxas de mudanças na elevação da superfície são menores que no estágio (a) e maiores que no estágio (c), representando, portanto, um período de transição; e (c) um estágio de senilidade *indefinidamente longo*, no qual o relevo tem uma amplitude mínima e as taxas de mudança de elevação da superfície são “excessivamente lentas”.

2.2. Explorando o modelo Davisiano com mais detalhe

Embora os aspectos mais gerais do modelo Davisiano sejam, de uma maneira geral, amplamente difundidos, a extensão do conjunto sistemático de mudanças sequenciais representados pelo conceito do Ciclo Geográfico é, como argumentado aqui, pouquíssimo

compreendida. Isto é resultado, provavelmente, de um longo debate iniciado por Penck (1953) com relação à proposta de Davis e da forte reação negativa às suas ideias a partir da década de 1950, com a mudança geral de paradigmas favorecendo abordagens quantitativas que relacionavam formas e processos na geomorfologia (HIGGINS, 1981; BISHOP, 2007). Nessa seção, busca-se demonstrar a complexidade do modelo Davisiano a partir da descrição de doze pontos arbitrariamente escolhidos, embora amplamente documentados na obra de William Morris Davis (DAVIS, 1899, 1909, 1922), que são relativamente pouco conhecidos. Ressaltamos que a nossa intenção aqui é demonstrar a complexidade das ideias de Davis. Não estamos, portanto, apresentando-as como corretas ou verdadeiras (veja a discussão do modelo Davisiano na seção 2.3).

(1) Para Davis, não se deve interpretar a ausência dos processos destrutivos durante a ação inicial, *ativa*, das forças de deformação e soerguimento. Pelo contrário, durante o soerguimento, o escoamento superficial se concentra em calhas incipientes onde a ação dos processos erosivos é amplificada, resultando no fato de que os “vales jovens já estão entalhados no fundo de calhas quando o estágio da juventude é alcançado” (DAVIS, 1989, pg. 487).

(2) A elevação do leito de um rio não pode ser reduzida ao nível de base absoluto, porque um rio, obrigatoriamente, “deve fluir a jusante até sua foz na costa do mar” (DAVIS, 1899, p. 488, tradução nossa). Isso significa que a condição de equilíbrio é sempre atingida primeiro na foz de um rio, e que esse estado equilibrado se estende, progressivamente, rio acima (DAVIS, 1899).

(3) Do ponto (2), segue-se que deve existir uma conexão estreita entre a elevação (acima do mar) de qualquer ponto em uma paisagem e o nível de base, em um esquema onde “a altitude de qualquer ponto em um fundo de vale em estágio de maturidade deve, portanto, depender do gradiente fluvial e de sua distância relativa a foz do rio” (DAVIS, 1899, p. 488, tradução nossa).

(4) O ponto (3) sugere que a evolução de uma paisagem é função de dois controles principais: (a) a distância relativa de um ponto com relação ao nível de base absoluto; e (b) o gradiente fluvial. Nessa situação, para Davis, enquanto o *gradiente fluvial* varia no espaço e no tempo, sendo função da quantidade e textura do aporte de sedimentos recebido por um dado trecho fluvial, a *distância da foz* pode ser considerada relativamente fixa, embora possa mudar como consequência do crescimento do delta fluvial (DAVIS, 1899). Combinando essas ideias com a perspectiva do Ciclo Geográfico, pode-se conjecturar que o aporte de sedimentos é limitado no início de um ciclo, mas que, durante o estágio da juventude, ocorre um rápido aumento tanto na quantidade quanto na textura do aporte de sedimentos (DAVIS, 1899, 1909, 1922). A fase da juventude no modelo Davisiano é marcada, portanto, pela presença de vales declivosos (DAVIS, 1899). Na sequência do ciclo, o aporte de sedimentos continua a aumentar em quantidade (embora não em textura) e, quando a paisagem está próxima de atingir a maturidade, ela é caracterizada por erosão regressiva com um aumento progressivo da área de vertentes sendo ativamente erodidas (DAVIS, 1899). Depois que o estágio de maturidade é

alcançado, o aporte de sedimentos decresce tanto em quantidade quanto em textura (DAVIS, 1899). Por fim, durante o estágio de senilidade, apenas uma pequena quantidade de carga sedimentar (muito fina) deve ser esperada (DAVIS, 1899).

(5) A partir do ponto (4), pode-se delinear uma relação entre as etapas do ciclo, as características das vertentes, o aporte sedimentar e o trabalho dos rios. Rios jovens *consequentes*, isto é, cursos de água formados como consequência dos processos ativos na topografia inicial de uma área, estariam aprofundando seu vale; isso acontece, pois esses rios são caracterizados por uma maior competência sendo que, neste caso, o aporte de sedimentos é abastecido principalmente por vertentes adjacentes. Segundo Davis (1899), as taxas de incisão vertical do leito fluvial são assimétricas ao longo do perfil longitudinal do rio, sendo mais rápidas próximas às cabeceiras do que da foz. Essa assimetria na velocidade de incisão é o critério de demarcação usado para separar o que ele chama de rios de *cabeceira*, de rápido entalhamento, daqueles dos *cursos inferiores*, ou *tronco*, localizados a jusante e caracterizados por taxas lentas de incisão fluvial (DAVIS, 1899). Na perspectiva da evolução dessa paisagem, o *curso inferior* dos rios tende progressivamente a apresentar uma menor competência, mesmo com o aumento do fluxo sedimentar carregado até esses trechos; os trechos de *cabeceira* experimentam, ao contrário, um aumento progressivo da sua capacidade. A disparidade entre esses dois domínios de um rio é *corrigida* com o tempo e, quando isso acontece, o rio é considerado em equilíbrio (DAVIS, 1899, 1909, 1922). Uma vez alcançada esta condição de equilíbrio, a “alteração do gradiente fluvial acontece apenas quando o volume e a carga de sedimentos modificam suas relações, e mudanças desse tipo são muito lentas” (DAVIS, 1899, p. 489, tradução nossa).

(6) A condição de equilíbrio dos rios é um importante fator de controle do Ciclo Geográfico Davisiano. Para Davis (1899), o estágio de maturidade é atingido quando o trecho tronco do rio atinge a condição de equilíbrio. Por sua vez, o estágio de maturidade é considerado muito avançado quando os rios de *cabeceira* atingem a condição de equilíbrio e, mais tarde no Ciclo, quando até os divisores de drenagem modelados por fluxos superficiais não canalizados alcançam o equilíbrio, a paisagem atinge o estágio de senilidade. No último estágio do Ciclo Geográfico, os gradientes topográficos devem ser obrigatoriamente iguais a zero (DAVIS, 1899). Assim, nas paisagens jovens, os canais fluviais são marcados por corredeiras e cachoeiras, enquanto nas paisagens senis até mesmo os trechos de cabeceira são caracterizados por gradientes suaves (DAVIS, 1899).

(7) Caso um rio jovem consequente não seja capaz de carregar a carga sedimentar fornecida por vertentes adjacentes e áreas de contribuição a montante, ele depositará a carga sedimentar excedente, implicando não somente na deposição da parte mais grossa da carga sedimentar, mas também no alargamento da planície de inundação inicial (DAVIS, 1899, 1909, 1922). Esse processo de agradação seguirá ativo até que o canal fluvial adquira capacidade suficiente para transportar o aporte sedimentar. Quando esse momento é alcançado, as mudanças sistemáticas Davisianas prosseguirão como o

esperado. Sendo assim, a condição de equilíbrio é alcançada mesmo quando um canal fluvial jovem não é capaz de escavar verticalmente o seu leito (DAVIS, 1899).

(8) O modelo Davisiano prevê um cenário onde o desenvolvimento de canais fluviais laterais subsequentes, ou seja, canais que se desenvolveram posteriormente ao canal principal, determina um aumento na área de vertentes que eram inicialmente íngremes (DAVIS, 1899). A evolução lateral das vertentes (que fornecem sedimentos aos canais fluviais) ao longo do Ciclo provoca, então, um aumento do aporte sedimentar, implicando que o fundo do vale principal – que nesse momento do Ciclo está sendo erodido verticalmente – seja abarrotado por sedimentos, levando a processos de agradaciação e progressivo preenchimento da planície de inundação (DAVIS, 1899). Esse processo de agradaciação prosseguirá até que uma condição de carga sedimentar máxima seja atingida, relacionada ao ganho máximo de área a partir do desenvolvimento lateral das vertentes, quando terá início uma lenta incisão fluvial, resultado, portanto, de um *feedback* negativo (DAVIS, 1899). Dessa forma, enquanto o início da fase de maturidade de uma paisagem pode estar ligado a um preenchimento moderado dos vales principais ao invés de sua dissecação, os estágios posteriores do Ciclo Geográfico serão obrigatoriamente relacionados à lenta e indefinidamente longa erosão dos vales fluviais até o estágio da planura sem relevo (DAVIS, 1899).

(9) O modelo Davisiano propõe uma longa sucessão de eventos relacionados ao crescimento de cursos fluviais consequentes, consequentes laterais, subsequentes e insequentes (isto é, tipos de cursos fluviais relacionados com a evolução da rede de drenagem no Ciclo Geográfico), que estabelecem a definição dos divisores de drenagem, bem como constantes rearranjos da topologia desses divisores ao longo do tempo. Davis (1899) argumenta que tal dinâmica de rearranjos dos divisores de drenagem seria característica de paisagens que evoluem sob configurações geológicas com camadas subverticais ao invés de camadas sub-horizontais, sendo, portanto, mais comuns em regiões montanhosas.

(10) Não se deve inferir que o trabalho dos rios é apenas o trabalho de erosão vertical de seus leitos, mas, sim, uma combinação do primeiro com os processos de transporte e meandramentos. Isso significa que os rios tendem a se desviar de caminhos irregulares, transformando-se em cursos sinuosos no quais oscilam, no fundo do vale, para a direita e para a esquerda (DAVIS, 1899). Quando os rios atingem uma condição de equilíbrio, a incisão vertical fluvial praticamente cessa e, no entanto, os processos de meandramento seguem ativos (DAVIS, 1899). No estágio de maturidade tardia, a rede de drenagem como um todo alcança uma condição de equilíbrio, e, neste ponto do Ciclo, os processos de rearranjo dos divisores de drenagem são interrompidos (DAVIS, 1899).

(11) Davis assume em seu modelo que os processos fluviais e de vertente são análogos, embora os processos de vertente sejam mais lentos do que os processos fluviais. Neste sentido, Davis (1899, p. 495, tradução nossa) indica que “um rio é uma mistura móvel de água e resíduos em proporções variáveis, mas principalmente água; enquanto uma camada de resíduos na vertente é uma mistura móvel de resíduos e água em

proporções variáveis, mas principalmente resíduos”. Estabelece assim, uma conexão estreita entre as vertentes e os rios que, embora pareçam diferentes, são “apenas os membros extremos de uma série contínua” (DAVIS, 1899, p. 495, tradução nossa). Para ilustrar essa ideia, ele introduz uma analogia da paisagem como uma folha, de modo que os rios representem as nervuras e as vertentes o limbo da folha. Assim, no modelo Davisiano as vertentes e os rios estão estritamente conectados em um sentido ontológico, ou seja, sua própria existência é conjunta; eles são membros da mesma unidade (DAVIS, 1899, 1909, 1922).

(12) Davis (1899) reconhece que os processos geológicos capazes de modificar a elevação da superfície em relação ao nível de base, conceito que ele “tomou emprestado” de Powell (1895), podem ocorrer em qualquer momento do ciclo (e que esses acontecem com frequência). Assim, “tais movimentos devem ser imaginados como pequenos ou grandes, simples, ou complexos, raros ou frequentes, graduais ou rápidos, precoces ou tardios” (DAVIS, 1899, p. 499, tradução nossa), implicando em uma *infinitude de interrupções* em um ciclo ideal.

2.3. Discutindo o modelo Davisiano

O modelo Davisiano dominou a geomorfologia por mais de meio século (CHORLEY, DUNN e BECKINGSALE, 1964; BISHOP, 2007; OMER, 2007; GREGORY e GOUDIE, 2014). Razões para essa prevalência foram discutidas, entre outros, por Chorley, Beckingsale e Dunn (1973), Bishop (1980), Higgins (1981), Rhoads e Thorn (2014), e Goudie (2014) e estão quase sempre relacionadas ao forte poder explicativo do modelo que parecia elucidar a história da maior parte das paisagens, bem como à eloquência e ao talento comunicativo de William Morris Davis. Seu modelo foi, no entanto, criticado desde sua publicação. Tarr (1898), por exemplo, identificou dois problemas lógicos principais no modelo: (i) as terras altas interpretadas como remanescentes de peneplano soerguidos têm variações significativas de elevação entre si; ou seja, a superfície projetada a partir da elevação desses “remanescentes” não é aplainada; e (ii) a existência de *monadnocks*, áreas de relevo pronunciado comparados às áreas vizinhas rebaixadas, é contrária à ideia central do Ciclo Geográfico, ou normal de erosão. Como apontado por Bishop (1980), o problema (i) foi explicado por defensores do modelo Davisiano através de um suposto basculamento dos remanescentes de peneplano soerguidos, enquanto o problema (ii) foi explicado pela maior resistência dos materiais compondo os *monadnocks* comparados às áreas vizinhas; nesse caso, argumentava-se que, caso o observador desse tempo suficiente, até mesmo os *monadnocks* seriam reduzidos ao nível de base.

Shaler (1899), por sua vez, problematizou a explicação do aparente alinhamento de remanescentes soerguidos de peneplano, considerados como a mais importante *confirmação* do modelo de Davis (BISHOP, 1980). Shaler (1899) sugeriu que a evolução natural de paisagens marcada por rios com espaçamentos regulares entre si, poderia resultar em um alinhamento dos divisores de drenagem, embora reconhecesse que os

argumentos e evidências apresentados por ele não resolviam o problema de forma definitiva.

Entre outros aspectos problemáticos da teoria Davisiana, destaca-se a dependência da evolução das paisagens com a ideia dos ciclos de mudanças sequenciais, o que pressupõe uma vinculação temporal (RHOADS e THORN, 2014). Ela teria sido formulada em analogia à evolução dos seres vivos, preconizada por Darwin (1859), que estava em alta no final do século XIX, também em outras ciências (OMER, 2007). No entanto, Chorley, Dunn e Beckingsale (1964) e Stoddart (1966) acreditam que, enquanto para Darwin a evolução era “um processo indireto”, para Davis, seria um método similar à sucessão ecológica, no qual destaca a estrutura, os processos e o estágio. O caráter cíclico do modelo Davisiano também é questionado, uma vez que este, sumarizado a princípio na concepção de uma trajetória “da redução das montanhas em um plano”, pode ser visto mais como “um modelo linear, não direcional” (OMER, 2007, p. 482, tradução nossa). Torna-se cíclico somente “porque permite que os acidentes geográficos sejam rejuvenescidos por um soerguimento estrutural e/ou queda do nível de base para que novos ciclos fossem iniciados” (OMER, 2007, p. 482, tradução nossa). Entre as críticas iniciais, destaca-se ainda a limitação do modelo apenas às regiões temperadas, sem preocupação com os elementos climáticos impostos na dinâmica evolutiva da paisagem; Davis (1905) buscou mais tarde corrigir a aplicação da sua teoria com a proposição de modelos para o clima árido e glacial das montanhas.

Discordâncias e desaprovações ao modelo evolutivo de Davis resultaram no desenvolvimento de propostas alternativas, tais como os modelos de Penck (1924/1953), King, (1953), Wayland (1934) e Büdel (1957). Mesmo considerando que esses modelos alternativos antecipam que a sequência das formas adquiridas pelas paisagens durante seu desenvolvimento seja diferente da esperada pelo modelo de Davis, a direção das mudanças e o estágio final da evolução acabam sendo os mesmos: uma planura regional sem relevo onde os processos superficiais atuam muito lentamente. Segundo Hack (1960), isto permitiria classificá-los como “cíclicos”, uma vez que aceitam como verdadeira a premissa básica da teoria Davisiana (HACK, 1960), que foi apresentada de maneira didática, por exemplo, por Leopold, Wolman e Miller (1964, p. 3, tradução nossa), ao afirmarem: “claramente, se não houvesse forças contrárias, deveríamos esperar que a superfície da Terra, com tempo suficiente, seja continuamente reduzida. Eventualmente, restará pouco ou nenhum relevo”. Ao aceitarem tal premissa, os que defendem esse modelo concordam, necessariamente, com o fato de que a trindade de controles Davisianos, estrutura, processo e tempo, não importa para a evolução de longo-termo das paisagens (BISHOP, 1980). Isto é claramente estabelecido por Davis (1899, p. 497, tradução nossa), ao afirmar que independentemente da elevação da superfície do terreno no estágio de juventude, ou da “da atitude das camadas e a resistência das rochas, uma planície quase sem relevo (uma peneplano) mostrando pouca simpatia com a estrutura, e controlada apenas por sua proximidade ao nível de base, deve caracterizar o penúltimo estágio do ciclo ininterrupto; e o estágio final seria uma planície sem relevo”.

Dessa maneira, a aceitação da premissa Davisiana implica no fato de que o Ciclo Geográfico representaria uma explicação correta para todas as formas de relevo e paisagens, pois é impossível pensar em um único exemplo empírico onde o ciclo não ocorra, significando, portanto, a aceitação da inexistência de um potencial contraexemplo que possa falsificar a hipótese, uma vez que toda e qualquer possibilidade de arranjo geológico terá, necessariamente, o mesmo caminho evolutivo.

A impossibilidade de se obter contraexemplos empíricos torna o modelo Davisiano e, por consequência as teorias que aceitam essa ideia central, irrefutáveis (BISHOP, 1980) e, assim, não-científicas, dentro de uma definição Popperiana de ciência (POPPER, 1963). Neste sentido, Hack (1960) aponta como um dos grandes problemas das teorias cíclicas o fato de que embora existam muitas paisagens que podem ser descritas como em um *estágio de maturidade*, não existiria nenhuma paisagem erosiva na superfície da Terra, em oposição, portanto, a um ambiente deposicional, que estivesse no estágio final das teorias cíclicas, ou seja, uma planura regional sem relevo que trunca estruturas ou qualquer anisotropia geológica. Nesse caso, os defensores das teorias cíclicas poderiam se livrar desta refutação usando dois argumentos simples: (i) caso o observador desse tempo suficiente, e esse tempo, como visto, pode ser infinito, ele encontraria paisagens representativas do estágio final de um ciclo; ou (ii) o observador não procurou o suficiente, isto é, as planuras regionais sem relevo existem na natureza e o observador precisa, apenas, procurar melhor. Este tipo de argumentação, de acordo com Popper (1963), é típica de teorias pseudocientíficas, tendo uma notável semelhança com as demais que assumem como verdadeiras as premissas cíclicas: a existência de um *impressionante* corpo de observações empíricas que as confirmam (BISHOP, 1980). Nesse sentido, Popper (1963, p. 34, tradução nossa) observa que: “essas teorias pareciam ser capazes de explicar praticamente tudo o que acontecia nos campos a que se referiam. O estudo de qualquer um deles parecia ter o efeito de uma conversão ou revelação intelectual, abrindo os olhos para uma nova verdade escondida daqueles ainda não iniciados”.

Em síntese, a leitura de parte do modelo Davisiano, no que foi aqui exposto, impressiona por sua modernidade; algumas das ideias desenvolvidas por William Morris Davis tais como rearranjos de divisores de drenagem e a conectividade entre canais fluviais e vertentes adjacentes, poderiam ser reescritas com facilidade de maneira similar aos conceitos que formam a base moderna da geomorfologia, como o equilíbrio dinâmico. Ainda assim, o modelo Davisiano é irrefutável (BISHOP, 1980) e, por isso, pseudocientífico ou cientificamente incorreto no sentido estrito (POPPER, 1963).

3. MODELO DE WALTER PENCK: SOERGUMENTO CRUSTAL VERSUS DEGRADAÇÃO

Walter Penck, um dos críticos do modelo de Davis, teve seu trabalho “*Morphologische Analyse*” consolidado por seu pai, Alfred Penck, em 1924, após morte prematura. Este trabalho foi objeto de uma tradução complicada, realizada pelo próprio

Davis em 1932 (RHOADS e THORN, 2014), tendo sido novamente traduzido e publicado em inglês com o título de “*Morphological Analysis of Land Form*” (PENCK, 1953). Suas ideias foram apresentadas em oposição às de Davis, que assume o modelado como resultado da estrutura e processos, ocorrendo em ciclos específicos (tempo). O postulado básico de Penck (1953) pode ser sumarizado na formulação de que as formas de relevo resultam da relação entre a taxa de soerguimento crustal e a taxa de degradação causada pelos processos exógenos, o que pressupõe que o modelado continua ocorrendo ao longo do soerguimento.

Possivelmente em uma crítica velada ao modelo Davisiano, Penck afirma (1953, p. 3) que não é possível ver as formas resultantes de denudação apenas como o resultado de um longo desgaste em ciclos, ou seja, de transferência exógena de uma superfície soerguida por transferência endógena. Penck (1953) associa, então, a denudação a três elementos: (1) processos exógenos; (2) processos endógenos e ao produto de ambos, que ele “coletivamente” designa como (3) “feições morfológicas atuais”. Segundo Penck (1953, p. 4), as forças exógenas (1) são compostas por dois grupos de processos: i) os de intemperismo, que levam à “redução” das rochas, e ii) os de deslocamento do material gerado. Ele assume que a maneira e as taxas de redução/transporte do material são determinadas pelo tipo de rocha e o clima, indicando, no entanto, que a estrutura da crosta terrestre, responsável pela litologia das rochas (2) é tão importante para a morfologia (3) “quanto a distribuição mundial das diferentes condições climáticas” (1). Penck (1953, p. 5, tradução nossa), argumenta, contudo, que a ação inicial da redução da rocha (intemperismo) “altera a composição e textura do material”(i), mas não produz, ela mesma, “a forma denudacional”, que apareceria apenas após a remoção (erosão) da rocha “reduzida”(ii), levando à “elaboração da feição”. A denudação responde, assim, de maneiras diferenciadas à intensidade e duração de soerguimento incluindo: a incisão dos vales, o desenvolvimento das vertentes e ao aplainamento das superfícies (HIGGINS, 1981; OMER, 2007; RHOADS e THORN, 2014).

Penck (1953, p. 4) defende que a maneira e as taxas de redução/transporte do material (3) são determinadas pelo tipo da rocha (2) e as condições climáticas (1) que têm, assim, efeitos “na magnitude dos processos” em áreas com características litológicas, estruturais e climáticas específicas. Pode-se assumir dessa maneira que, implicitamente, as variações desses fatores irão interferir e alterar a elaboração do relevo através da sua influência na relação entre *input* de energia (processos endógenos) e redução (processos exógenos), mudando o produto (formas de relevo). Penck (1953, p. ii, *apud* BEACH, 1981, p. 56, tradução nossa) deixa antever esta interpretação ao expor que o modelado assume “um forma particular dependendo da razão entre a intensidade da endogenia (e.g., soerguimento das montanhas) e deslocamento exogênico do material (e.g., intemperismo, erosão, transporte [...]). Os processos endógenos não têm efeito simultâneo e contínuo na paisagem, o que faz com que “as forças atuando sobre o modelado não funcionem uniformemente” (PENCK, 1953, p. 14, tradução nossa). Com base nessas premissas, o modelo Penckiano não poderia a rigor, como afirmado por alguns autores (e.g., HACK,

1960), ser classificado realmente como cíclico (e.g. OMER, 2007), embora Penck (1953) parta do princípio da existência de uma superfície inicial. No entanto, é possível que esta superfície inicial (*Primärumpf*), não corresponda àquela produzida no final do ciclo de Davis (peneplano), mas sim a qualquer superfície primordial, submetida às forças endógenas.

Outro aspecto interessante do modelo, é que para Penck (1953) todos os processos geomórficos obedecem às leis físicas, entendidas aqui como as leis que regem o comportamento de todos os materiais e os processos aos quais estes são submetidos. Essas leis se aplicariam também aos processos endógenos, definindo características próprias aos movimentos crustais e às propriedades estruturais das rochas, as quais podem variar localmente influenciando o tipo, velocidade e intensidade desses movimentos, embora isto não possa ser muitas vezes diretamente observado. Penck (1953, p. 178, tradução nossa) sumariza sua proposta de desenvolvimento das vertentes da seguinte maneira: (1) “a intensidade da erosão determina o gradiente da vertente que se levanta acima da rede de drenagem”; (2) “a sucessão, uma após a outra, das unidades da vertente com diferentes gradientes, fornece uma maneira sensata para seguir a intensidade erosiva em um ritmo definido, sendo as vertentes convexas uma evidência do aumento da intensidade erosiva e as côncavas a prova de decréscimo”, considerando, portanto, que a forma da vertente tem importância essencial como meio de diagnosticar a intensidade erosiva e suas causas. Lembra que “nem sempre as formas mais antigas do relevo existem em uma mesma área, podendo ter sido substituídas por outras mais jovens”, mostrando que seu modelo “permitia” a coexistência de formas de relevo elaboradas em diferentes épocas; (3) reafirma, por fim, seu postulado máximo de que é na superfície da Terra onde ocorre a reação “entre forças opostas, e a efetividade de uma depende da atividade precedente da outra”. Portanto, as ideias de Penck, em especial a de recuo paralelo das escarpas (*back wearing*) formando relevo escalonado em contraposição à planura resultante do rebaixamento da superfície (*down wearing*), teve apelo na formulação de outros modelos, sendo muito semelhante, de acordo com Omer (2007), à da pediplanação de King (1953), proposta anos mais tarde.

4. O MODELO DE LESTER KING: PEDIPLANAÇÃO

O modelo de evolução de Lester King (1953) foi desenvolvido como alternativa ao modelo Davisiano. King considerou duas proposições de Davis como especialmente problemáticas: (i) os solos profundos, que Davis (1899) antecipa como típicos de superfícies no estágio de senilidade, não são realmente característicos de *paisagens antigas*; e (ii) a redução do ângulo das partes superiores das vertentes ao longo do tempo, que o modelo Davisiano antecipa como mudanças sequenciais normais de qualquer paisagem em um estágio avançado de maturidade, ou seja, posteriores ao momento em que a rede de drenagem alcança o estado de equilíbrio, não ocorrem em muitas vertentes. King (1953) postula que a maior parte das vertentes se desenvolve ao longo do tempo através de um recuo paralelo a si mesmas, mantendo, assim, seus ângulos durante a sua

evolução, semelhante à proposição de Penck (1953). Para sustentar a posição (i), King dá exemplo de solos rasos em superfícies *antigas* localizadas no interior do continente Africano, comparando-as com alguns solos profundos e férteis de algumas superfícies jovens na Europa (KING, 1953). Para sustentar a posição (ii), ele apresenta uma interpretação diferente da Davisiana sobre a morfologia e comportamento geomórfico das vertentes, assumindo que apenas no momento em que os rios erodem ativamente seus leitos e margens é que eles controlam a forma das vertentes adjacentes; nesta situação, quando a incisão fluvial cessa, as vertentes são independentes do sistema fluvial (KING, 1953). Dessa maneira, são as vertentes que dominam as formas dos rios ao controlar o aporte de sedimentos que abastece o sistema fluvial. No modelo evolutivo de King, diferentemente do de Davis, vertentes e rios estão essencialmente desconectados (KING, 1953).

King assume como verdadeira a proposta de Wood (1942) sobre os elementos que compõem uma vertente: (i) a crista ou talude de lavagem; (ii) a escarpa ou face livre; (iii) o talude constante ou de detritos; e (iv) o pedimento ou talude decrescente. Nesta interpretação, cada elemento das vertentes evolui independentemente uns dos outros, embora ocorra algum grau de influência entre elementos. De maneira geral, os elementos (ii) e (iii) erodem a taxas mais rápidas do que (i), determinando que a evolução da vertente como um todo se dê através do recuo paralelo da vertente, considerado simplesmente como o resultado da diferença nas taxas erosivas entre esses elementos. Assim, cada elemento da vertente está associado com diferentes morfologias e processos geomórficos ativos: enquanto em (i) os processos ativos são o intemperismo e o rastejo e a morfologia é marcadamente suave, em (ii) e (iii), de morfologia mais declivosa, os processos ativos incluem escorregamentos, erosão em pequenos canais e ravinas, bem como fluxos torrenciais (KING, 1953). O elemento (iv), por sua vez, representa uma concavidade suave que se estende até a planície aluvial ou o rio adjacente, entendida como *o que restou*, que é frequentemente coberta por detritos, mas que em essência representa feições erosivas levemente inclinadas na direção dos rios. Geralmente ocorre uma quebra abrupta de declive na transição de (iii) para (iv), e essa quebra é mais abrupta quando a vertente não é recoberta por sedimentos; a ação erosiva das águas superficiais deve ser vista como o único processo ativo em (iv). De maneira geral, o elemento (iv) apresenta a maior distribuição de área em vertentes, que “em áreas estáveis, como o Sul da África, podem ocupar mais da metade de toda a paisagem” (KING, 1953, p. 748, tradução nossa).

Portanto, a presença e atividade geomórfica dos elementos (ii) e (iii) são fundamentais dentro do modelo evolutivo de King e, nesse sentido, fatores que favoreçam a formação e persistência desses elementos, tais como a presença de litologias resistentes, alta amplitude de relevo local, arranjo sub-horizontal das camadas rochosas, bem como uma gênese tectônica para a origem da vertente, favorecem também o recuo paralelo das vertentes (KING, 1953). Nesse modelo, uma paisagem antiga *ideal* corresponde a uma paisagem multi-côncava onde os interflúvios mantêm seus ângulos até que esses sejam consumidos pelo recuo paralelo das vertentes, e pedimentos em posições opostas a um

divisor de drenagem comum, isto é, em vales adjacentes, que se fundem ou combinam quando os interflúvios são *consumidos*, formando uma superfície plana, denominada de *pediplano* (KING, 1953). O modelo de King tem duas consequências importantes: (a) as cristas são preservadas, uma vez que erodem em taxas muito lentas comparadas a de outros elementos, até que sejam consumidas; e (b) onde a escarpa ou face livre e o talude de detritos não são bem desenvolvidos, a crista o será, podendo se encontrar diretamente com o pedimento e, nesse caso, a evolução dessa vertente se dará como no modelo Davisiano (KING, 1953).

Para King (1957, p. 88, tradução nossa), essa separação entre elementos das vertentes poderia ser “encontrada em todo o mundo, independentemente do clima”. Nesse sentido, “o principal agente que molda a paisagem tanto nos casos úmidos quanto nos áridos é o fluxo d'água, e isso deve produzir resultados comparáveis nos dois tipos de região” (KING, 1953, p. 724, tradução nossa), o que implica que paisagens desenvolvidas em climas diferentes devem ser consideradas análogas, com diferenças em grau e não em natureza. Além disso, King (1957) afirmou ter identificado os mesmos elementos e dinâmica em vertentes em diferentes arranjos tectônicos, indicando que a estrutura geológica não seria um fator relevante na evolução geomórfica de paisagens. Esse é um ponto controverso da teoria de King que levou alguns autores a apontar que esse modelo subestima a importância deste fator na evolução das paisagens erosivas (e.g., TWIDALE, 1992). Ainda assim, como demonstrado por Bryan (1942), existem numerosos exemplos de paisagens que apresentam os elementos de vertentes antecipados por King e onde as vertentes se desenvolvem a partir de um recuo paralelo (TWIDALE, 1992). Twidale (1992) aponta que em situações estruturais apropriadas, por exemplo, na presença de um substrato com resistência suficiente para sustentar os elementos (ii) e (iii), uma vertente se desenvolverá a partir de recuo paralelo. Este enunciado é diferente do modelo de King (1953), pois envolve certo arranjo geológico e, normalmente, um gatilho tectônico como, por exemplo, uma falha ativa.

King (1953) assume em seu modelo evolutivo que as superfícies antigas sobreviveriam como cristas/taludes de lavagem, que evoluem de maneira lenta comparada aos outros elementos das vertentes. Assim, o padrão de evolução das vertentes neste modelo determina, obrigatoriamente, um arranjo espacial no qual as superfícies *sobreviventes* se concentram seguindo um padrão concêntrico, onde superfícies mais novas e com menores elevações cercam, por todos os lados, superfícies de maior elevação, que também são mais antigas. Interrupções do ciclo foram explicadas por King (1952) como consequência da compensação flexural-isostática do esvaziamento erosivo da crosta; significando que o desenvolvimento natural de um ciclo de King leva a sua própria interrupção. Embora a cronologia de denudação proposta por King para muitas paisagens antigas possa ser contestada (TWIDALE, 1992), ela fornece uma base teórica para a possibilidade de sobrevivência de superfícies antigas até que essas sejam completamente removidas pelo recuo paralelo das escarpas.

5. O EQUILÍBRIO DINÂMICO DE JOHN T. HACK

O equilíbrio dinâmico tal qual formulado por Hack (1960) representa uma oposição consciente às teorias cíclicas como explicação da gênese e evolução das paisagens erosivas. Para Hack (1960), exemplos da fase final de um ciclo – uma planura erosiva sem relevo de dimensões regionais – não existem na superfície terrestre: “paisagens que foram erodidas até o estágio final de senilidade, como concebidas por Davis, são virtualmente inexistentes” (HACK, 1960, p. 84, tradução nossa). Pelo contrário, Hack (1960) argumenta que as superfícies que possuem características morfológicas similares às superfícies de aplainamento, configuram, na realidade, feições deposicionais, como por exemplo, planícies aluviais, deltas e planícies costeiras, ou descrevem paisagens consistentes com um estágio de maturidade avançada ao invés de representarem um membro final do ciclo. Além disso, Hack (1960) discute o modelo de recuo paralelo das vertentes (e os pediplanos resultantes), concluindo que tais formas estão longe de ser universais, restringindo-se a situações estruturais apropriadas; leia-se camadas rochosas sub-horizontais com resistências diferentes (HACK, 1960). Em contraste, Hack (1960) ficou tão impressionado com a grande quantidade de paisagens que poderiam ter sido descritas como em um *estágio de maturidade* que conjecturou se este não era o *estágio final* alcançado por uma paisagem erosiva em sua evolução. Nesse caso, Hack (1960) aponta que essa paisagem estaria ajustada para a remoção eficiente do material alterado ao invés de tender ao acúmulo de sedimentos, como antecipado para os estágios finais das teorias cíclicas. Portanto, para Hack (1960), a eficiência da paisagem para a remoção de detritos não diminuiria com o tempo, ao contrário do assumido no modelo Davisiano.

Os modelos evolutivos cíclicos conduzem obrigatoriamente a um estágio de evolução em que existe um contraste entre trechos fluviais *torrenciais*, em contexto de cabeceira, caracterizados por alta capacidade, contrastando com trechos *gentis* a jusante, de menor capacidade. Para Hack (1960), esse cenário teórico não é verdadeiro, pois em muitos rios naturais a velocidade média do fluxo e, portanto, a sua capacidade de transporte, tende a aumentar a jusante (*e.g.*, LEOPOLD, WOLMAN e MILLER, 1964). Nessa situação, Hack (1957) alega que o tamanho médio do material transportado por um rio não está diretamente relacionado com a inclinação do seu leito, dependendo também da vazão e outras variáveis, de modo que, em muitos rios, competência aumenta a jusante mesmo com a diminuição da inclinação. Hack (1960) conjectura que não é razoável assumir que os sistemas fluviais alcancem qualquer condição de equilíbrio a partir de uma sequência evolutiva que envolva redução gradual dos gradientes topográficos, como esperado pelos modelos cíclicos. Hack (1960) especula que seja provável que o único equilíbrio que exista na maioria dos rios seja o *quase-equilíbrio*, conceito formulado por Leopold e Maddock (1953), designando uma espécie de autoajuste entre oito variáveis hidráulicas (vazão, fluxo de sedimentos entregue ao canal; calibre dos sedimentos transportados; resistência ao fluxo; velocidade; largura; profundidade; inclinação) que ocorre de forma complexa e está em constante mudança (LEOPOLD e MADDOCK,

1953; LEOPOLD, WOLMAN e MILLER, 1964). Assim, para Hack (1960), tanto o gradiente fluvial quanto a capacidade de um rio, podem crescer em direção a jusante caso rochas resistentes sejam expostas nesses trechos.

O trabalho empírico de Hack em diferentes partes das Montanhas Apalachianas (e.g., HACK, 1957, 1960, 1975) demonstrou várias características e relações geomórficas que não eram explicadas pela abordagem cíclica tradicional: (i) a geometria das bacias de drenagem (e.g., a inclinação do canal fluvial e a curvatura dos topos das cristas), fortemente correlacionada com os tipos de rocha subjacentes; (ii) as feições geomórficas de topografia mais pronunciada em escala regional (cadeias de montanhas elevadas), diretamente relacionadas com a estrutura geológica; (iii) os rios principais “evitando” as rochas resistentes; (iv) a morfologia dos perfis longitudinais dos rios diretamente relacionada às variações espaciais de litologia e estrutura geológica; (v) a ocorrência, bem como a espessura, dos resíduos do intemperismo (não consolidados) como funções do tipo de rocha subjacente.

Como consequência de sua oposição teórica aos modelos cíclicos, Hack (1960) elaborou o princípio do equilíbrio dinâmico, inspirado no trabalho de Gilbert (1877), que assim pode ser enunciado: a topografia das feições geomórficas e das paisagens erosivas envolve um equilíbrio entre os processos de erosão, intemperismo, soerguimento de rocha (*diastrofismo*) e o transporte de sedimentos. Uma vez que tal equilíbrio esteja estabelecido, a topografia torna-se *fixa* (isto é, não se modifica com o passar do tempo), permanecendo essencialmente inalterada morfologicamente, se as taxas de soerguimento e erosão não mudarem (desde que rochas com resistências diferentes daquelas previamente expostas não sejam exumadas). Se as taxas relativas de erosão ou soerguimento se modificarem (tanto no espaço quanto no tempo), o estado de equilíbrio dinâmico também se alterar, a topografia então se transformará na direção de um novo estado de equilíbrio. Nesta formulação teórica da evolução da paisagem, a distribuição espacial de características geológicas constitui o controle primário da morfologia de canais fluviais e vertentes. Rochas resistentes ao intemperismo e à erosão estariam associadas, de uma maneira geral, a terrenos mais íngremes se comparados a áreas sob rochas adjacentes menos competentes. O princípio do equilíbrio dinâmico requer, obrigatoriamente, taxas de denudação uniformes para todas as áreas em equilíbrio, implicando que embora a morfologia da superfície varie em função da litologia, os gradientes topográficos sejam fixos no tempo (HACK, 1960). Hack (1960, 1975) argumenta que como a crosta terrestre é anisotrópica em todas as escalas, ocorrem variações consideráveis na composição e estrutura litológica mesmo em pequenos canais fluviais.

Segundo Hack (1960), a imutabilidade das formas de relevo em equilíbrio ao longo do tempo é filosoficamente próxima da ideia da topografia como uma “*coisa do agora*”, tal como preconizado na geomorfologia dinâmica de Strahler (1952). Ao mesmo tempo, ao analisar as observações deste último sobre um ajuste profundo entre a morfologia da superfície e a litologia nos Apalaches, Hack (1960) afirma que as mesmas levam “alguns

de nós a acreditar que tal ajuste profundo ocorreu durante erosão de muitos milhares de metros de rocha, ao longo de um longo período de tempo, e não durante um curto ciclo em que uma peneplanície foi dissecada apenas em alguns milhares de metros”(HACK, 1975, p. 101, tradução nossa), sinalizando que a *herança geológica* seria, assim, um fator importante na evolução das paisagens. O princípio do equilíbrio dinâmico de Hack (1960, p. 89, tradução nossa) é “uniformitarista em sua abordagem, pois tenta explicar as paisagens em termos de processos e taxas que existem hoje e, portanto, observáveis”. Possui também uma concepção semelhante à de Gilluly (1949), na qual o diastrofismo é contínuo ao longo do tempo ao invés de periódico (BISHOP, 2007). Os pressupostos enunciados por Hack (1960) para sua proposta do equilíbrio dinâmico são discutíveis e foram criticados em diferentes trabalhos (e.g., HUGGET, 1988; RHOADS e THORN, 1993; TWIDALE, 1991; TWIDALE e CAMPBELL, 1995). Mesmo assim, o equilíbrio dinâmico de Hack (1960) e, especialmente, a condição normativa de estado estacionário (*steady-state*), constitui a espinha dorsal da maior parte dos trabalhos geomórficos modernos que envolvem evolução da paisagem (BISHOP, 2007). O grande apelo do uso do princípio do equilíbrio dinâmico de Hack é, de certa forma, reflexo de sua relativa simplicidade e grande flexibilidade, uma vez que pode ser enunciado em uma linguagem matemática de *inputs* e *outputs* que pode ser usada para a resolução de diferentes problemas geomórficos.

A concepção do equilíbrio dinâmico representa, contudo, muito mais um princípio geral do que um modelo de evolução da paisagem (HACK, 1975). Quando o equilíbrio dinâmico é usado como modelo da evolução da paisagem, ele apresenta problemas teóricos. Hack desenvolveu suas ideias como uma *tentativa ativa* de superar as teorias cíclicas uma vez que não aceitava como verdadeiro o princípio fundamental das teorias cíclicas de que (i) a topografia, criada ativamente por forças geológicas, seria (ii) reduzida e, eventualmente, destruída pela ação dos processos superficiais, não importando qual a história e o contexto geológico da área (HACK, 1975). Ao mesmo tempo, reconhecia “que a evolução também é um fato da natureza” (HACK, 1975, p. 88, tradução nossa) e, portanto, que os processos erosivos ocorrem aqui e agora, o que determina, necessariamente, que a elevação de uma área onde não ocorre soerguimento das rochas se reduzirá com o tempo. Para ele, em uma paisagem que esteja em equilíbrio, “cada declive e cada canal fluvial em um sistema erosivo são ajustados uns aos outros, e, assim, quando a topografia está em equilíbrio e a energia erosiva permanece a mesma, todos os elementos da topografia estão diminuindo ao mesmo tempo” (HACK, 1960, p. 80, tradução nossa). Mesmo que a morfologia de uma paisagem que esteja decaindo topograficamente permaneça *fixa* ao longo do tempo, dado tempo suficiente, as áreas de menor elevação eventualmente alcançarão a elevação do nível de base e, a partir de então, as taxas erosivas não serão homogêneas ao longo de todo o sistema. Neste caso, as áreas de maior elevação continuariam a ser erodidas, enquanto as áreas com a elevação do nível de base deixariam de sê-lo. Consequentemente, mesmo em uma paisagem em equilíbrio, uma planura regional sem relevo seria efetivamente alcançada, dado tempo suficiente

(HACK, 1975). Isso implica no fato de que, caso o equilíbrio dinâmico seja tomado como modelo evolutivo, ele levará obrigatoriamente ao mesmo raciocínio cíclico do qual Hack (1960) tentou escapar e, por isso, Hack (1975) argumenta que o equilíbrio dinâmico não configura um modelo evolutivo.

Hack lutava com duas noções contraditórias da paisagem como uma “*coisa agora*”, que alcançou ou busca alcançar um estado estacionário, e as implicações necessárias da evolução das paisagens erosivas ao longo do tempo, o que inclui a ideia de *heranças geológicas*. Esta situação parece análoga à descrita por Popper (1963) sobre a rejeição de Hume da lógica indutiva. Hume demonstrou que a indução era logicamente inválida e, portanto, racionalmente injustificável, enfrentando, assim, o problema de explicar como o conhecimento humano poderia ser possível: através de um procedimento não indutivo ou por repetição e indução, sendo, dessa maneira, logicamente inválido? Esta última alternativa significaria necessariamente o fim da racionalidade, pois o conhecimento seria apenas uma espécie de crença, levando Popper (1963) a resolver esse problema com um procedimento não indutivo. Nesse sentido, tanto a lógica geomórfica, quanto a perspectiva filosófica da proposição de Hack (1960, 1975) são contraditórias com relação às teorias cíclicas. Embora Hack não tenha conseguido elaborar um modelo de evolução que fosse bem sucedido como oposição às teorias cíclicas, o equilíbrio dinâmico de Hack (1960, 1975) foi (e ainda é) uma ferramenta prolífica para resolver problemas geomorfológicos (BISHOP, 2007).

6. EXPANDINDO A ETCHPLANAÇÃO DE WAYLAND E BÜDEL: O MODELO DE TWIDALE

O modelo de evolução das paisagens de Twidale foi desenvolvido de modo a resolver o problema da sobrevivência de longo-termo de superfícies antigas, sejam elas exumadas ou subaéreas, que desafiavam (e ainda desafiam) os modelos tradicionais de evolução da paisagem (TWIDALE, 1976, 1991, 1999). Ele reconhece como fato, a existência de superfícies muito antigas, expostas aos processos erosivos desde sua origem, configurando feições geomórficas comuns na superfície terrestre (TWIDALE, 1976, 1991, 1999). Inicialmente, tais superfícies foram reconhecidas de maneira conjectural na Austrália e no sul da África em trabalhos como os de Hills (1934) e Dixey (1938). É conhecido, hoje, com um grau razoável de certeza, que paleosuperfícies podem ser identificadas não apenas nos continentes do Sul, ou seja, derivadas da desintegração do Gondwana, mas também preservadas no que foi a Laurásia (TWIDALE, 1999), persistindo apesar dos efeitos da glaciação (TWIDALE, 1976; YOUNG, 1983; TWIDALE e VIDAL ROMANI, 1994). A persistência de longo-termo dessas superfícies geomórficas antigas é contraditória aos modelos cíclicos que lhes atribuem limites máximos de idade (TWIDALE, 1980; TWIDALE, 1992). Ao mesmo tempo, qualquer observador que considere as taxas dos processos superficiais em diferentes contextos geomórficos (GILLULY, 1955; SCHUMM, 1963; JUDSON e RITTER, 1964), bem como o exame de evidências empíricas convincentes de que muitas formas de relevo são

recentes, tais como movimentos de massa em geral (KENT, 1966; TWIDALE, 1999), pequenos sulcos e ravinas desenvolvidas pela ação do fluxo superficial canalizado em granitos frescos (TWIDALE, 1999) e dolinas ou sumidouros desenvolvidos em lateritas (TWIDALE, 1999), chegaria à conclusão de que, parte significativa das formas de relevo e das paisagens erosivas é de origem recente, talvez, não mais antigas do que o Cenozoico tardio (TWIDALE, 1999). O modelo de evolução de Twidale precisou, dessa maneira, resolver o paradoxo da coexistência contemporânea de feições geomorfológicas antigas e recentes, o que é semelhante à dicotomia enfrentada por Hack (1960, 1975): a paisagem é uma *construção do agora*, uma vez que os processos estão agindo agora, ou é o resultado de um desenvolvimento de longo-termo?

Em resposta, o modelo de Twidale se sustenta em larga medida em duas hipóteses desenvolvidas por Crickmay, a saber: (i) o conceito de *panplanation* e (ii) a *atividade desigual* (CRICKMAY, 1932, 1972, 1974, 1975). A hipótese (i) antecipa que, em um contexto de rios próximos ao nível de base absoluto a migração lateral dos rios, em conjunto com processos de deposição aluvial, irá produzir extensas planícies aluviais (CRICKMAY, 1932). Essa hipótese é diferente das superfícies de aplainamento de Davis, pois as mesmas seriam restritas a áreas próximas do mar, enquanto os peneplanos de Davis adentram o interior continental. A hipótese (ii), por sua vez, foi desenvolvida por Crickmay (1972, 1974, 1975) para explicar a dinâmica e morfologia de áreas distantes do nível de base (TWIDALE, 1993). Segundo Twidale (1993), essa hipótese representa uma expansão de uma proposição inicial de Knopf (1924) de que algumas das terras altas estavam fora do alcance dos processos erosivos. Crickmay (1972, 1974, 1975) questionou, então, a eficiência dos processos erosivos de vertente quando comparada à eficiência do trabalho fluvial, assumindo que os processos fluviais operam de forma mais rápida e intensa. Para ele, o poder erosivo dos rios estaria restrito às áreas do canal fluvial e, no máximo, porções distais de vertentes imediatamente adjacentes. No próprio conceito de *atividade desigual* existe, portanto, uma desconexão marcante entre os processos fluviais e os de vertente. Essa desconexão é também um dos corolários do modelo de King (1953) e, no entanto, o modelo de King é marcadamente diferente da hipótese de *atividade desigual*. Para King (1953), essa desconexão significa que o sistema fluvial não interfere na forma e na dinâmica das vertentes. Para Crickmay (1972, 1974, 1975), não apenas rios e vertentes são desconectados, mas eles operam em taxas muito diferentes (vertentes seriam quase *inativas* se comparadas aos canais fluviais). Por isso, embora Crickmay (1972, 1974, 1975) aceitasse de maneira geral a noção de recuo paralelo de vertentes de King, ele negava que qualquer vertente (ou escarpa) recuasse a taxas uniformes e, na verdade, afirmava que algumas vertentes (e escarpas) estariam praticamente estagnadas. Para Twidale (1993, p. 364, tradução nossa), “o conceito de Crickmay encontra apoio em paisagens em muitas partes do mundo”, dando exemplos de áreas que, a partir de uma configuração estrutural *adequada* (ou seja, com fortes contrastes litológicos), a erosão fluvial seria restrita aos canais, sem afetar as vertentes adjacentes.

O modelo de evolução de Twidale (1999) assume que a estrutura geológica é o principal controle na evolução da paisagem. As influências estruturais na morfologia das paisagens englobariam efeitos ativos e passivos, maiores e menores, bem como um grande número de formas de relevo estruturais, que estão completamente desconectadas de condições climáticas (TWIDALE e LAGEAT, 1994). Dessa maneira, o contexto geomórfico de uma área será fortemente influenciado por seu contexto tectônico, limite de placa/intraplaca, o tipo de limite de placa analisado, e a relação com plumas do manto e *hotspots* associados. Exemplos de controle estruturais na morfologia da superfície incluem: a orientação de muitas feições geomorfológicas regionais, tais como os cursos de grandes rios, a geometria de planaltos e grandes bacias hidrográficas, que muitas vezes refletem a presença de lineamentos herdados (*e.g.*, TWIDALE e CAMPBELL, 1995); contrastes na resistência das rochas expostas aos processos erosivos, resultando em morfologias diferentes (*e.g.*, HACK, 1960; TWIDALE e CAMPBELL, 1995); campos locais de tensões e o acúmulo de deformações em estruturas herdadas, como fatores importantes na explicação de um conjunto de formas (*e.g.*, JENNINGS e TWIDALE, 1971; TWIDALE e SVED, 1978; TWIDALE e LAGEAT, 1994) e terremotos como fator de *gatilho* para deslizamentos de terra e outros movimentos de massa (TWIDALE e LAGEAT, 1994).

O conceito de *etch* ou paisagem em dois estágios (FALCONER, 1911, JUTSON, 1914; WAYLAND, 1934; BÜDEL, 1982; THOMAS 1989a, 1989b) é também central no modelo de evolução de Twidale (1991). Isto, porque as águas subterrâneas são onipresentes e a água reage com os minerais formadores de rocha, a maioria dos quais são, em maior ou menor grau, solúveis, especialmente quando *carregados* quimicamente a partir, por exemplo, da atividade da biota; tais reações resultam no desenvolvimento do regolito (TWIDALE e CAMPBELL, 1995). O raciocínio é que o regolito é friável e menos coeso do que o substrato rochoso e, assim, dadas condições adequadas, o regolito seria erodido e o substrato rochoso exposto. A forma do *front* de intemperismo (na interface com as rochas subjacentes) segue as condições de contorno de diferentes arranjos geológicos, tanto em textura quanto em composição, mas também se encontra relacionado com fraturas ou densidade de fraturas (TWIDALE e VIDAL ROMANI, 1994). Essas superfícies de *etch* (ou seja, as superfícies expostas a partir da erosão do regolito não coeso) se desenvolvem em dois estágios, conseqüentemente, com duas idades: uma, indicando o período de intemperismo subsuperficial e esculturação no *front* de intemperismo; e a outra, o período de remoção do regolito e conseqüente exposição das rochas subjacentes (TWIDALE, 1990).

Essa hipótese de desenvolvimento em dois estágios foi bem-sucedida em explicar muitas feições geomorfológicas intrigantes que até então, não tinham sido satisfatoriamente explicadas (TWIDALE, 1990). Na proposta, a natureza do agente erosivo no segundo estágio de uma superfície *etch* é de menor importância, uma vez que as superfícies *etch* não devem ser entendidas como o resultado do trabalho dos agentes erosivos subaéreos, mas sim do intemperismo, refletindo, de maneira geral, antigos

eventos magmáticos, tectônicos e/ou térmicos (TWIDALE e VIDAL ROMANI, 1994; CAMPBELL e TWIDALE, 1991). Já a fase de remoção do regolito pode ser desencadeada por soerguimento ativo, isostasia/flexura ou por mudanças climáticas (TWIDALE, 1991). Quaisquer das superfícies de aplainamento, incluindo as superfícies *etch*, podem ser soterradas por sedimentos ou lava, o que configuraria uma discordância estratigráfica, podendo ser, posteriormente, reexpostas como superfícies exumadas (TWIDALE e VIDAL ROMANI, 1994; CAMPBELL e TWIDALE, 1995). A esse respeito, Twidale e Campbell (1995, p. 32, tradução nossa) afirmam que “não surpreendentemente, e compreensivelmente, ainda há muitos que acham difícil até mesmo aceitar que formas de relevo tão antigas quanto as postuladas aqui possam ter persistido, a menos que enterradas e exumadas”. Contudo, quando as superfícies são inferidas como tendo sido *exumadas*, a sua *preservação*, ao longo de escalas de tempo de dezenas a centenas de milhões de anos, é encarada como *razoável* caso elas tenham sido enterradas (FALCONER, 1911; WILLIS, 1936; TWIDALE, 1976; BRUNSDEN, 1993). Twidale e Campbell (1995, p. 32, tradução nossa) mostram, no entanto, que, na Austrália, “não há nenhuma evidência, ou mesmo uma probabilidade, de que maciços como Eastern Uplands, Arnhem Land Plateau, Hamersley Ranges, Ayers Rock, o Gawler Ranges, a maior parte das Flinders Ranges, o Mt. Lofty Ranges e o Planalto Arcoona já tenham sido inundados pelos mares e sedimentos do Cretáceo”. As paisagens descritas por Twidale e Campbell (1995) foram provavelmente expostas há centenas de milhões de anos, tendo sobrevivido desde então aos processos erosivos (como feições subáreas), configurando, hoje, áreas de topografia pronunciada. Deve-se notar que essa persistência de longo-termo não implica “que essas formas de terra comprovadamente ou supostamente antigas sobreviveram inalteradas, mas que suas características essenciais permanecem” (TWIDALE e CAMPBELL, 1995, p. 31, tradução nossa).

As razões de Twidale para a sobrevivência de superfícies subáreas antigas, podem ser enunciadas como: (i) configurações intraplaca, que favorecem a sobrevivência de paisagens antigas, pois as mesmas estão longe da influência orogênica recente, implicando uma relativa estabilidade tectônica (TWIDALE e CAMPBELL, 1995). Nesse sentido, Watchman e Twidale (2002) sugerem estabilidade não em um sentido absoluto, mas sim, que as configurações intraplaca são mais estáveis do que as configurações de limite de placa; (ii) a exposição na superfície de rochas resistentes que “sobrevivem” ao intemperismo e erosão por mais tempo do que rochas pouco resistentes (TWIDALE, 1976, 1991, 1999); (iii) mudanças no nível do mar afetando principalmente as áreas costeiras, o que implica que as perturbações eustáticas têm menor probabilidade de causar reações em drenagens localizadas no interior profundo de um continente (TWIDALE, 1999); (iv) a *atividade desigual* da erosão fluvial e de vertentes no interior continental, que favorece a sobrevivência de superfícies antigas elevadas (TWIDALE, 1976, 1991, 1999). A localização e geometria dos divisores de drenagem são, no entanto, inicialmente determinadas por fatores estruturais (TWIDALE, 1976, 1991, 1999), enquanto a distribuição espacial de rochas com resistência diferencial determinará diferenciação

topográfica entre essas áreas (TWIDALE, 1999); e (v) *feedbacks* positivos que acentuam os impactos da erosão desigual. Por exemplo, um rio principal é dominante e atrai progressivamente mais escoamento superficial e fluxos subterrâneos (TWIDALE, 1976, 1991, 1999).

O modelo de evolução de Twidale envolve um cenário onde paleosuperfícies muito antigas coexistem com superfícies jovens em muitas áreas. Essas feições jovens seriam, para Twidale (1999), mais frequentemente relacionadas a movimentos de massa e processos de erosão acelerada do regolito. Como exemplo, Twidale (1999) aponta que o sul da África consistiria em extensos remanescentes de superfícies muito antigas (DIXEY, 1942; KING, 1942, 1950, 1962; PARTRIDGE e MAUD, 1987) coexistindo com áreas com processos recentes ativos de erosão acelerada do das encostas. Todavia, áreas marcadas por erosão acelerada estariam confinadas a materiais regolíticos friáveis, de modo que processos de ravinamento e voçorocamento seriam ineficazes onde rochas (coesas) estão expostas Twidale (1999).

Twidale também correlacionou o seu modelo com algumas noções de cronologia da denudação, que podem ser resumidas em cinco pontos (WATCHMAN e TWIDALE, 2002): (i) a maioria das feições geomorfológicas não se desenvolvem instantaneamente, mas ao longo do tempo, e o mesmo ocorre dentro de uma faixa de idade; (ii) a idade de uma superfície se refere ao tempo de sua origem; (iii) após a sua origem, uma superfície não permanece necessariamente inalterada e imutável; (iv) a Lei da Superposição que preconiza: quanto mais alto, mais antigo; e (v) uma superfície é provavelmente mais jovem do que as rochas mais novas que ela corta, mas mais velha do que a rocha mais antiga que ela corta.

7. CONSIDERAÇÕES FINAIS

O esforço teórico de Davis pretendia fazer da geomorfologia algo mais do que a mera descrição da morfologia das paisagens, através do desenvolvimento de uma *explicação* sobre como elas vieram a ser como as observamos empiricamente. Nesse sentido, há uma diferença significativa entre o que é uma *explicação* e o que são *observações* e *descrições* das formas de relevo. Por exemplo, imaginem que alguém passou a vida inteira catalogando observações de certas espécies de peixes em um determinado rio (adaptado de POPPER, 1963). Essa pessoa desenvolveu um método que garante a precisão de suas observações e esse catálogo foi publicado. No entanto, por mais precisas que sejam essas observações, elas não produzem nenhuma explicação sobre nada que possa ser do interesse de um biólogo, como o desenvolvimento, características e comportamento dessas espécies. Isso ilustra o que Davis queria modificar na geografia: explicar, ao invés de simplesmente *descrever*, mostrando que, para construir uma explicação, é necessário usar faculdades mentais como a *imaginação*. Isto se opõe à tradição positivista, que assume a *explicação* como uma questão subjetiva ou *metafísica* contrastando-a, de forma desfavorável, com a *descrição*, cujos defensores desta tradição consideravam como o único método legítimo da ciência empírica (Popper, 1963). Neste

aspecto, Davis não teve sucesso, uma vez que a tradição positivista era (e ainda é) forte dentro da Geomorfologia (BAKER e TWIDALE, 1991; RHOADS e THORN, 1993; HARRISON, 2001; WATCHMAN e TWIDALE, 2002). Uma explicação geomorfológica é muitas vezes enunciada como tendo sido construída a partir de evidências empíricas (ou seja, observações) na busca por explicá-las e com elas ser consistentes. A própria natureza da geomorfologia é considerada por muitos geomorfólogos como inerentemente conectada a trabalhos de campo e dados observacionais (BAKER e TWIDALE, 1991; RHOADS e THORN, 1993).

Desde o trabalho de Hume (1740) e com os desenvolvimentos posteriores de Kant (1781) e Popper (1963), o mito baconiano de uma ciência natural indutiva não pode ser considerado verdadeiro. De maneira resumida: Hume demonstrou que a indução é logicamente inválida e, como consequência, não é verdadeira a ideia de que temos um conhecimento certo (ou real) de leis universais da natureza, denominado *episteme*, mas sim que o conhecimento humano é tentativo e incerto, denominado *doxa* (HUME, 1740). Kant, por sua vez, entendeu que os humanos não são *receptores* passivos da natureza, mas sim *ativos*: as leis da natureza não são descobertas, mas sim impostas ativamente sobre a natureza, implicando que o mundo, como o conhecemos, é uma interpretação da realidade à luz de teorias criadas por nós mesmos (KANT, 1781). Popper propôs uma ligeira modificação à formulação de Kant (POPPER, 1963), a de que nós não extraímos nossas leis da natureza, mas, em vez disso, tentamos impor as nossas leis a ela, com diferentes graus de sucesso. A diferença entre a proposição de Popper e de Kant é que Kant (1781) estava convencido de que a teoria de Newton era verdadeira, o que implicaria que poderíamos impor nossas leis à natureza com sucesso (POPPER, 1963). No entanto, Popper (1963, p. 191, tradução nossa) afirma que a teoria de Einstein refutou a teoria de Newton: “graças a Einstein, agora vemos esta teoria como uma hipótese (ou um sistema de hipóteses), talvez a hipótese mais magnífica e mais importante na história da ciência, e certamente uma aproximação surpreendente da verdade”. Sugerimos que o leitor leia Popper (1963) para uma demonstração de porque a indução é logicamente inválida.

O fato de que a indução é um procedimento logicamente inválido é muito impactante para as ciências naturais e, por extensão, para a geomorfologia. Os empiristas geralmente acreditam que a base empírica de seu trabalho consiste em observações inquestionáveis (dados), e que esses dados são a base de seu raciocínio. Considerando que a indução é inválida, os dados são sempre interpretados à luz de teorias; não há nenhuma evidência final que não seja interpretada (LAKATOS, 1960; POPPER, 1963). A ideia de que a observação é carregada de teoria foi bem capturada nos trabalhos de Baker e Twidale (1991) e Rhoads e Thorn (1993), que demonstram como a confiança cega em dados é prejudicial à geomorfologia.

Esse entendimento é importante, uma vez que todas as teorias discutidas anteriormente foram propostas para explicar as mesmas feições geomorfológicas: paisagens pós-orogênicas, onde o último evento tectônico se deu dezenas ou centenas de milhões de anos atrás. Enquanto Davis enxergou nessas paisagens, peneplanos; King

afirmou que os peneplanos de Davis eram, na realidade, pediplanos; Hack declarou que peneplanos não existem em nenhuma parte do mundo, mas que, na realidade, a maior parte das paisagens pós-orogênicas parecem paisagens erosivas (ainda) montanhosas e controladas por processos fluviais; já Twidale assume que essas paisagens foram esculpidas em dois estágios, ou sejam, eram superfícies *etch*. Seria fácil seguir aqui um raciocínio relativístico e propor que cada um desses modelos estaria, até certo ponto, correto, ou argumentar, como Twidale (1999), que o declínio dos ângulos das vertentes (modelo Davisiano) poderia ocorrer em paisagens desenvolvidas em rochas pouco resistentes, enquanto o recuo paralelo das vertentes poderia acontecer quando rochas resistentes são expostas; o equilíbrio dinâmico poderia ocorrer em áreas úmidas tectonicamente ativas, e que superfícies *etch* seriam praticamente onipresentes na superfície da Terra. No entanto, em sentido estrito, todos esses modelos são incorretos como explicação da evolução geomórfica de paisagens pós-orogênicas (e.g., BISHOP, 2007), embora sua influência no pensamento moderno seja duradoura.

Afirmar que uma proposição é incorreta não significa dizer que essa proposição não tenha valor. Na verdade, qualquer conjectura tem um conteúdo *verdadeiro* e um conteúdo *falso*: por exemplo, se propusermos que *hoje é sexta-feira*, a consequência lógica desta proposição implica que *hoje não é sábado* e que *hoje não é segunda-feira*, e assim por diante (adaptado de POPPER, 1963). Obviamente que *hoje* deve ser um dia da semana, então se segue que mesmo que *hoje seja terça-feira*, nossa conjectura é falsa, mas, ainda assim, tem algum conteúdo verdadeiro, uma vez que uma das consequências da nossa afirmativa é que *hoje não é quinta-feira*.

Sintetizando, podemos dizer que uma vez que a indução é inválida e o conhecimento humano é tentativo (*doxa*), toda e qualquer proposição (ou conjectura, hipótese, teoria) tem como *destino* estar *errada* e, ainda assim, pode *funcionar* (leia-se, ser congruente com observações empíricas) como um caso limite, que seja consistente com o que se destina a explicar quando desenvolvida. Além disso, é impossível mapear todas as consequências lógicas de uma dada conjectura, ou seja, o seu conteúdo empírico de falsificadores potenciais no sentido de Popper (1963) considerando que toda hipótese têm um contexto histórico/temporal. Um exemplo é quando a teoria, ou sistema de teorias, de Newton foi proposta, ninguém poderia prever que uma de suas consequências lógicas seria a não-teoria de Einstein (POPPER, 1963).

De maneira geral, as teorias cíclicas não são explicações científicas para as paisagens antigas no sentido de que não existe nenhum falsificador empírico potencial para elas, e disso se segue que as teorias cíclicas são necessariamente verdadeiras em todos os mundos possíveis (BISHOP, 1980), o que é amplamente uma desvantagem para qualquer teoria. Como Popper (1963) demonstra, toda boa teoria consiste em proibições (de que certas coisas aconteçam) e que quanto mais uma teoria proíbe, melhor ela é, uma vez que os seus falsificadores potenciais aumentam e sua probabilidade de estar correta, diminui (POPPER, 1963). Assim, embora Hack tenha desenvolvido o princípio do equilíbrio dinâmico em oposição às teorias cíclicas, ele não conseguiu enunciar o

equilíbrio dinâmico como um modelo evolutivo que explicasse a evolução de paisagens pós-orogênicas (HACK, 1960, 1975). Hack enfrentou um problema que ele não conseguiu superar: “a evolução é um fato da natureza” (HACK, 1960, p. 88, tradução nossa), ou seja, a erosão está acontecendo aqui e agora. Portanto, como aceitar, ao mesmo tempo, a longa permanência de características geomorfológicas com a ideia de que a morfologia da superfície é resultado dos processos atuando agora? Hack (1975) não foi capaz de resolver esse problema e, ainda assim, o seu princípio do equilíbrio dinâmico permanece como a espinha dorsal da geomorfologia moderna (BISHOP, 2007). O modelo de Twidale (e também de Crickmay) representa um avanço nesse sentido, pois implica que as paisagens contemporâneas envolvem a coexistência de feições geomorfológicas muito antigas e feições jovens, rompendo, portanto, com o caminho evolutivo das teorias cíclicas. Além disso, o modelo de Twidale prescreve o aumento da amplitude do relevo com o tempo (sobretudo devido à *atividade desigual*), ao contrário do antecipado pelas teorias cíclicas (TWIDALE, 1999).

Especificamente sobre o modelo de Twidale, caso a superfície *etch* seja vista como um substituto aos peneplanos ou pediplanos, ela apresentará problemas teóricos. A ideia de que intemperismo é uma pré-condição para a maior parte dos trabalhos erosivos é robusta e coerente, o que explica porque, de certa forma, quase todas as paisagens podem ser consideradas como uma forma *etch* (TWIDALE, 1999). No entanto, a maior parte das explicações geomórficas que se sustentam no conceito das superfícies *etch* está explicando a evolução das formas de relevo a partir de contrastes de composição/textura ou de fraturas em áreas adjacentes; isto é, as formas refletem essas diferenças/anisotropias em sentido amplo. Ou seja, algo é mais resistente do que a área adjacente e o desenvolvimento dessas diferenças implicarão em uma diferenciação morfológica. Se o intemperismo diferencial é impulsionado por anisotropias e, conforme exposto por Twidale e Lageat (1994, p. 326, tradução nossa), “efeitos de reforço ou feedback positivo levam à exploração de qualquer contraste inicial em relevo”, como alguém pode esperar que uma forma *etch* seja a de uma planura regional/continental sem relevo e sem as condições estruturais apropriadas (leia-se, camadas sub-horizontais)? Se as anisotropias direcionam os processos de intemperismo, qual processo explicaria que se fossem apagadas todas as anisotropias em escala continental? Nesse caso, como apontado Twidale (1999), a forma final de superfície *etch* não deve ser a mesma daquela esperada pelas teorias cíclicas. Além disso, as superfícies *etch* moldadas pelo intemperismo e a erosão de materiais não coesos não são aplainadas, mas sim inclinadas; mesmo as planícies deposicionais apresentam um gradiente, mesmo que seja um declive suave, e qualquer declive implica mudança de elevação: por exemplo, 1 grau de declive implica em mudança de 17,5 m/km (WATCHMAN e TWIDALE, 2002).

Hack (1960, 1975) compreendeu que a crosta terrestre não é isotrópica em nenhuma escala de análise. Este é o corolário: anisotropias são a regra. Uma maneira de se entender o papel das anisotropias na evolução das paisagens envolve os conceitos de seleção de *gradiente* e de *resistência* (PHILLIPS, 2011), ou seja, a seleção de gradiente estaria

relacionada ao raciocínio tradicional do “caminho de menor resistência”. Isto é facilmente observado e compreendido através de exemplos de escoamento superficial, que também acontece em nível subterrâneo, uma vez que esse fluxo também segue os caminhos de menor resistência, incluindo macroporos, fraturas e zonas de maior condutividade hidráulica, e que são reforçados pela ação dos processos de intemperismo e erosão. Phillips (2011) argumenta que mesmo em materiais *homogêneos*, o crescimento instável de pequenas variações como, por exemplo, no teor de umidade, pode evoluir para desigualdades, que passam a serem exploradas pelos processos intempéricos e erosivos. A seleção de resistência, por sua vez, representa o inverso da seleção de gradiente no sentido de que, dada uma tensão/esforço aplicado, feições geomórficas mais resistentes *sobreviverão* por mais tempo inalteradas do que feições menos resistentes (PHILLIPS, 2011).

Por fim, é importante destacar que vários elementos dos modelos clássicos de evolução das paisagens discutidos nesse capítulo, tais como nível de base, superfícies de aplainamento, equilíbrio, forma e dinâmica de vertentes e sistemas fluviais, e reorganização da rede de drenagem, estão direta ou indiretamente presentes no entendimento moderno sobre como as paisagens erosivas evoluem. Podemos sumarizar esse entendimento como: as paisagens erosivas tendem a alcançar uma condição de estado estacionário onde há um equilíbrio de longo-termo entre os inputs geomórficos de energia e matéria em escala de paisagem (decorrente de processos tectônicos resultando em soerguimento de rochas pela janela crustal rasa) e as saídas geomórficas (através de processos erosivos modulados por controles litológicos e climáticos), resultando em uma topografia constante ao longo do tempo (PENCK, 1953; SCHUMM e LICHTY, 1965; HOWARD, 1994; WHIPPLE e TUCKER, 1999, 2002). A condição de equilíbrio é uma noção normativa que depende da uniformidade das condições de contorno de uma paisagem em estado estacionário, ou seja, o seu contexto tectônico, climático e litológico (WHIPPLE e TUCKER, 1999). Mudanças espaciais e temporais nas condições de contorno podem determinar modificações no nível de base relativo (isto é, uma confluência, uma estrutura ativa, ou o nível do mar), causando ajustes na forma do canal e uma resposta transiente da rede de drenagem direção da condição de estado estacionário (HOWARD, 1994; WHIPPLE e TUCKER, 1999; WHIPPLE e TUCKER, 2002; KIRBY e WHIPPLE, 2012). A duração, o padrão e o estilo da resposta da paisagem a tais forças transitórias são função das características da perturbação, da escala da paisagem e de feedbacks com processos de vertente (HOWARD, 1994; KOOI e BEAUMONT, 1996; WHIPPLE e TUCKER, 1999, 2002; BINNIE *et al.*, 2007; OUIMET, WHIPPLE e GRANGER, 2009; KIRBY e WHIPPLE, 2012). Embora as teorias clássicas de evolução das paisagens tenham sido relegadas a uma posição de pouco prestígio na geomorfologia moderna, buscou-se mostrar que uma boa parte dos problemas geomorfológicos que intrigam os geomorfólogos de hoje, encontram-se ancorados em conceitos que estão relacionados, de alguma maneira, com o desenvolvimento das teorias clássicas de evolução das paisagens.

Agradecimentos

Agradecemos à Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES) pelo apoio financeiro através de uma Bolsa de Pós-Doutorado CAPES-Print para D.P. (n. 88887.367976 / 2019-00).

Referências Bibliográficas

BALDWIN, J.A.; WHIPPLE, K.X.; TUCKER, G.E. Implications of the shear stress river incision model for the timescale of postorogenic decay of topography. **Journal of Geophysical Research: Solid Earth**, v. 108, n. B3, 2003. DOI 10.1029/2001JB000550.

BAKER, V.R.; TWIDALE, C.R. The reenchantment of geomorphology. **Geomorphology**, v. 4, n. 2, p. 73-100, 1991. DOI 10.1016/0169-555X(91)90021-2.

BEACH, L.G. **Geographical Geomorphology: Historical Development Contemporary Problems, and Future Prospects**. Dissertação – Departamento de Geografia, Oregon State University, 1981. 105 p.

BELTON, D.X.; BROWN, R.W.; KOHN, B.P.; FINK, D.; FARLEY, K.A. Quantitative resolution of the debate over antiquity of the central Australian landscape: implications for the tectonic and geomorphic stability of cratonic interiors. **Earth and Planetary Science Letters**, v. 219, n. 1, p. 21-34, 2004. DOI 10.1016/S0012-821X(03)00705-2.

BINNIE, S.A.; PHILLIPS, W.M.; SUMMERFIELD, M.A.; FIFIELD, L.K. Tectonic uplift, threshold hillslopes, and denudation rates in a developing mountain range. **Geology**, v. 35, n. 8, p. 743-746, 2007. DOI 10.1130/G23641A.1.

BISHOP, P. Popper's principle of falsifiability and the irrefutability of the Davisian cycle. **The Professional Geographer**, v. 32, n. 3, p. 310-315, 1980. DOI 10.1111/j.0033-0124.1980.00310.x.

BISHOP, P. Long-term landscape evolution: linking tectonics and surface processes. **Earth Surface Processes and Landforms**, v. 32, n. 3, p. 329-365, 2007. DOI 10.1002/esp.1493.

BRUNSDEN, D. Mass movements; the research frontier and beyond: a geomorphological approach. **Geomorphology**, v. 7, p. 85-128, 1993. DOI 10.1016/0169-555X(93)90013-R.

BRYAN, K. Gully gravure-a method of slope retreat. **Journal of Geomorphology**, v. 3, p. 89-107, 1940.

BÜDEL, J. Die Doppelten Einebnungsflächen in den Fenchten Tropen. **Zeitschrift Fur Geomorphologie**, v. 1, n. 2, p. 201-228, 1957.

BÜDEL, J. **Climatic geomorphology** (Vol. 443). Princeton: Princeton University Press, 1982. 443 p.

CAMPBELL, E.M.; TWIDALE, C.R. The evolution of bornhardts in silicic volcanic rocks in the Gawler Ranges. **Australian Journal of Earth Sciences**, v. 38, n. 1, p. 79-93, 1991.

CHORLEY, R.J.; DUNN, A.J.; BECKINGSALE, R.P. **The history of landforms, or the Development of Geomorphology, v. 1: Geomorphology before Davis**. New York: Methuen, 1964. 678 p.

- CHORLEY, R.J.; BECKINSALE, R.P.; DUNN, A.J. **The History of the Study of Landforms** (Vol. 2). Methuen: London, 1973. 874 p.
- CRICKMAY, C.H., The significance of the physiography of the Cypress Hills. **Canadian Field Naturalist**, v. 46, p.185-186, 1932.
- CRICKMAY, C.H. Discovering a meaning in scenery. **Geological Magazine**, v. 109, p. 171-177, 1972. DOI 10.1017/S0016756800039571.
- CRICKMAY, C.H. **The Work of the River: A Critical Study of the Central Aspects of Geomorphology**. London: Macmillan, 1974. 271 p.
- CRICKMAY, C.H. The hypothesis of unequal activity. *In*: MELHORN, W.N.; FLEMAL, R.C. (org.). **Theories of Landform Development**. State University of New York Press: Binghamton, NY, 1975. p. 103-109.
- DARWIN, C. **On the Origin of Species**. John Murray: London, 1859.
- DAVIS, W. M. The Geographical Cycle. **Geographical Journal**, v. 14, p. 481-504, 1899. DOI 10.2307/1774538.
- DAVIS, W.M. The geographical cycle in an arid climate. **The Journal of Geology**, v. 13, n. 5, p. 381-407, 1905.
- DAVIS, W.M. The systematic description of land forms. **The Geographical Journal**, v. 34, n. 3, p. 300-318, 1909. DOI 10.2307/1777147.
- DAVIS, W.M. Peneplains and the geographical cycle. **Bulletin of the Geological Society of America**, v. 33 n. 3, p. 587-598, 1922. DOI 10.1130/GSAB-33-587.
- DAVIS, W.M. The geographical cycle in an arid climate. **The Journal of Geology**, v. 13, n. 5, p. 381-407, 1905.
- DIXEY, F. Some observations on the physiographic development of central and southern Africa. **Transactions Geological Society South Africa**, v. 41, p. 113-172, 1938.
- DIXEY, F., Erosion cycles in central and southern Africa. **South African Journal of Geology**, v. 45, p. 151-181, 1942. DOI 10520/AJA10120750_2587.
- FALCONER, J. D. **The Geology and Geography of Northern Nigeria**. London: Macmillan, 1911. 295 p.
- GILBERT, G. K. Report on the Geology of the Henry Mountains (Utah). **USGS Professional Paper**, 1877. 160 p. DOI 10.3133/70039916.
- GILLULY, J. Distribution of mountain building in geologic time. **Geological Society of America Bulletin**, v. 60, n. 4, p. 561-590, 1949. DOI 10.1130/0016-7606(1949)60[561:DOMBIG]2.0.CO;2.
- GILLULY, J. Geologic contrasts between continents and ocean basins. **Geological Society of America Special Paper**, v. 62, p. 7-18, 1955.
- GOUDIE, A. Geomorphology: Its Early History. *In*: GREGORY, K.J.; GOUDIE, A.S (org.). **The SAGE Book of Geomorphology**. London: SAGE Publication Ltd, 2014. p. 23-35.
- GOUDIE, A.; LEWIN, J.; RICHARDS, K.; ANDERSON, M.; BURT, T.; WHALLEY, B.; WORSLET, P. **Geomorphological Techniques**. London: George Allen & Unwin, 1981. 395 p.

- GREGORY, K.J.; GOUDIE, A.S. (org.). **The SAGE Handbook of Geomorphology**. London: SAGE, 2014. 610 p.
- HACK, J. T. Studies of longitudinal stream profiles in Virginia and Maryland. **United States Geological Survey Professional Paper**, 294-B, p. 45-97, 1957.
- HACK, J. T. Interpretation of erosional topography in humid temperate regions. **American Journal of Science**, v. 258A, p. 80-97, 1960.
- HACK, J. T. Dynamic Equilibrium and Landscape Evolution. *In*: MELHORN, W. N.; FLEMAL, R. C. (org.). **Theories of Landform Development**. New York: State University of New York, 1975. p. 87-102.
- HARRISON, S. On reductionism and emergence in geomorphology. **Transactions of the Institute of British Geographers**, v. 26, n. 3, p. 327-339, 2001. DOI 10.1111/1475-5661.00025.
- HIGGINS, C.G. Theories of Landscape Development: a Perspective. *In*: MELHORN, W. N.; FLEMAL, R. C. (org.). **Theories of Landform Development**. New York: State University of New York, 1975.
- HILLS, E. S., 1934. Some fundamental concepts in Victorian physiography. **Proceedings of the Royal Society of Victoria**, v. 47, p. 158-174, 1934.
- HORTON, R.E. Erosional development of streams and their drainage basins; hydrophysical approach to quantitative morphology. **Geological society of America Bulletin**, v. 56, n. 3, p. 275-370, 1945. DOI 10.1130/0016-7606(1945)56[275:EDOSAT]2.0.CO;2.
- HOWARD, A.D. A detachment-limited model of drainage basin evolution. **Water Resources Research**, v. 30, n. 7, pp.2261-2285, 1994. DOI 10.1029/94WR00757.
- HUGGETT, R.J. Dissipative systems: implications for geomorphology. **Earth Surface Processes and Landforms**, v. 13, p. 45- 49, 1988. DOI 10.1002/esp.3290130107.
- HUME, D. **A treatise of human nature**. New York, NY: Dover, 1740 (p. 1-403).
- JENNINGS, J.N.; TWIDALE, C.R., Origin and implications of the A-tent, a minor granite landform. **Australian Geographical Studies**, v. 9, n. 1, p. 41-53, 1971. DOI 10.1111/j.1467-8470.1971.tb00242.x.
- JUDSON, S.; RITTER, D.F. Rates of regional denudation in the United States. **Journal of Geophysical Research**, v. 69, n. 16, p. 3395-3401, 1964. DOI 10.1029/JZ069i016p03395.
- JUTSON, J. T. An outline of the physiographical geology (physiography) of Western Australia. **Geological Survey of Western Australia Bulletin**, v. 61, 1914.
- KANT, I. **Crítica da razão pura**. Tradução: DOS SANTOS. Lisboa, Portugal: Gulbenkian, 1985. (Original publicado em 1781).
- KENT, P.E. The transport mechanism in catastrophic rock falls. **The Journal of Geology**, v. 74, n. 1, p. 79-83, 1966. DOI 10.1086/627142.
- KING, L.C. **South African Scenery**. Oliver and Boyd, Edinburgh, 1942. 308 p.
- KING, L.C. The study of the world's plainlands: a new approach in geomorphology. **Quarterly Journal of the Geological Society**, v. 106, n. 1-4, p. 101-131, 1950. DOI 10.1144/GSL.JGS.1950.106.01-04.06.

- KING, L.C., Canons of landscape evolution. **Geological Society of America Bulletin**, v. 64, n. 7, p. 721-752, 1953. DOI 10.1130/0016-7606(1953)64[721:COLE]2.0.CO;2.
- KING, L.C. **Morphology of the Earth**. Oliver and Boyd, Edinburgh, 1962. 699 p.
- KIRBY, E.; WHIPPLE, K. X. Expression of active tectonics in erosional landscapes. **Journal of Structural Geology**, v. 44, p. 54-75, 2012. DOI 10.1016/j.jsg.2012.07.009.
- KNOPF, E.B. Correlation of residual erosion surfaces in the eastern Appalachian Highlands. **Bulletin of the Geological Society of America**, v. 35, n. 3, p. 633-668, 1924.
- KOOI, H.; BEAUMONT, C. Large-scale geomorphology: Classical concepts reconciled and integrated with contemporary ideas via a surface processes model. **Journal of Geophysical Research: Solid Earth**, v. 101, n. B2, p. 3361-3386, 1996. DOI 10.1029/95JB01861.
- LAKATOS, I. Falsification and the Methodology of Scientific Research Programmes. *In*: LAKATOS, I; MUSGRAVE, A. (org.). **Criticism and the Growth of Knowledge**. Cambridge University Press, 1970. p. 170-196.
- LEOPOLD, L. B.; MADDOCK, T. Hydraulic geometry of streams and some physiographic implications, **USGS Professional Paper**, v. 252, p. 1-57, 1953.
- LEOPOLD, L. B.; WOLMAN, M. G.; MILLER, J. P. **Fluvial processes in geomorphology**. W. H. Freeman and Co.: San Francisco, 1964. 522 p.
- MELHORN, W. N.; FLEMAL, R. C. (org.). **Theories of Landform Development**. New York: State University of New York, 1975.
- ORME, A.R. The Rise and Fall of the Davisian Cycle of Erosion: Prelude, Fugue, Coda, and Sequel. **Physical Geography**, v. 28, n. 6, p. 474-506, 2007. DOI 10.2747/0272-3646.28.6.474.
- OUIMET, W.B.; WHIPPLE, K.X.; GRANGER, D.E. Beyond threshold hillslopes: Channel adjustment to base-level fall in tectonically active mountain ranges. **Geology**, v. 37, n. 7, p. 579-582, 2009. DOI 10.1130/G30013A.1.
- PARTRIDGE, T.C.; MAUD, R.R. Geomorphic evolution of southern Africa since the Mesozoic. **South African Journal of Geology**, v. 90, n. 2, p. 179-208, 1987.
- PENCK, W. **Morphological analysis of landforms**: St. Martin`s Press: New York, 1953. 429 p.
- PHILLIPS, J.D. Emergence and pseudo-equilibrium in geomorphology. **Geomorphology**, v. 132, n. 3-4, p. 319-326, 2011. DOI 10.1016/j.geomorph.2011.05.017.
- PITTY, A.F. **The Nature of Geomorphology**. London: Methuen. 1982. 160 p.
- POPPER, K. **Conjectures and Refutations**. London: Routledge & Kegan Paul, 1963. 587 p.
- POWELL, J.W. Physiographic processes. *In*: **The Physiography of the United States: Ten Monographs (National Geographic Society)**. The American Book Company: New York, 1895. 344 p.
- RICHARDS, K.; CLIFFORD, N. The Nature of Explanation in Geomorphology. *In*: GREGORY, K.J.; GOUDIE, A.S. (org.). **The SAGE Book of Geomorphology**. London: SAGE Publication Ltd, 2011. p. 36-58.

- RHOADS, B.L.; THORN, C.E. Geomorphology as science: the role of theory. **Geomorphology**, v. 6, n. 4, p. 287-307, 1993. DOI 10.1016/0169-555X(93)90052-4.
- RHOADS, B.L.; THORN, C.E. The Role and Character of Theory in Geomorphology. *In*: GREGORY, K.J.; GOUDIE, A.S. (org.). **The SAGE Book of Geomorphology**. London: SAGE Publication Ltd, 2011. p. 59-77.
- SCHUMM, S. A. The disparity between present rates of denudation and orogeny. **USGS Professional Paper**, v. 454-H, 1963. p. 1-13.
- SCHUMM, S.A.; LICHTY, R.W. Time, space, and causality in geomorphology. **American Journal of Science**, v. 263. p. 110-119, 1965. DOI 10.1177/030913339702100305
- SHALER, N. S., Spacing of Rivers with Reference to the Hypothesis of Base-levelling. **Bulletin of the Geological Society of America**, v. 19, p. 263-276, 1899. DOI 10.1130/GSAB-10-263.
- STODDART, D.R. Darwin's impact on geography. **Annals of the Association of American Geographers**, v. 56, n. 4, pp.683-698, 1966. DOI 10.1111/j.1467-8306.1966.tb00585.x
- STRAHLER, A. N. Dynamic basis of geomorphology. **Geological Society of American Bulletin**, v. 63, p. 923-938, 1952. DOI 10.1130/0016-7606(1952)63[923:DBOG]2.0.CO;2.
- SUMMERFIELD, M.A., 1991. **Global Geomorphology**. Longman: London, 1991. 479 p.
- TARR, R. S. The Peneplain. **American Geologist**, v. 21. p. 351-370, 1898.
- THOMAS, M. F. The role of etch processes in landform development. I. Etching concepts and their applications. **Zeitschrift für Geomorphologie**, v. 33. p. 129-142, 1989a.
- THOMAS, M. F. The role of etch processes in landform development. II. Etching and the formation of relief. **Zeitschrift für Geomorphologie**, v. 33, p. 257-274, 1989b.
- THORNBURY, W. D. **Principles of Geomorphology**. 2. ed. Wiley: New York, 1969.
- TWIDALE, C.R., On the survival of palaeoforms. **American Journal of Science**, v. 276, p. 77-95, 1976. DOI 10.2475/ajs.276.1.77.
- TWIDALE, C.R. The origin of bornhardts. **Journal of the Geological Society of Australia**, v. 27, n. 1-2, p. 195-208, 1980. DOI 10.1080/00167618008729134.
- TWIDALE, C.R. The origin and implications of some erosional landforms. **Journal of Geology**, v. 98, n. 3, p. 343-364, 1990. DOI 10.1086/629409
- TWIDALE, C.R. A model of landscape evolution involving increased and increasing relief amplitude. **Zeitschrift für Geomorphologie**, v. 35, n. 1, p. 85- 109, 1991.
- TWIDALE, C.R. King of the plains: Lester King's contributions to geomorphology. **Geomorphology**, v. 5, p. 491-509, 1992. DOI 10.1016/0169-555X(92)90021-F.
- TWIDALE, C.R. C.H. Crickmay, a Canadian rebel. **Geomorphology**, v. 6, n. 4, p. 357-372, 1993. DOI 10.1016/0169-555X(93)90055-7.
- TWIDALE, C.R. Landforms ancient and recent: the paradox. **Geografiska Annaler**, v. 81, n. 3, p. 431-441, 1999. DOI 10.1111/1468-0459.00072.

- TWIDALE, C.R.; SVED, G. Minor granite landforms associated with the release of compressive stress. **Australian Geographical Studies**, v. 16, n. 2, p. 161-174, 1978. DOI 10.1111/j.1467-8470.1978.tb00326.x.
- TWIDALE, C.R.; LAGEAT, Y. Climatic geomorphology: a critique. **Progress in Physical Geography**, v. 18, n. 3, p. 319-334, 1994. DOI 10.1177/030913339401800302.
- TWIDALE, C.R.; VIDAL ROMANI, J.R. The Pangaeian inheritance. **Cuadernos Laboratorio Xeoloxico de Laxe**, v. 19, p. 7-36, 1994.
- TWIDALE, C.R.; CAMPBELL, E.M. Pre-Quaternary landforms in the low latitude context: the example of Australia. **Geomorphology**, v. 12, p. 17-35, 1995. DOI 10.1016/0169-555X(94)00074-2.
- WATCHMAN, A.L.; TWIDALE, C.R. Relative and 'absolute' dating of land surfaces. **Earth-Science Reviews**, v. 58, p. 1-49, 2002. DOI 10.1016/S0012-8252(01)00080-0
- WAYLAND, E.J. Peneplains and some erosional landforms. **Geological Survey of Uganda Annual Report**, v. 1, p. 77-79, 1934.
- WHIPPLE, K. X.; TUCKER, G. E. Dynamics of the stream-power incision model: implications for height limits of mountain ranges, landscape response timescales. **Journal of Geophysical Research: Solid Earth**, v. 104, n. 17, p. 661-674, 1999. DOI 10.1029/1999JB900120.
- WHIPPLE, K. X.; TUCKER, G. E. Implications of sediment-flux-dependent river incision models for landscape evolution. **Journal of Geophysical Research**, v. 107, n. B2, 2002. DOI 10.1029/2000JB000044.
- WILLIS, B. East African plateaus and rift valleys. **Studies in Comparative Seismology**. Washington, DC: Carnegie Institute, 1936.
- WOOD, A. The development of hillside slopes, Proceedings of the Geologists' Association, v. 53, p. 128-138, 1942.
- YOUNG, A. **Slopes**. In: CLAYTON, K.M. (org.). London: Longman, 1972. 288 p.
- YOUNG, R.W. The tempo of geomorphological change: evidence from southeastern Australia. **Journal of Geology**, v. 91, p. 221-230, 1983. DOI 10.1086/628758.

28. SUPERFÍCIES GEOMORFOLÓGICAS E MODELOS CLÁSSICOS DE EVOLUÇÃO DO RELEVO

Karine Bueno Vargas¹, Idjarrury Firmino² & Michael Vinicius de Sordi³

¹ Universidade Federal Rural do Rio de Janeiro, Rodovia BR 465, Km 07, Departamento de Geografia/UFRRJ, s/n Zona Rural, Seropédica - RJ, 23890-000; karinevargas@gmail.com

² Universidade Estadual de Maringá; id_gf@hotmail.com;

³ Universidade Estadual do Oeste do Paraná; michael.sordi@gmail.com

Resumo: A noção de ciclicidade sempre esteve presente em estudos de geomorfologia. Ao longo do século XX os ciclos estiveram em foco nos modelos evolutivos de relevo desenvolvidos por diversos autores: Davis, Penck, King, Budel, Millot, entre tantos outros. Além da noção de ciclicidade, tais modelos evolutivos do relevo têm em comum, como produtos, a elaboração de superfícies de aspecto plano. Para cada modelo, os autores definiram diferentes termos para a superfície final, levando a uma diversidade de termos, muitas vezes empregados de forma errônea. No Brasil, as primeiras pesquisas voltadas à identificação de superfícies e a elaboração de modelos de evolução do relevo surgiram nos anos 1940 e se popularizam nas décadas de 1950 e 1960. Na presente revisão optou-se por utilizar o termo superfície geomorfológica para denominar porções da superfície de aspecto planar, com mergulho suave, cuja gênese pode ter ocorrido diferentes contextos tectônicos, litoestruturais e climáticos, por processos de incisão e abertura de vales (downwearing e backwearing), condicionados por fatores endógenos e exógenos, podendo ser inclusive poligênicas e policíclicas. Ainda que entre o final do século XX e o início do século XXI os estudos de superfícies geomórficas e o uso de modelos de evolução do relevo tenham recebido menor atenção dos geocientistas, esse panorama mudou recentemente com o advento de métodos geocronológicos e computacionais. Foram destacadas algumas técnicas que auxiliam na reconstrução e identificação de superfícies geomórficas e feições remanescentes: Mapas de Seppômen, Perfis de Swath e mapeamento de topos (área e frequência).

Palavras-Chave: Aplanamento, Evolução Geomorfológica, Ciclo, Identificação de Superfícies e Remanescentes, Erosão e Denudação.

Abstract: The notion of cyclicity has always been present on geomorphology studies. Throughout the twentieth century, cycles have been on the focus of relief evolution models produced by several authors: Davis, Penck, King, Budel, Millot, among others. Besides the notion of cyclicity such relief evolution models have, in common the development of plan aspect surfaces as a result. For each model, the authors defined different terminologies to the final surface, leading to a variety of term, frequently misused. In Brazil, the first research oriented to the identification of surfaces and the elaboration of relief evolution models appear in the 1940' and became popular in the 1950' and 1960'. In the present revision one opted for the use of term geomorphic surface to designate surface portions of plan aspect, low dip, which origin may occur on different tectonic,

litho-structural and climatic contexts, conditioned by endogenous or exogenous factors and may be polygenic or polycyclic. Although between the end of twenty century and the beginning of the twenty-first century the studies about geomorphic surfaces and relief evolution models had received less attention by the geoscientists, such panorama changed recently with the advent of the geochronological and computational methods. Some technics that help to reconstruct and identify geomorphic surfaces and its residual features were highlighted: Seppomen maps, Swath profiles, and summit (area and frequency) mapping.

Keywords: Planation, Relief Evolution, Cycles, Geomorphic Surfaces and Residual Feature Identification, Erosion and Denudation.

Tema: Evolução do relevo.

1. INTRODUÇÃO

A Geomorfologia tem como objeto de estudo o relevo. A análise geomorfológica se baseia no tripé: i) formas de relevo, que podem se apresentar em escalas macro, meso e micro; ii) processos (naturais e antrópicos); iii) materiais, que podem ser rochas (materiais consolidados) ou solos/depósitos (materiais inconsolidados) (BARROS & VALADÃO, 2018).

Para explicar a origem e evolução das formas de relevo, processos e materiais, muitas teorias e ciclos foram desenvolvidos e aplicados ao longo da ainda curta história da ciência geomorfológica. Denudação, aplanamento e ciclicidade são temas essenciais e interrelacionados e que tiveram papel de destaque na busca pela compreensão de como e por que as formas de relevo mudam ao longo do tempo (ORME, 2013). Exemplos de teorias que tentam relacionar esses temas são o Ciclo Geográfico, e as teorias de Pediplanação, Pedimentação, Equilíbrio Dinâmico e Etchplanação, entre outras (SUETERGARAY, 2005). A teoria do Ciclo Geográfico, por exemplo, fundamenta-se na ideia de que o relevo surge como função de três condicionantes: i) estrutura geológica, ii) processos operantes e o tempo (iii) (GREGORY, 1992) e tem como resultado a geração de uma superfície aplainada.

Para Schumm & Lytch (1973) a desagregação, decomposição, retirada, transporte e acumulação ocorrem de forma integrada sobre a litosfera, criando feições, formas de relevo, produtos concretos, espacializáveis, em diferentes escalas. Dependendo da magnitude espacial da forma de relevo considerada, o tempo pode ser geológico (alguns milhões de anos), geomorfológico (milhares a centenas de milhares de anos) ou simplesmente histórico.

As concepções evolutivas das superfícies geomorfológicas são discutidas desde o século XIX e utilizadas para explicar os mecanismos de evolução da paisagem em escala regional. A partir dessa noção, ao longo do século XX, foram desenvolvidos inúmeros modelos evolutivos para explicar as diferentes morfologias de relevo existentes ao redor do globo: o Ciclo Geográfico (DAVIS, 1899); o modelo de Penck (1953); de Wayland

(1933) posteriormente aprimorado por Budel (1957) e Millot (1977; 1983). Tais modelos têm em comum o fato de atribuírem a tectônica como fator geodinâmico responsável pela ciclicidade dos eventos erosivos. Outro ponto em comum entre as teorias ou modelos de evolução do relevo ou ciclos de erosão (Davis, King, Penck e Etchplanação de Wayland e Budel) é ter como resultado a elaboração de uma superfície de aplanamento. Cada um dos autores deu um nome particular à superfície de aplanamento final, Peneplano para Davis, Primärrumpf para Penck, Pediplano para King e Etchplano para Wayland e Budel, porém todos se referem a uma superfície plana, de baixa declividade, com poucas irregularidades.

A Teoria da Tectônica de Placas representou um grande marco aos estudos geomorfológicos, principalmente aqueles voltados à análise das superfícies geomorfológicas em ambientes de margens de escarpas passivas, como é o caso do território brasileiro. Nessas áreas, caracterizadas por relevo, em geral, pouco movimentado e com altimetria moderada, permanecem dificuldades em estabelecer relações entre relevo e os processos tectônicos (SILVA, 2009). Nesse contexto, a estabilidade tectônica é essencial para gerar superfícies niveladas a altitudes similares, ao mesmo tempo em que interage com os ritmos eustáticos e bioclimáticos na reprodução de condições ideais ao seu desenvolvimento (SUMMERFIELD, 1991).

No Brasil, as superfícies geomorfológicas começam a ser reconhecidas e classificadas a partir dos anos 1940. Tais superfícies receberam nomenclaturas, interpretações evolutivas e estimativas de período de estruturação (idade) e de remodelagem a longo-termo, as quais a partir das correlações morfoestratigráficas e altimétricas. Nas últimas décadas a estruturação do relevo, a qual corresponde à formação de seus diferentes níveis altimétricos e suas múltiplas formas, vem recebendo a denominação de superfícies geomorfológicas, terminologia que procura homogeneizar a utilização do termo em nível global (SILVA, 2009).

As superfícies geomorfológicas correspondem aos diferentes níveis de erosão formados em períodos geológicos distintos, as quais tiveram maior ou menor interferência tectônica diante à posição geográfica continental que se inseriam, havendo forte influência litoestrutural em seu desenvolvimento. As terminologias utilizadas para descrever as superfícies geomorfológicas na literatura são: superfícies aplainadas e/ou aplanadas, peneplanos, pediplanos, etchplanos e superfícies estruturais.

De acordo com Silva (2009), as superfícies geomorfológicas se localizam preferencialmente em ambiente intraplaca, ainda que possam ser afetadas por reativações tectônicas. Tais reativações influenciam a evolução das formas de relevo continental ao determinar períodos de estabilidade e de instabilidade na paisagem. Os registros desses períodos permanecem na paisagem a longo-termo, deixando como evidências os profundos perfis de alteração, as discordâncias nos registros sedimentares, entre outros testemunhos que evidenciam o papel da tectônica e do clima sobre a paisagem, já que, de acordo com Small (1986), as superfícies geomorfológicas nem sempre são formas de relevo evidentes.

Dessa forma, a presente revisão busca trazer contribuições a respeito do entendimento de superfícies erosivas e estruturais, além de fazer uma retomada nos modelos clássicos de evolução geomorfológica e métodos recentes de mapeamento de superfícies geomorfológicas. Verifica-se que a partir dos anos 2000 as pesquisas sobre superfícies são retomadas, e tomam como base os modelos geomorfológicos de evolução já estabelecidos, mas trazem novas interpretações locais e regionais a partir dos avanços tecnológicos, a interpretação de depósitos correlativos, datações e outros tipos de análises laboratoriais, além do uso de modelos e metodologias geotecnológicas que apresentam ferramentas de grande contribuição para o entendimento do relevo.

2. MODELOS DE EVOLUÇÃO DO RELEVO E SUPERFÍCIES

Os modelos de evolução do relevo ou ciclos de erosão (DAVIS, 1899; PENCK, 1953; KING, 1953; WAYLAND, 1933; BUDEL, 1957; MILLOT, 1983) têm como resultado a elaboração de uma superfície, tradicionalmente denominada superfície de aplanamento (*planation surfaces*). Cada um dos autores supracitados atribuiu uma denominação particular à superfície de aplanamento final: Peneplano para Davis, Primärrumpf para Penck, Pediplano para King e Etchplano para Wayland e Budel, porém todos se referem a uma superfície plana, de baixa declividade, com poucas irregularidades.

A teoria do Ciclo Geográfico de Davis (1899) fundamenta-se na ideia de que as formas de relevo são condicionadas pela estrutura geológica e modeladas pelos processos operantes, que agem ao longo do tempo (GREGORY, 1992). O enfoque essencial é na existência de um ciclo de erosão normal, que rebaixa a superfície, gerando paisagens distintas que podem ser enquadradas nos diferentes estágios do ciclo de erosão: juventude, maturidade ou senilidade.

O ciclo de erosão de Davis compreende, em sua concepção, um rápido soerguimento devido à ação tectônica ou eustática, seguido de um longo período de estabilidade, no qual ocorre a atividade erosiva e o total rebaixamento da superfície, originando-se, assim, as peneplanícies (CHRISTOFOLETTI, 1980). Davis (1899), em seu ciclo erosivo atribui pequena importância aos processos que operam no desenvolvimento das encostas (BIGARELLA *et al.*, 1965). Ele se utiliza do nível de base geral (oceânico) como referência, demonstrando que esse modelo foi desenvolvido para ser aplicado em macroescala. Os processos considerados como desenvolvedores das formas de relevo, nesse modelo, são processos atuantes sobre grandes áreas e não ocorre um grande detalhamento. São destacados processos e formas gerais.

No modelo de evolução proposto por Penck (1953), a atividade tectônica é contínua, porém a intensidade varia ao longo do tempo, e a denudação é concomitante à deformação crustal. A busca por equilíbrio é constante, contrapondo as forças endógenas com as exógenas, ou seja, o aumento na taxa de soerguimento levaria a um aumento na taxa de denudação. A recorrência de períodos de soerguimento e estabilidade tectônica origina um relevo em escadaria (*piedmont*) (PENCK, 1924). Enquanto Davis exagerou o

papel da componente exogênica, Penck privilegiou a componente endogênica (KLEIN, 1985). Nesse modelo as encostas evoluem por retração lateral (*backwearing*) inicialmente, que sucede um período de incisão vertical (*downwearing*) em resposta ao soerguimento. Penck também contribui ao propor que não somente os oceanos (nível de base geral) se constituem como níveis de base para os processos denudacionais, mas que também há níveis de base locais. Para o autor, as formas de relevo resultam da dinâmica entre soerguimento, incisão e denudação.

O modelo de Pediplanação de King (1953) considera o recuo paralelo das vertentes como mecanismo principal de evolução morfológica ao mesmo tempo que prevê a compensação isostática, sendo essa sua grande contribuição. No que tange à influência tectônica, corrobora as ideias de Davis, para o qual a tectônica possui caráter episódico, com longos períodos de estabilidade tectônica interrompidos por pulsos rápidos de soerguimento. Para o autor, o clima com tendência à aridez contribui para o aplanamento, sendo considerado um dos fatores preponderantes para geração dos pediplanos. Em última análise, se formariam duas superfícies de aplanamento de idades diferentes: uma no topo, mais antiga, que resistiu ao processo de formação da nova superfície, como testemunho e uma em nível mais baixo, gerada por pediplanação. Ou seja, apesar de pontos conflitantes, a tectônica é, nos três modelos evolutivos considerados, o fator preponderante para a ciclicidade dos modelos. Para King e Davis, a tectônica, episódica, é responsável por dar impulso aos processos erosivos, que marcariam o início do ciclo erosivo. No modelo de Penck, apesar de a atividade tectônica ser contínua, também é responsável por atribuir ciclicidade ao modelo evolutivo.

A teoria da etchplanação foi proposta por Wayland (1933) e popularizada por Büdel (1957). O etchplano seria resultado do intemperismo químico intenso, sob o qual seria gerado um espesso manto de intemperismo. Próximo a superfície, escoamento superficial seria responsável por remover esse material, erodir e rebaixar as vertentes. Para os autores, a quietude tectônica não é considerada absoluta, gerando degraus nas superfícies por processos tectônicos de soerguimento. As ideias de Büdel são essenciais para compreender a formação de crostas lateríticas, cuja gênese está intimamente ligada a processos geoquímicos no manto de alteração. Esses processos se refletem na paisagem ao favorecer a inversão do relevo, bem como gerar relevos testemunhos, mantidos pela erosão diferencial (SALGADO, 2007).

Para Valadão (1998) a erosão diferencial é outro ponto de destaque, o modelo de etchplanação considera a diferencial resistência das litologias e estruturas do embasamento à alteração intempérica que avança em profundidade. Soerguimentos e/ou mudanças climáticas com tendência à aridez podem levar à incisão da rede de drenagem na paisagem aplanada. O mecanismo evolutivo é predominantemente vertical, que implica o desenvolvimento de solos e coberturas superficiais espessas, formando, assim, em subsuperfície, um contato irregular entre saprolito e rocha. Em comparação com os outros modelos, a escala temporal e espacial tem menor dimensão, já que o processo de desenvolvimento de solos e coberturas superficiais é local e ocorre em um recorte

temporal relativamente curto (10^4 a 10^5 anos) se comparado aos longos ciclos implicitamente envolvidos na elaboração de pediplanos e peneplanos (10^7 anos) (VALADÃO, 1998).

As contribuições de Millot (1983) surgem do questionamento se todas as superfícies aplainadas existentes ao redor do globo poderiam ser explicadas apenas por processos que ocorrem no ambiente fluvial. As pesquisas de Millot (1977, 1983) se fundamentam na alternância climática em longo-termo, representada por erosão mecânica em climas secos e intemperismo sob climas úmidos, em períodos de estabilidade tectônica. Portanto, as superfícies seriam geradas em regiões áridas ou semiáridas que, antes de estarem submetidas a esse tipo de clima, estiveram sob ação de climas úmidos por um espaço de tempo suficiente para gerar espessos mantos de intemperismo (SALGADO, 2007).

No modelo de etchplanação dinâmica sistematicamente revisado por Thomas (1994), a ocorrência de etchplanos seria decorrente de diferentes etapas e, portanto, diferentes tipos de etchplanos seriam identificados: 1) Etchplano coberto; 2) Etchplano parcialmente dissecado; 3) Etchplano parcialmente desnudado; 4) Etchplano predominantemente desnudado ou etchsuperfície; 5) Etchsuperfície complexa. A principal vantagem da etchplanação dinâmica como hipótese para a compreensão da evolução da paisagem está na associação entre materiais e processos genéticos. Os materiais que compõem as formações superficiais, por apresentarem características dos processos genéticos, apresentam estreita relação com as condições climáticas pretéritas (Pontelli *et al.*, 2016), possibilitando, assim, a reconstrução dos processos evolutivos da paisagem.

Como os materiais que constituem as vertentes podem ser de natureza alóctone e autóctone, a sua caracterização também pode revelar de maneira segura os diferentes estágios evolutivos da paisagem (THOMAS, 1994). O desenvolvimento de superfícies aplainadas está relacionado a processos de denudação geoquímica e a formação de mantos de intemperismo, com posterior denudação e dissecação dos regolitos, em decorrência de oscilações climáticas, como aquelas que marcaram o Quaternário (PAISANI *et al.*, 2013; 2014). A ocorrência de etchplanos é bastante provável em regiões tropicais tectonicamente ativas, permitindo a exumação de níveis de erosão muitas vezes preservados em superfície devido à resistência diferencial oferecida por concentrações minerais derivadas do intemperismo químico subsuperficial (MAGALHÃES JUNIOR & TRINDADE, 2004).

2.1 Complementaridade dos Modelos de Evolução de Relevo

Quando considerados isoladamente, nenhum modelo poderia explicar completamente a gênese das superfícies de aplanamento, uma vez que resultam da ação concomitante de processos endógenos e exógenos, *backwearing* e *downwearing*, de erosão fluvial, pluvial, eólica, glacial entre outras, isto é, as superfícies são poligênicas (ADAMS, 1975). Isso porque os fatores de formação das superfícies são mutáveis no tempo/espaço (SALGADO, 2007).

Mais de 70 anos após a publicação das ideias de Davis, Adams, após reunir ideias de inúmeros pesquisadores, vai, a partir de uma nova ótica, mostrar que as ideias de Penck, Davis e King são complementares e comprova que elas são, quando consideradas em seu conjunto, consistentes para explicar a elaboração de superfícies de aplanamento. O tempo demandado para a elaboração de uma superfície e as características climáticas da Terra mostram que é muito difícil ter um mesmo clima imperando ao longo da formação de uma superfície aplanada. Budel (1977) reforça ainda mais as contribuições de Adams, ao mostrar que, na verdade, a transição de clima úmido-seco é o ideal para a formação de uma superfície de aplanamento, nesse caso, para formação dos etchplanos. Porém, a transição climática mostra-se aplicável a todos os modelos, em especial o de King (1956) e Davis (1899), já que King baseou seu modelo em muitas das ideias Davisianas. Assim, conclui-se que as superfícies de aplanamento possuem origem poligenética e que a junção de diversas teorias constitui alternativa para sua compreensão (SALGADO, 2007).

Além disso, uma superfície de aplanamento, segundo Valadão (1998) possui um tempo de elaboração mínimo de 2-10 Ma, havendo, nesse longo recorte temporal, uma sucessão de inúmeros climas. Tomamos como exemplo as cinco glaciações quaternárias, que se sucederam em um intervalo de tempo de mais ou menos 1,5 Ma. Nesse contexto, a gênese de superfícies é decorrente do desenvolvimento e dissecação de mantos de alteração, e envolve diferentes estágios evolutivos para os perfis de intemperismo, sendo eles: 1) o perfil de rebaixamento; 2) perfil de aprofundamento; 3) perfil de desbaste; 4) perfil de truncamento e 5) perfil enterrado. Nessa concepção, os primeiros estágios (1 a 4) seriam responsáveis pela preparação do material para erosão (Thomas, 1989a; b), com duração entre 1.000.000 e 100.000.000 de anos, e a última etapa estaria relacionada à exposição do manto de intemperismo à erosão, e apresenta duração de cerca de 10.000 a 100.000 anos (THOMAS, 1989a; b; TWIDALE, 2000). A sequência completa para a ocorrência de ambos levaria cerca de 10.000.000 de anos (THOMAS, 1989a; b).

3. TERMINOLOGIA E SIGNIFICADO DAS SUPERFÍCIES

O termo superfície possui diferentes significados e usos em geomorfologia, e pode se referir a uma superfície de aplanamento, de erosão ou simplesmente uma paisagem de aspecto geral plano (EBERT, 2009). A geração de superfícies, como produto de ciclos evolutivos, fez com que esses conceitos se tornassem recorrentes em estudos de geomorfologia. Além disso, as porções emersas da superfície terrestre são abundantes em superfícies planas, fracamente dissecadas, pouco inclinadas e, mais frequentemente, com elevações médias a baixas, nos mais diversos contextos climáticos (áridos frios e quentes, super-úmidos) e tectônicos (áreas tectonicamente ativas e áreas intraplaca, cratônicas) (PELVAST & SALLES, 2002). Por fim, a complexidade nos condicionantes associados a geração das superfícies explica a diversidade terminológica existente. Para citar algumas terminologias utilizadas para descrever as superfícies geomorfológicas na literatura: superfícies de aplanamento, superfícies de erosão e denudação,

paleosuperfícies e superfícies estruturais. Um resumo breve sobre alguns dos termos mais comuns está na Tabela 1.

Tabela 1. Termos mais comuns utilizados para designar superfícies na ciência geomorfológica e suas características-chave

Superfície	Características e Gênese
Peneplano	Rebaixamento generalizado em escala regional após rápido soerguimento seguindo os pressupostos davisianos
Pediaplano	Relevo gerado pelo recuo paralelo da vertente (backwearing) em equilíbrio com o nível de base local
Etchplano	Superfície elaborada a partir de processos de etchplanação, alteração em profundidade e remoção do material superficial
Superfície de Erosão	Superfície formada por processos de erosão fluvial, eólica e glacial
Superfície de Denudação	Superfície modelada por processos erosivos em que os materiais foram previamente alterados por processos intempéricos facilitando a ação dos agentes erosivos
Superfície de Aplanamento e/ou Aplainamento	Formada por qualquer processo que gere uma superfície mais ou menos plana controlada por um nível de base (sem definição genética clara)
Superfície Estrutural	Superfície gerada em decorrência da resistência dos materiais à alteração e erosão, podendo ter influência tectônica em seu processo evolutivo.
Paleosuperfície	Superfícies herdadas, geradas em contextos geotectônicos e climáticos diferentes dos atuais

O termo superfícies de erosão, por exemplo, se refere à porção da superfície formada por remoção do material por agentes como rios, vento e o gelo (THOMAS & GOUDIE, 2000). As superfícies de erosão constituem-se num plano que trunca diferentes litotipos e a estrutura regional independente do seu grau de resistência à erosão (BIGARELLA *et al.*, 2003). Da mesma forma, podem ocorrer em áreas de uniformidade litológica (DANIELS & HAMMER, 1992). Ainda, relacionado ao termo superfície de erosão, o termo superfície de denudação denomina uma superfície formada por processos de erosão, mas que enfatiza o intemperismo como essencial para tornar a massa rochosa disponível para remoção, transporte e deposição (LIDMAR-BERGSTRÖM, 1988 *apud* EBERT, 2009).

Devido a confusões terminológicas com o termo superfícies de erosão, Small (1986), propõe a denominação superfícies de aplanamento, visto que os mecanismos de denudação estão diretamente vinculados à noção de aplanamento da paisagem, e as superfícies podem apresentar morfologias diversas. Ollier (1991), por sua vez, utiliza o termo superfície de erosão como sinônimo de superfície de aplanamento. As superfícies aplainadas são modeladas pelo desgaste devido a processos geomórficos superficiais ou próximos à superfície, onde o resultado desse desgaste é razoavelmente plano (aplainado)

(ADAMS, 1975). A elaboração de uma superfície de aplanamento é controlada pelos níveis de base (SMALL, 1986), dessa forma, reconhecer diferentes níveis de aplanamento na paisagem depende da identificação de níveis de base locais, responsáveis pela manutenção ou dissecação de uma dada superfície ao longo do tempo (SILVA, 2009).

Também podemos citar as superfícies estruturais, as quais correspondem a níveis erosivos mantidos em um mesmo nível altimétrico devido ao controle da estrutura e/ou litologia (SILVA, 2009). As superfícies estruturais são mantidas em níveis altimétricos semelhantes por influência da estrutura geológica ou desniveladas por erosão diferencial. Sob rochas friáveis, a denudação geralmente é mais acelerada e intensa, o que também acelera o aplanamento da superfície, modificando profundamente da paisagem e/ou gerando uma superfície de aplanamento. Outro fator que influencia a preservação ou destruição de superfícies de aplanamento é o padrão e densidade de drenagem. O padrão e a densidade da drenagem refletem as características geológicas e climáticas, onde uma maior densidade de drenagem indica maior probabilidade de destruição da superfície devido à atuação dos processos erosivos fluviais (SILVA, 2009).

Por fim, a denominação superfície geomórfica advém de estudos pedológicos (RUHE, 1956), mas recentemente geomorfológica tem sido empregado em diferentes contextos e áreas das geociências para designar formas de relevo aplainadas (SILVA, 2009). Assim, superfície geomórfica ou geomorfológica abarca todos os tipos de superfícies de aspecto aplainado geradas sob ação de diferentes agentes geomorfológicos em diferentes contextos litoestruturais, climáticos e geotectônicos e em diferentes níveis altimétricos.

4. MÉTODOS DE MAPEAMENTO DE SUPERFÍCIES

Além das tradicionais técnicas de identificação das superfícies em campo, a utilização de sistemas de informação geográfica já está consolidada como alternativa para o mapeamento de superfícies. Técnicas de nivelamento de topos e preenchimento de vales são muito comuns e de fácil e rápida aplicação na geomorfologia moderna. Entre as técnicas mais utilizadas figuram o (i) Seppômen, (ii) Perfis de Swath e, (iii) a análise da frequência e área dos topos.

A técnica de Seppômen foi importada do Japão por Motoki *et al.* (1988) e, tem sido utilizada nos últimos anos também para reconstituir paleosuperfícies aplainadas no Brasil, de modo especial no estado do Paraná (COUTO *et al.*, 2012; FORTES & SORDI, 2014; VARGAS, 2017). Para Motoki *et al.* (2008), o termo “Seppômen” se refere ao plano formado pelos contatos com os pontos culminantes, constituindo-se, assim, em uma técnica de reconstrução da paleopaisagem através do preenchimento da malha de relevo atual. Para Motoki *et al.* (2014), os mapas de níveis de cimeira (Seppômen) são modelos topográficos hipotéticos que reconstituem a paleogeomorfologia anteriormente à erosão vertical e o entalhamento da drenagem. Fortes & Sordi (2014) aplicaram tal metodologia e denominaram o mapeamento de “nivelamento de topos”, pois nem todo topo pode ser generalizado como cimeira.

Para elaboração do mapa de Seppômen, utilizam-se malhas quadrangulares pré-definidas, geralmente entre 2x2 km e 0,25 x 0,25 km (Figura 1). Posteriormente são coletados os pontos mais altos em cada quadrícula. A partir dos pontos de maiores elevações é gerado um novo mapa do modelado do relevo. O intervalo de grade é um fator importante, pois o mapa de nível de cimeira com intervalo de grade estreita apresenta paleomorfologia de um passado próximo com características detalhadas, já com os mapas com base num intervalo de maior largura mostra paleomorfologia de um passado remoto (MOTOKI *et al.*, 2014). A observação comparativa dos mapas de nível de base, em diferentes intervalos permite reconstituir a evolução do sistema de drenagem (MOTOKI *et al.*, 2014).

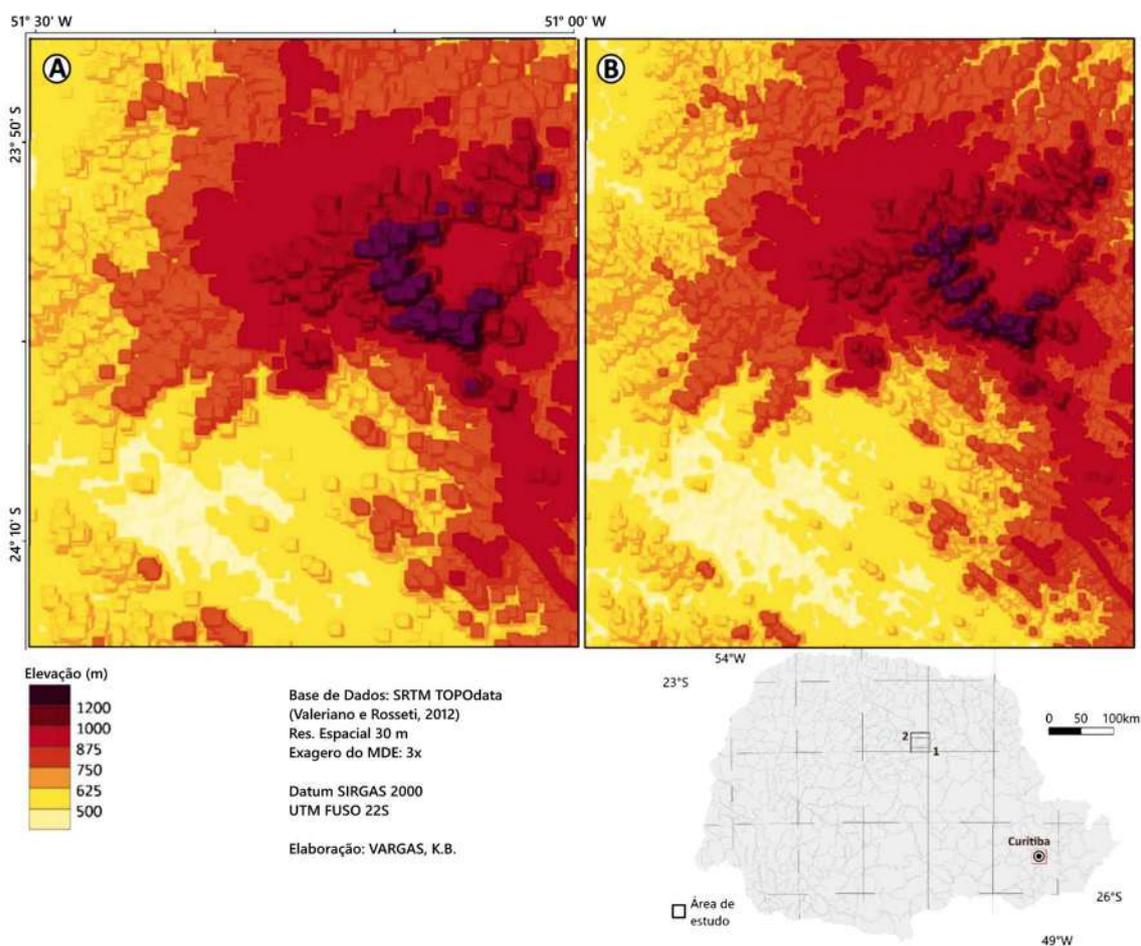


Figura 1. Aplicação do método de Seppômen para reconstrução de superfícies geomórficas no alto estrutural de Mauá-da-Serra, Paraná. Mais discussões sobre a área e sua evolução podem ser encontradas em Vargas (2017). A) se refere ao mapa construído com espaçamento de 1km²; e B) se refere a malha de 0,25 km².

Por sua vez, a análise do relevo por meio dos perfis de *Swath* se destaca pela robustez e versatilidade da técnica além de sua facilidade de aplicação (TELBISZ *et al.*, 2013; CHAMPAGNAC *et al.*, 2009; SORDI *et al.*, 2018). Trata-se de uma técnica popularizada após o advento dos modelos numéricos de terreno gerados digitalmente. O princípio dos perfis de *Swath* (ou em uma tradução livre, perfis em faixa), também é um

modelo de simples produção: ao invés de criar um perfil ao longo de uma linha única, o *Swath* considera uma faixa em torno da linha, onde geralmente se define estatisticamente o máximo e a média (Figura 2).

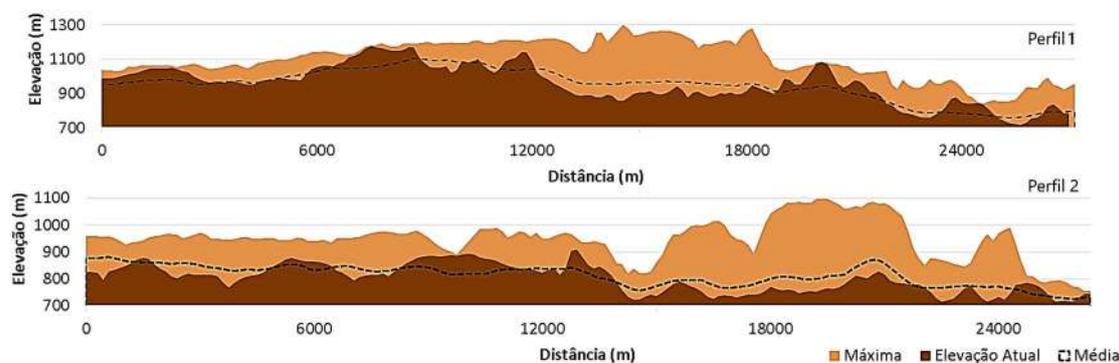


Figura 2. Perfis de *Swath* construídos para a área do alto estrutural de Mauá-da-Serra. A localização dos perfis pode ser vista na Figura 1.

Três pontos são fundamentais na hora da construção do perfil de *Swath*: a largura da faixa considerada; a orientação da faixa e a distância entre os pontos coletados para construção dos perfis (*bins*). Uma discussão sobre tais parâmetros é encontrada em Telbisz *et al.* (2013). Os autores recomendam faixas com dimensões entre 5 e 10 km e *bins* acima dos 100 m, mas claro que tais parâmetros são muito variáveis e dependem da magnitude da feição de relevo a ser estudada. Além disso, a resolução do Modelo Digital de Elevação (DEM) de entrada vai influenciar na qualidade do produto e, certamente, o conhecimento prévio sobre a área para se ter certeza de capturar as feições de relevo de interesse no perfil.

A técnica de análise de frequência de área de topos foi proposta inicialmente por Clarke (1966), e seguido por Varajão (1991), Saadi *et al.* (1998), Magalhães Jr. & Trindade (2004), Marques Neto & Perez Filho (2014) e Vargas (2017). Para aplicação deste método, inicialmente são consideradas todas as curvas de nível fechadas, a título de exemplo, Vargas (2017) utilizou como base imagens SRTM, realizando-se o levantamento da frequência dos topos em intervalos altimétricos de 20 m, conforme a equidistância das curvas de nível (Figura 3). É usual também fazer um cálculo do total das áreas dos topos e o cálculo da área média para cada intervalo considerado (Quadro 1). Também é possível gerar mapas com a distribuição dos topos (curvas de nível fechadas), a partir de um SIG (Sistema de Informação Geográfica).

Para a análise das superfícies geomorfológicas foi elaborada a delimitação destas, em escala de abrangência regional, levando em consideração os agrupamentos morfológicos, estruturais e altimétricos semelhantes, os quais resultaram na individualização de cinco superfícies. O mapeamento das superfícies mostra a ocorrência de morfologias semelhantes associadas a altimetrias distintas, sugerindo a ocorrência de superfícies geomorfológicas diferenciadas. Utilizou-se como parâmetro a metodologia de

mapeamento geomorfológico de Ross (1992) para a delimitação, sendo analisados os três primeiros táxons.

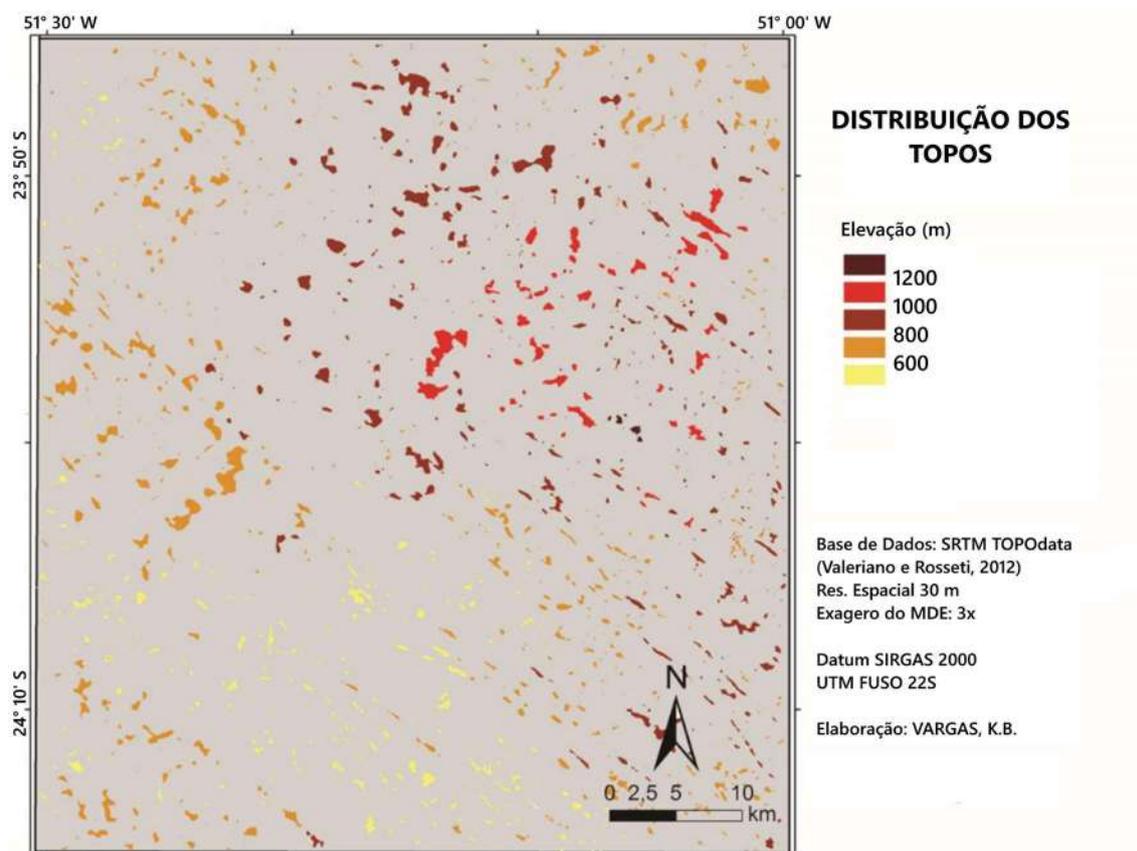


Figura 3. Exemplo de construção de mapa de distribuição dos topos de acordo com classes altimétricas em intervalos de 200m. Fonte: Vargas (2017).

Quadro 1. Atributos das superfícies geomorfológicas.

Superfície Geomorfológica (SG)	Elevação (m)	Área Total (km ²)	% da Área de Topos	% da Área Total
SGV	> 1200	0,98	0,34	0,03
SGIV	1000 – 1200	30,68	10,76	1,05
SGIII	1000 – 800	75,51	26,47	2,58
SGII	800 – 600	109,94	38,55	3,76
SGI	< 600	68,09	23,88	2,33
		285,19km ²	100%	9,75%

4.1 Identificação de Superfícies no Brasil

No Brasil, as primeiras ideias sobre superfícies aplainadas estão nos estudos de De Martonne (1943) e Freitas (1951), ganhando impulso com o estudo de King (1956) no Planalto Oriental Brasileiro. A partir de então estudos sobre paleosuperfícies se tornaram mais comuns, com destaque para a área no Sul/Sudeste do Brasil (BARBOSA, 1959; AB’SABER, 1962; ALMEIDA, 1964; BIGARELLA *et al.*, 1965; VALADÃO, 1998). Influenciados pelos modelos clássicos de evolução, pesquisadores brasileiros como

Ab'Saber e Bigarella passam a adotar novos modelos teóricos baseados na geomorfologia climática, considerando que a elaboração das superfícies de erosão na Plataforma Sul-Americana está, frequentemente, sujeita a variações paleoclimáticas e a sucessivos processos erosivos. Tais pesquisas tiveram grande contribuição para conhecimentos acerca da morfogênese e morfodinâmica do relevo brasileiro, entre elas destacam-se: Ab'Saber (1960), Ab'Saber (1961), Ab'Saber & Bigarella (1961a; b), Bigarella & Ab'Saber (1964), Bigarella *et al.* (1965a; b).

As superfícies mais antigas da área que hoje corresponde ao território brasileiro teriam começado a se desenvolver no Cretáceo (DE MARTONNE, 1943; KING, 1955; AB'SABER, 1962; BIGARELLA *et al.*, 1965), porém a idade das superfícies varia de acordo com o autor considerado, por exemplo, Almeida (1964) e Valadão (1998) associam idades Paleógenas às superfícies mais antigas. Posteriormente, durante o Eoceno, um importante evento tectônico teria sido responsável pela deformação das superfícies aplainadas de cimeira no Sudeste (Superfície de Japi para Almeida em 1964 e, Sul-Americana I para Valadão em 1998) e a formação das bacias tafrogênicas (continentais e oceânicas) e das escarpas das serras do Mar e da Mantiqueira do Sudeste do Brasil (ALMEIDA & CARNEIRO, 1998; ZALÁN & OLIVEIRA, 2005). Esses eventos teriam se sucedido durante um período de denudação contínua depois de um pulso significativo de soerguimento pós-rifte (GALLAGHER *et al.*, 1994; COGNÉ *et al.*, 2011) e um magmatismo alcalino e peri-alcalino entre ~90 e 60 Ma (THOMPSON *et al.*, 1998; RICCOMINI *et al.*, 2005).

As discussões sobre remanescentes de superfícies de erosão são tradicionalmente controversas, diante às dificuldades de correlação entre níveis altimétricos em função de variações litoestruturais e deformações tectônicas diferenciais. Consequentemente, superfícies estruturais e *etchplains* têm sido cada vez mais aceitos na explicação genética de patamares e topos aplainados (VARGAS, 2017). Em pesquisas concentradas principalmente nas regiões Sul e Sudeste do Brasil, pesquisadores reconheceram que as evoluções das paisagens geomorfológicas estariam associadas a processos de Etchplanação Dinâmica, cujo desenvolvimento de superfícies aplainadas poderia estar relacionado a processos de intemperismo químico e formação de mantos de intemperismo, com posterior denudação e dissecação dos regolitos, em resposta às oscilações climáticas do Quaternário (SOUZA, 2016; FARIAS, 2016; LIMA, 2014; ÁVILA, 2009; PAISANI *et al.*, 2013; 2014).

Além disso, a identificação de paleosuperfícies erosivas permite inferir taxas de denudação, soerguimento e basculamento de uma área. Portanto, identificar e compreender a evolução das paleosuperfícies auxilia também na compreensão do comportamento tectônico recente e na reconstituição da paleogeografia.

5. CONCLUSÃO

O estudo da gênese, dinâmica e evolução das formas de relevo e ciclos gerando superfícies sempre foi essencial na geomorfologia. Entre as terminologias utilizadas para

descrever as superfícies ao longo do século XX na literatura estão superfícies de aplanamento e/ou aplainamento, superfícies de erosão e denudação, paleosuperfícies e superfícies estruturais e superfícies geomórficas ou geomorfológicas. Nesse sentido, as superfícies geomorfológicas correspondem aos diferentes níveis de erosão formados em períodos geológicos distintos, as quais tiveram maior ou menor interferência da tectônica diante a posição geográfica continental que se inseriam, havendo forte influência litoestrutural em seu desenvolvimento.

No Brasil, o modelo de evolução e geração de aplanamentos mais aplicado nos anos recentes é o da etchplanação dinâmica de Thomas (1994), cujo desenvolvimento de superfícies aplanadas poderia estar relacionado a processos de intemperismo químico e formação de mantos de intemperismo, com posterior denudação e dissecação dos regolitos, perante as oscilações climáticas do Quaternário.

Apesar de relegada a segundo plano a partir dos anos 80, a emergência de novas técnicas geocronológicas e geotecnologias deu novo impulso aos estudos de superfícies geomorfológicas. As técnicas de modelagem e as geotecnologias se destacam por seu baixo custo e relativa facilidade de aplicação e análise. Aqui foram destacadas três técnicas: Seppômen, Perfis de Swath e análise da distribuição, frequência e área de topos para exemplificar possíveis modelos evolutivos para a análise das paisagens a longo-termo.

Referências Bibliográficas

AB'SABER, A. N. Posição das superfícies aplainadas no planalto brasileiro. **Notícias Geomorfológicas**, v. 5, n. 3, p. 52-54, 1960.

AB'SABER, A. N. & BIGARELLA, J. J. Superfícies aplainadas do primeiro planalto do Paraná. **Boletim Paranaense de Geografia**, n. 4-5, p. 116-125, 1961(a).

AB'SABER, A. N. & BIGARELLA, J. J. Considerações sobre a geomorfogênese da Serra do Mar no Paraná. **Boletim Paranaense de Geografia**, n. 4-5, 1961(b).

AB'SABER, A. N. Revisão dos conhecimentos sobre o horizonte subsuperficial de cascalhos inumados do Brasil Oriental. **Boletim da Universidade do Paraná**, Curitiba, n. 2, 1962.

ADAMS, G. **Planation surfaces: Peneplains, Pediplains and Etchplains**. Pennsylvania: John Wiley & Sons Inc. 1975, 492 p.

ALMEIDA, F. F. M. Os fundamentos geológicos do relevo paulista. **Boletim do Instituto de Geografia e Geologia**, n. 41, p. 169-263, 1964.

ALMEIDA, F. F. M. & CARNEIRO, C. D. R. Origem e evolução da Serra do Mar. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 28, n. 2, p. 135-150, 1998.

BARBOSA, O. Quadro provisório das superfícies de erosão e aplainamentos no Brasil. **Notícia Geomorfológica**, n. 4, p. 31- 33, 1959.

- BARROS, P. C. A. & VALADÃO, R. C. Aquisição e Produção do Conhecimento em Geomorfologia: a investigação geomorfológica e seus conceitos fundantes. **GEOUSP: Espaço e Tempo (Online)**, v. 22, n. 2, p. 416-436, 2018. Disponível em: <https://doi.org/10.11606/issn.2179-0892.geousp.2018.123896>. Acesso em 17/05/2021.
- BIFFI, V. H. R. **Evolução de encosta em contexto de paleocabeceira de drenagem da bacia do rio Capão Grande no quaternário tardio - Superfície de Pinhão/Guarapuava**. Dissertação de Mestrado. Programa de Pós-Graduação em Geografia. Universidade Estadual do Oeste do Paraná. Francisco Beltrão, 2019.
- BIGARELLA, J. J. & AB'SABER, A. N. Palaeogeographische und palaeoklimatische aspekte des Kanozoikums in Sued-Brasilien. **Zeitschrift fuer Geomorphologie**, v.8, p. 286-312, 1964.
- BIGARELLA, J. J.; MOUSINHO, M. R. M.; SILVA, J. X. **Processes and Environments of the Brazilian Quaternary**. In: INQUA Congress, 10, 1965. Rio de Janeiro: UFRJ, 1965 (a).
- BIGARELLA, J. J.; MOUSINHO, M. R.; SILVA, J. X. Pediplanos, pedimentos e seus depósitos correlativos no Brasil. **Boletim Paranaense de Geografia**, n. 16-17, p. 117-151, 1965 (b).
- BIGARELLA, J. J. & ANDRADE G. O. Contribution to the study of the Brazilian quaternary. In: WRIGHT Jr. H.E.; FREY D.G. **International studies on the Quaternary**. Geological Society of America, v. 84, p. 443-451, 1965.
- BIGARELLA, J. J. & MAZUCHOWSKI, J. Z. Visão integrada da problemática da erosão. In: Simpósio Nacional de Controle da Erosão. **Anais...** Maringá: ABGE-ADEA, 1985. 332 p.
- BIGARELLA, J. J. **Estrutura e Origem das Paisagens Tropicais e Subtropicais**. Florianópolis: Editora da UFSC, 2003. 1026 p.
- BRAUN, O. P. G. Contribuição da Geomorfologia do Brasil Central. **Revista Brasileira de Geografia**, v. 32, n. 3, p. 3-40, 1970.
- BÜDEL, J. Die "Doppelten Einebnungsflächen" in den Feuchten Tropen. **Zeits. Fur Geomorph.** Berlin v 1, n. 2, p. 201-228, 1957.
- CLARKE, J. J. **Morphometry from Maps, Essays in Geomorphology**. New York: Elsevier Publishing Company, 1966. p. 235-274.
- CHAMPAGNAC, J. D.; SCHLUNEGGER, F.; NORTON, K.; VON BLANCKENBURG, F.; ABBÜHL, L. M.; SCHWAB, M. Erosion-driven uplift of the modern Central Alps. **Tectonophysics** v. 474, p. 236-249, 2009. Disponível em: <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2009.02.024>. Acesso em: 17/05/21.
- CHRISTOFOLETTI, A. **Geomorfologia**. São Paulo: Editora Hucitec, 1980, 188p.

COGNÉ, N.; GALLAGHER, K.; COBBOLD, P. R. Post-rift reactivation of the onshore margin of southeast Brazil: evidence from apatite (U e Th)/He and fission-track data. **Earth Planetary Science. Letters** v. 309, p.118-130, 2011. Disponível em: <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2011.06.025>. Acesso em 17/05/21.

COUTO, E. V.; FORTES, E.; SORDI, M. V.; MARQUES, A. J.; CAMOLEZI, B. A. Seppômen maps for geomorphic developments analysis: the case of Paraná plateau border, Faxinal, State of Paraná, Brazil. **Acta Scientiarum. Technology (Online)** v.34, p.71- 78, 2012. Disponível em: <https://doi.org/10.4025/actascitechnol.v34i1.9944>. Acesso em 17/05/21.

DANIELS, R. B. & HAMMER, R. D. **Soil Geomorphology**. New York: Wiley e Sons. 1992.

DAVIS, W. M. The geographical cycle. **Geographical Journal of The Royal Geographical Society**, v. 14, n. 5, p. 481-504, 1899. Disponível em: <https://doi.org/10.2307/1774538>. Acesso em 17/05/2021.

EBERT, K. **Terminology of long-term geomorphology: a Scandinavian perspective**. *Progress in Physical Geography* 33, 163–182, 2009. Disponível em: <https://doi.org/10.1177/0309133309338138>. Acesso em 17/05/21.

FREITAS, R. O. Relevos policíclicos na tectônica do escudo brasileiro. **Boletim Paulista de Geografia**, São Paulo. n. 7, p. 1-19, 1951.

FORTES, E.; CAVALINI, A.; VOLKMER, S.; MANIERI; D. D.; SANTOS; F. R. Controles Morfoestruturais da Compartimentação da Serra Geral: Uma Abordagem Preliminar. **Terr@Plural**, Ponta Grossa, v.2, p. 279-292, 2008.

FORTES, E.; SORDI, M. V.; CAMOLEZI, B. A.; VOLKMER, S. Controle Morfoestrutural e Tectônico da Evolução dos Depósitos de Fluxos Gravitacionais da bacia do ribeirão Laçador - Paraná - Brasil: Uma Abordagem Preliminar. In: **Anais do III Congresso da Associação Brasileira de Estudos do Quaternário (ABEQUA) e III Encontro do Quaternário Sul-Americano**, Armação dos Búzios, 2011.

FORTES, E.; DAL SANTO, T.; VOLKMER, S. Aplicação de perfis de varredura na análise geomorfológica do relevo de borda planáltica mapeamento de superfícies estruturais. **Revista Geonorte**, v. 10, n. 6, p. 41-47, 2014.

FORTES, E. & SORDI, M. V. de. Mapa de nivelamento de topos na análise da evolução geomorfológica da bacia hidrográfica do Ribeirão Santo Inácio, estado do Paraná. **Ra'e'Ga**, v.31, p. 184-207, 2014. Disponível em: <http://dx.doi.org/10.5380/raega.v31i0.30319>. Acesso em 17/05/2021.

GALLAGHER, K.; HAWKESWORTH, C. J.; MANTOVANI, M. S. M. The denudation history of the onshore continental margin of SE Brazil inferred from apatite fission track

data. **Journal of Geophysical Research**, v. 99, n B9, p. 18.117–18.145, 1994. Disponível em: <https://doi.org/10.1029/94JB00661>. Acesso em 18/05/21.

GREGORY, K. J. **A natureza da geografia física**. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, 1992.

KING, L. C. Canons of landscape evolution. **Bulletin of the Geological Society of America**, v. 64, n. 7, p. 721-732, 1953. Disponível em: [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1953\)64\[721:COLE\]2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1953)64[721:COLE]2.0.CO;2). Acesso em 17/05/2021.

KING, L. C. A Geomorfologia do Brasil Oriental. **Revista Brasileira de Geografia**, v. 18, n. 2, p. 147-266, 1956.

KLEIN, C. La notion de cycle en géomorphologie. **Revue de Géologie Dynamique et Géographie Physique**, Paris, v. 26, n. 2, p. 95-107, 1985.

MARQUES NETO, R. & PEREZ FILHO, A. Análise Morfoestrutural e Morfotectônica da Bacia Do Rio Capivari, Sul De Minas Gerais: A Neotectônica e as Superfícies Geomorfológicas. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 14, n. 4, p. 271-277, 2013. Disponível em: <http://dx.doi.org/10.20502/rbg.v14i4.178> Acesso em 17/05/21.

MAGALHÃES JR., A. P. & TRINDADE, E. Relações entre níveis (paleo) topográficos e domínios morfotectônicos na região Sul de Minas Gerais: contribuição ao estudo das superfícies erosivas no sudeste brasileiro. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, n. 1, p. 01-10, 2004. Disponível em: <http://dx.doi.org/10.20502/rbg.v5i1.26>. Acesso em 18/05/2021.

DE MARTONNE, E. Problemas morfológicos do Brasil Tropical Atlântico. **Revista Brasileira de Geografia**, São Paulo. v. 5, n. 4, p. 532-550, 1943.

MILLOT, G. Geochemie de la surface et formes du relief: présentation. **Science Géologique Bulletin**, v. 30, n. 4, p. 229-233, 1977.

MILLOT, G. Géologie des argiles. **Societe Geologique de France**, v. 10, p. 295-305, 1980.

MILLOT, G. Planation of continents by intertropical weathering and edogenetic processes. In: MELFI, A.J.; CARVALHO, A. de. (Orgs.). **Laterisation Processes. Proceedings of II International Seminar on Laterisation Processes**. São Paulo, Brasil, p. 53- 63, 1983.

MOTOKI, A.; VARGAS T.; CHIANELLO E.; CORRÊA, F.J.G.; OLIVEIRA, J. L. S.; KLOTZ M. Nível de denudação atual do Complexo Alcalino de Poços de Caldas, MG-SP. **Anais do 35º Congresso Brasileiro de Geologia**, Belém, 6, p. 2633-2648, 1988.

MOTOKI, A.; PETRAKIS, G. H.; SICHEL, S. E.; CARDOSO, C. E.; MELO, R. C.; SOARES, R. S.; MOTOKI, K. F. Landform origin of the Mendanha Massif, State of Rio de Janeiro, Brazil, based on the geomorphological analyses by summit level map technique. **Geociências**, v. 27, n. 1, p. 99-115, 2008.

MOTOKI, A.; SILVA, S. da; SICHEL, S. E.; MOTOKI, K. F. Morphologic analyses by summit level and base level maps based on the aster gdem for morro de São João felsic alkaline massif, state of Rio de Janeiro, Brazil. **Geociências**, v. 33, n. 1, p. 11-25, 2014.

OLLIER, C. D. **Ancient landforms**. Belhaven Press, London and New York, 1991, 233 p.

ORME, A. R., 2013. Denudation, planation, and cyclicity: myths, models, and reality. In: SHRODER, J., ORME, A.R., SACK, D. (Eds.), **Treatise on Geomorphology**. Academic Press, San Diego, CA, vol. 1, The Foundations of Geomorphology pp. 205–232. Disponível em <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-374739-6.00012-9>. Acesso em 18/05/21.

PAISANI, J. C.; PONTELLI, M. E.; CORREA, A. C. B.; RODRIGUES, R. A. R. Pedogeochemistry and micromorphology of oxisols - A basis for understanding etchplanation in the Araucárias Plateau (Southern Brazil) in the Late Quaternary. **Journal of South American Earth Sciences**. v. 48, p. 1-12, 2013. Disponível em: <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2013.07.011>. Acesso em 17/05/2021.

PAISANI, J. C.; PONTELLI, M. E.; OSTERRIETH, M. L.; PAISANI, S. D. L.; FACHIN, A.; GUERRA, S.; OLIVEIRA, L. Paleosols in low-order streams and valley heads in the Araucaria Plateau – record of continental environmental conditions in Southern Brazil at the end of MIS 3. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 54, p.57-70, 2014. Disponível em: <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2014.04.005>. Acesso em 16/05/2021.

PEULVAST; J. P. & SALES, V. C. Aplainamento e geodinâmica: revisitando um problema clássico em geomorfologia. **Mercator**, v. 1, n. 1, p. 113-150, 2002.

PENCK, W. **Die morphologische Analyse. Ein Kapitel der physikalischen Geologie**. Stuttgart: Engelhorn's Nachf. 283 p., 1924.

PONTELLI, M. E.; PAISANI, J. C.; PELOSO, W.; ALMEIDA, B. K. Grau de alteração de perfis de intemperismo nas superfícies geomorfológicas IV e III - Serra da Fartura, Planalto das Araucárias. In: **Anais do XI Simpósio Nacional de Geomorfologia**, 2016, Maringá. (UEM), 2016. v. 1. p. 1-10.

RICCOMINI, C.; VELÁZQUEZ, V. F.; GOMES, C. B. Tectonic controls of the Mesozoic and cenozoic alkaline magmatism in central-southeastern Brazilian Platform. In: COMIN-CHIARAMONTI, P.; GOMES, C. B. (Ed.) **Mesozoic to cenozoic alkaline magmatism in the Brazilian Platform**. São Paulo: Edusp-Fapesp, 2005. p. 31-56.

RIFFEL, S. B. **Curva hipsométrica no mapeamento de paleosuperfícies: abordagem quantitativa**. 2005. Dissertação (Mestrado em Geologia) - Universidade Federal do Paraná, Curitiba, 2005.

ROSS, J. L. S. Registro cartográfico dos fatos geomorfológicos e a questão da taxonomia do relevo. **Revista de Geografia - IG-USP**, n. 6, p. 17 – 29, 1992. Disponível em <https://doi.org/10.7154/RDG.1992.0006.0002>. Acesso em 17/05/2021.

RUHE, R. Geomorphic surfaces and the nature of soils. **Soil Science**, v. 82, n. 6, p. 441-445, 1956.

SAADI, A.; SILVA, L. M.; MAGALHÃES JR. A. P. Contribuição à Discussão das Superfícies de Aplainamento no Sudeste Brasileiro, com Base na Análise Quantitativa da Paleotopografia do Sul de Minas Gerais. **Geosul**, v. 14, n. 27, p. 569-572, 1998.

SALGADO, A. A. R. Superfícies de Aplainamento: Antigos paradigmas revistos pela ótica dos novos conhecimentos geomorfológicos. **Geografias**, v. 3, p. 64-78, 2007.

SCHUMM, S.A. & LICHTY, R. W. Tempo, espaço e causalidade em geomorfologia. **Notícia Geomorfológica**, v.13, n. 25, p. 43-62, 1973.

SILVA, T. M. Superfícies geomorfológicas do Planalto Sudeste Brasileiro: revisão teórico-conceitual. **Geo UERJ**, v. 3, n. 20, p. 1-22, 2009. Disponível: <https://doi.org/10.12957/geouerj.2009.1426>. Acesso em 16/05/21.

SORDI, M. V.; SALGADO, A. A. R.; SIAME, L.; BOURLÈS, D.; PAISANI, J. C.; LÉANNI, L.; BRAUCHER, R.; DO COUTO, E.V.; AND ASTER TEAM. Implications of drainage rearrangement for passive margin escarpment evolution in southern Brazil. **Geomorphology**, v. 306, p. 155-169, 2018. Disponível em: <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2018.01.007>. Acesso em 16/05/21.

SMALL, R. J. The study of planation surfaces. In: **The study of landforms: A textbook of Geomorphology**. Cambridge: University Press, 1986. p. 248-72.

SUERTEGARAY, D. M. Notas sobre a epistemologia da geografia. **Cadernos Geográficos (UFSC/Florianópolis)**, n.12, 2005, 63p.

SUMMERFIELD, M. A. **Global Geomorphology**. John Wiley and Sons, New York, 1991, 537p

TELBISZ, T.; KOVÁCS, G.; SZÉKELY, B; SZABÓ, J. Topographic swath profile analysis: a generalization and sensitivity evaluation of a digital terrain analysis tool. **Zeitschrift fur Geomorphologie** v. 57, p. 485-513, 2013. Disponível em: <https://doi.org/10.1127/0372-8854/2013/0110>. Acesso 16/05/2021.

THOMAS, D. S. G. & GOUDIE, A. **The dictionary of Physical Geography**. Oxford: Blackwell, 2000, 610 p.

THOMAS, M. F. The role of etch processes in landform development. I. Etching concepts and their applications. **Zeitschrift fur Geomorphologie**, v. 33, n. 2, p. 129-142, 1989. Disponível em: <https://doi.org/10.1127/zfg/33/1989/257>. Acesso em 17/05/2021.

THOMAS, M. F. **Geomorphology in the tropics. A study of weathering and denudation in low latitudes.** J. Wiley & Sons, Chichester, 1994, 460 p.

THOMPSON, R. N.; GIBSON, S. A.; MITCHELL, J. G.; DICKIN, A. P.; LEONARDOS, O. H.; BROD, J. A.; GREENWOOD, J. C. Migrating Cretaceous-Eocene Magmatism in the Serra do Mar Alkaline Provinces, SE Brazil: Melts from the Deflected Trindade Mantle Plume? **Journal of Petrology**, v. 39, n. 8, p. 493-1526, 1998. Disponível em: <https://doi.org/10.1093/petroj/39.8.1493>. Acesso 17/05/21.

TWIDALE, C. R. The two-stage concept of landform and landscape development involving etching: origin, development and implications of an idea. **Earth Science Reviews**, v. 57, p. 37–74, 2002. Disponível em: [https://doi.org/10.1016/S0012-8252\(01\)00059-9](https://doi.org/10.1016/S0012-8252(01)00059-9). Acesso em 17/05/20/21.

VALADÃO, R. C. **Evolução de longo-termo do relevo do Brasil Oriental (desnudação, superfícies de aplanamento e soerguimentos crustais).** Salvador, 243 f. Tese (Doutorado em Geologia) - Universidade Federal da Bahia, 1998.

VALERIANO, M. M. & ROSSETTI, D. F. Topodata: Brazilian full coverage refinement of SRTM data. **Applied Geography**, v. 32, p.300-309, 2012.

VARAJÃO, C. A. A questão da Correlação das Superfícies de Erosão do Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 21, n. 2, p. 138-145, 1991.

VARGAS, K. B. **Superfícies geomorfológicas do Centro Norte Paranaense e evolução do relevo regional.** Tese de Doutorado. Programa de Pós-Graduação em Geografia. Universidade Estadual de Maringá. Maringá, 2017.

WAYLAND, E. J. Peneplains and some other erosional platforms. In: ADMANS G. F. **Planation surfaces: peneplains, pediplains, and etchplains.** Dowden: Hutchinson e Ross, 1933.

ZALAN, P. V. & OLIVEIRA, J. A. B. Origem e evolução estrutural do Sistema de Riftes Cenozóicos do Sudeste do Brasil. **Boletim de Geociências da Petrobrás**, v. 12, 2005. p. 269– 300.

29. A GEOMORFOLOGIA NOS ESTUDOS INTEGRADOS DA PAISAGEM: ENFOQUE EVOLUTIVO E DINÂMICO NA INTERPRETAÇÃO DOS SISTEMAS GEOMORFOLÓGICOS

Roberto Marques Neto¹ & Thomaz Alvisi de Oliveira²

¹ Departamento de Geociências e Programa de Pós-graduação em Geografia da Universidade Federal de Juiz de Fora; Programa de Pós-graduação em Geografia da Universidade Federal de Alfenas; roberto.marques@ufjf.edu.br

² Instituto Federal do Sul de Minas, campus Poços de Caldas; thomaz.oliveira@ifsuldeminas.edu.br

Resumo: O método sistêmico foi aderido pela Geomorfologia brasileira de maneira desigual, incorporando ao longo do tempo elementos derivados de diferentes matrizes de pensamento, com implicações bem marcadas na produção brasileira. A presente exposição se propõe a fazer uma revisão crítica da aludida produção, nucleando a discussão no âmbito da abordagem geossistêmica e dos estudos integrados da paisagem e perpassando outros enfoques. A lavra proposta foi organizada a partir de uma discussão acerca das influências originárias clássicas do método sistêmico e suas reverberações na pesquisa brasileira, seguida de uma revisão estabelecida nos estudos dos geossistemas e da paisagem propostos no âmbito da Geomorfologia e suas interfaces. Por fim, foram tratadas perspectivas futuras para a abordagem sistêmica em Geomorfologia, procurando aproximar seu escopo de alguns campos temáticos caros à contemporaneidade pelas quais a ciência geomorfológica pode transitar na condição de ciência de ponta.

Palavras-Chave: Método sistêmico; sistema geomorfológico; geossistema; paisagem.

Abstract: The systemic method was adhered to by Brazilian Geomorphology unevenly, incorporating elements derived from different thought matrices, with explicit implications in Brazilian production. The present explanation proposes to make a critical review of the mentioned production, nucleating the discussion in the scope of the geosystemic approach and the landscape integrated studies and crossing other approaches. The proposed writing was organized and based on a discussion about the classic original influences of the systemic method and its reverberations in Brazilian research, followed by revision established in the geosystems and landscape studies proposed in the scope of Geomorphology and its interfaces. Finally, future perspectives for the systemic approach in Geomorphology were dealt with, seeking to bring its scope closer to some thematic fields expensive to the contemporaneity through which geomorphological science can move as a state-of-the-art science.

Keywords: Systemic method; geomorphologic system; geosystem; landscape.

Tema: Geomorfologia Regional

1. PROLEGÔMENOS SOBRE A ABORDAGEM SISTÊMICA NA GEOMORFOLOGIA BRASILEIRA

O método sistêmico incorporado aos estudos geomorfológicos aclarou entendimentos acerca do relevo terrestre em diferentes escalas e ampliou sobremaneira os horizontes metodológicos e interdisciplinares da Geomorfologia. A discussão sobre a entrada e evolução desse arcabouço teórico-metodológico na Geomorfologia brasileira, revisada de forma crítica, nucleia o objetivo da presente exposição, atinando para suas aderências à história do pensamento geográfico e geomorfológico brasileiro, suas relações com os estudos integrados da paisagem, destacando a inserção do relevo nos geocomplexos, e, finalmente, suas capilaridades com abordagens contemporâneas e perspectivas futuras.

Sistematizar o processo pelo qual se deu a incorporação e o desenvolvimento da abordagem sistêmica na Geografia brasileira, em especial na Geomorfologia, implica em uma reflexão acerca do método e em alguma remissão à história do pensamento geográfico e aos preceitos mais nucleares das principais matrizes epistemológicas que embasam essa ciência, ao menos aquelas que exerceram significativa influência na produção geomorfológica nacional. O triunvirato reflexivo entrecruzando elementos tangentes à história, à teoria e ao método integraliza os elementos fundamentais para a compreensão de um corpo teórico na Geomorfologia engendrado pelas lógicas analíticas e integrativas que permeiam o estudo dos sistemas. Nessa reflexão, uma premissa fundamental observa que a maneira pela qual a Teoria Geral dos Sistemas (senso BERTALANFFY, 1973) foi incorporada no escopo teórico-metodológico da Geomorfologia esteve ligada às diferentes culturas geográficas e geomorfológicas pregressas e seus matizes epistemológicos, considerando aquelas que tiveram força de influência e peso global na construção da Geomorfologia moderna e contemporânea: anglo-americana, francesa, germânica e eslava.

Considera-se que essas diferentes leituras do mundo influenciaram a cultura geomorfológica brasileira em medida variável e de forma assimétrica, consubstanciando assim uma produção nacional deveras eclética no estudo dos sistemas geomorfológicos e do papel do relevo na estrutura e dinâmica da paisagem. Isso porque, primeiro, muito embora essas matrizes personifiquem uma referência espacial em um país principal, seus pressupostos normalmente mostram relações e capilaridades que vão além do centro mais nuclear do pensamento. Em segundo lugar, mas não menos importante, os cientistas que as diferentes matrizes epistemológicas congregam tendem a uma originalidade própria cujas produções assinalam importantes variações de abordagem em uma mesma matriz. Conforme será colocado em discussão um pouco mais adiante, toda essa pluralidade

exerceu implicações importantes na construção da Geomorfologia brasileira e na sua adesão à abordagem sistêmica.

A construção teórica da Geomorfologia foi discutida por Abreu (2001) mediante a proposição de uma filogênese do pensamento geomorfológico que dialoga com as matrizes epistemológicas de origem anglo-americana e germânica a partir das reverberações da abordagem sistêmica em cada uma delas. O argumento assertivo nuclear do autor citado assevera que entre os geomorfólogos bretões e estadunidenses o impacto da Teoria Geral dos Sistemas foi muito mais significativo do que entre os germânicos, uma vez que a cultura geográfica na Alemanha tem a seu favor a herança dos naturalistas românticos do século dezanove, a citar Alexander Von Humboldt (1769-1859) como principal expoente para a Geografia. Essa condição necessariamente resultou em uma visão mais integrativa e de aproximações holísticas fortemente influenciadas pelo ideário romântico permanentemente referenciado no aprofundamento existencialista kantiano. As influências de Immanuel Kant (1742-1804) na ciência humboldtiana, construída na convergência entre o empirismo e a contemplação estética da natureza, foram discutidas na literatura nacional por Vitte (2014) e Vitte e Silveira (2010).

No contexto anglo-americano, em contraste, dominava uma Geomorfologia exclusivista e disciplinarmente bem delimitada que tinha como único referencial a teoria do ciclo geomórfico de Willian Morris Davis (1850-1934) (DAVIS, 1899), modelo que segundo Monteiro (2000) ainda se apegava à noção finalista de sistema fechado. Além de fechado, esse modelo concebe um sistema assaz linear, conectando tempos de trabalho tectônico e erosivo que amarram um soerguimento relativamente rápido da massa crustal e seu *input* energético associado seguido de uma denudação progressiva em diferentes estágios (juventude, maturidade e senilidade), até a formação do *peneplano* pelo consumo generalizado dos interflúvios e coalescência de planícies fluviais.

Embora a Teoria do Ciclo Geográfico (DAVIS, 1899) tenha sido um arcabouço teórico altamente influente na sua época, alçando à Geomorfologia em termos de importância científica e acadêmica de forma praticamente indiscutível, a matriz epistemológica germânica desenvolveu um conceito poderoso e original: *landschaft*. Essa abstração foi construída por Humboldt para expressar as conexões universais, os princípios integrativos que forjam a natureza do Cosmos. A *landschaft* emerge, dessa forma, como uma das principais racionalizações pós-iluministas. Desde esses primórdios da Geografia o relevo passa a ser considerado um dos atributos mais relevantes e fundamentais para a diferenciação de áreas, figurando como estrutura e base para o estabelecimento da *Naturgemälde*, a própria síntese da natureza humboldtiana, organizada sobre e sob a sequência de geofomas contidas na estrutura vulcânica do Chimborazo, nos Andes equatorianos.

Diante de tais influências, os principais nomes que constituíram a fase inicial da Geomorfologia germânica, tinham o interesse nas relações entre o relevo e os demais atributos da paisagem, como o geógrafo-viajante Ferdinand Von Richtoffen (1833-1905), Albrecht Penck (1858-1945), Sigfried Passarge (1866-1958) e o próprio Walther Penck

(1888-1923), filho de Albrecht nascido em Viena e principal concorrente teórico de Davis. Von Richtoffen era naturalista nato, conhecido e reverenciado em função de suas frutuosas viagens à China; Albrecht Penck era geomorfólogo e climatólogo, e o filho dinamizou a Geomorfologia com seu modelo teórico do *Primärrumpf*, que entendia a evolução do modelado mediante ações síncronas entre a dinâmica interna e os processos superficiais de dissecação. Passarge (1933) propôs em caráter pioneiro a diferenciação entre um arranjo geomorfológico estrutural e uma organização dada pelos fatores externos influenciados pelo clima, diferenciando uma *morfologia geológica* de uma *morfologia fisiológica*. Uma Geomorfologia mais holística se cristaliza diante da franca setorização na qual a Geografia mergulhou posteriormente ao período inicial de institucionalização levada a cabo pelos fundadores compatriotas: Humboldt e Ritter.

O conceito de *landschaft* germânico foi incorporado pelos geógrafos russo-soviéticos ainda no século dezenove, emergindo uma matriz epistemológica que também vai ser caracterizada pelo pensamento integrativo de bases sistêmicas. No mundo eslavo, os princípios de unidade caros à paisagem foram incorporados com desenvoltura em função de uma similaridade fundamental com a cultura científica alemã: a tradição naturalista de grandes viagens e levantamentos de áreas. As referências partem de Mikhail V. Lomonosof (1711-1765), naturalista de grande distinção no século dezoito, criador do Departamento de Geografia na Academia de Ciências ainda em 1758. De sua influência inicial, arregimenta-se uma série de naturalistas importantes na Rússia czarista, entre os quais Rougerie & Beroutchachivili (1991) destacam P. P. Semenov-Tian-Chamsky (1827-1914), N. M. Prjevalski (1839-1888), I. D. Tcherski (?), I. V. Muchketov (?). Ao final do século dezenove a Rússia passa a desenvolver uma ciência da paisagem bastante própria com a emergência de Vasily V. Dokutchaev (1846-1903) na cena científica mundial, estabelecendo as bases para a Pedologia mediante um princípio contundentemente integrativo, considerando a formação do solo a partir de uma interação de variáveis da paisagem racionalizada de forma horizontal e interdependente. Próxima da Geografia alemã em sua origem, a matriz russo-soviética vai evoluir segundo uma criatividade e uma construção teórica própria, e o relevo também vai passar a figurar como atributo fundamental na composição da paisagem e nas organizações espaciais.

Efetivamente, o pensamento sistêmico foi contínuo não apenas na Alemanha, mas também na Geografia de filiação eslava. A ideologia alemã marxista e a Teoria da Evolução das Espécies de Darwin\Wallace vão reverberar no pensamento russo-soviético a partir de uma concepção dialético-sistêmica (RODRIGUEZ e SILVA, 2015, 2019), impulsionada pelo próprio campo ideológico que permeou a Revolução Bolchevique.

Na Geografia anglo-americana o movimento foi diferente, sendo contextualizado por Abreu (2001) a partir de seu contraste com o pensamento geográfico germânico. Segundo o autor, a ausência pregressa de um pensamento de bases holístico-sistêmicas entre os geógrafos anglófonos, associada à centralidade em torno do nome e concepção teórica de Willian Morris Davis, acarretou profunda ruptura na pesquisa geocientífica desses países. A essa matriz é que são mais aderentes os modelos quantitativos bastante

conhecidos pelas análises morfométricas e alométricas de bacias hidrográficas em seus parâmetros lineares e areais, catalisadas a partir das bases trazidas a lume nas propostas de hierarquização da rede hidrográfica de Horton e Strahler. Adicionalmente ao modelo cíclico de Davis e ao modelo acíclico de Penck, John Tilton Hack (1913-1991) propõe a conhecida Teoria do Equilíbrio Dinâmico. Ainda, ao seu nome está ligado o *Stream Length-Gradient Index*, ou índice de Hack (HACK, 1973), que mensura o gradiente dos canais fluviais a partir da relação entre a diferença altimétrica e o comprimento do curso d'água.

Alguma proximidade entre os geomorfólogos anglo-americanos e franceses fora apontada em solo brasileiro por Leuzinger (1948) em seu magistral trabalho de comparação entre as teorias de Davis e Penck. Na França, o fazer geográfico na primeira metade do século vinte era fortemente estruturado nas monografias regionais e nos grandes tratados, a exemplo daqueles registrados na literatura por Emanuel De Martonne (1873-1955). Com a emergência da Teoria Geral dos Sistemas, a Geografia Física francesa e a Geomorfologia em específico também vão enveredar para os estudos integrados da paisagem, passando a articular a dimensão genético-estrutural e dinâmica dos sistemas geomorfológicos em avanço à setorização do conhecimento que permeava muitas organizações livrescas precedentes. Nomes como Georges Bertrand (1935-) e Jean Tricart (1920-2003) figuram entre aqueles de maior influência na Geomorfologia brasileira no âmbito da abordagem sistêmica.

A figura 1 demonstra esquematicamente o transcurso da abordagem sistêmica nas matrizes originárias clássicas, ensejando as diferentes entradas no contexto da pesquisa geomorfológica nacional.

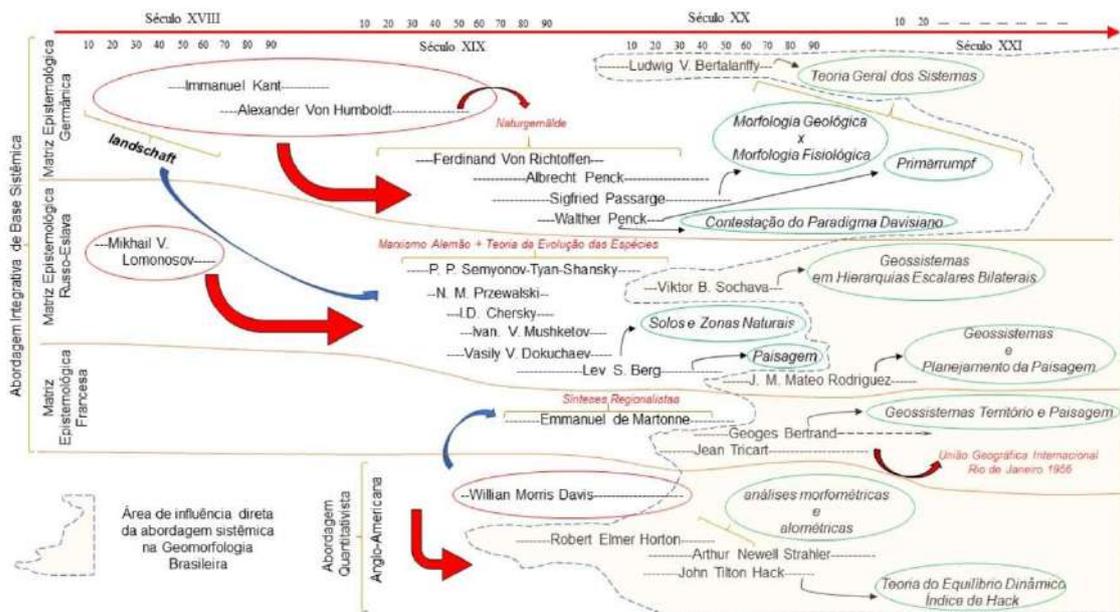


Figura1. Evolução da abordagem sistêmica nas matrizes originárias clássicas.

Efetivamente, todas as matrizes epistemológicas apresentadas influenciaram em variável medida a pesquisa geomorfológica no Brasil. Foi o pensamento francês, entretanto, aquele que primeiro se interpenetrou na construção da Geografia e da Geomorfologia brasileira. A presença dos franceses remete ao início do século vinte com Delgado de Carvalho (1884-1980) e sua atuação no colégio D. Pedro II no Rio de Janeiro, bem como com a contribuição de Elisée Reclus (1830-1905) dada pela portentosa obra “Estados Unidos do Brasil” (RECLUS, 1899), na verdade uma separata da sua monumental “*Nouvelle Géographie Universelle*”, publicada em 20 volumes. Ambos propuseram duas das mais antigas regionalizações naturais do território brasileiro “pré-sistêmicas”. Foi com a criação da Universidade de São Paulo em 1934, entretanto, que a influência francesa se consolidou de forma permanente no Brasil, a partir da vinda de Pierre Deffontaines (1894-1978) e, sobretudo, Pierre Monbeig (1908-1987).

As primeiras sistematizações voltadas para um fazer geomorfológico acadêmico no Brasil foram contextualizadas na discussão de cunho histórico apresentada por Vitte (2011), e se deram a partir das relações dialógicas entre a influência de Pierre Monbeig e do ciclo geográfico davisiano injetado pelo veio de ideias de De Martonne. Essa relação é bem notada pelo autor a partir da aderência entre as províncias geomorfológicas do estado de São Paulo propostas por Fernando Flávio Marques de Almeida (1916-2013) e as organizações regionais consideradas por Monbeig para discutir a expansão cafeeira pelo estado em demanda à calha do rio Paraná, definindo um movimento de transformação referenciado na espacialidade das diferentes províncias que atrela o ritmo da ocupação histórica às grandes unidades do relevo regional. Na Universidade de São Paulo também foi constituído e consolidado o paradigma climático no escopo da Geomorfologia brasileira (VITTE, 2011), bastante influenciado pelo modelo da pediplanação de Lester C. King (1907-1989) (KING, 1956, 1962), mas também por uma intrusão crescente do pensamento sistêmico catalisado pela influência de Tricart a partir do congresso da União Geográfica Internacional no Rio de Janeiro em 1956.

Indubitavelmente, esse ensejo foi fundamental para a exponenciação de Aziz N. Ab’Sáber (1924-2012) na Geomorfologia brasileira enquanto pioneiro de uma construção metodológica em Geomorfologia mediante bases sistêmicas com preocupações escalares têmporo-espaciais, e que foram trazidas a baila no paradigmático artigo “*Um conceito de Geomorfologia a serviço das pesquisas do Quaternário*” (AB’SÁBER, 1969). A referida proposição trata dos ‘três níveis de abordagem’ da pesquisa geomorfológica, concatenando em relações sistêmicas os compartimentos geomorfológicos regionais evoluídos em tempo profundo (primeiro nível) e as integridades mais locais concernentes à dinâmica atual (terceiro nível), incluindo os distúrbios ambientais naturais (eventos espasmódicos) e as atividades humanas. Entre essas duas integridades, o insigne geógrafo concebeu o segundo nível em função das coberturas superficiais ocorrentes nos diferentes compartimentos regionais, atinando para os materiais intemperizados cuja idade é essencialmente quaternária, apesar da conhecida existência de saprolitos formados em tempos cenozoicos mais antigos ainda preservados na paisagem. Nesse cerne que

sublinha contundentemente o paradigma climático se adéquam as bases metodológicas de vários trabalhos, como os comunicados por Cruz (1974), Penteadó (1976), Casseti (1991), Conti (2001), Rodrigues (2018), entre outros.

Apesar da influência majoritária e explícita da Geografia francesa na obra de Ab'Sáber, é necessário pontuar que o termo *fisiologia da paisagem*, sugestivo do controle climático esculpando o relevo e atuando sobre a tecitura geocológica revestida pelas coberturas superficiais, em grande medida é próximo da noção de uma *morfologia fisiológica* outrora preconizada por Passarge, revelando assim alguma capilaridade com o pensamento integrativo alemão.

O pensamento sistêmico germânico influenciou a construção e desenvolvimento da Geomorfologia brasileira de forma muito entrelaçada às bases russo-soviéticas. Essa aproximação sistêmica precipita no Brasil uma Geografia da paisagem impulsionada pela entrada do conceito de geossistema proposto por Sochava (1963, 1972, 1978), mais tarde discutido e aplicado na pesquisa geomorfológica, a exemplo dos trabalhos de Ross (2001), Marques Neto (2012), Oliveira (2013), Cavalcanti (2013), Oliveira (2016), Dias (2019), entre outros.

A essas alturas, encruzilhadas desafiadoras se interpuseram no desenvolvimento histórico, teórico e metodológico da abordagem sistêmica na Geomorfologia brasileira, aninhando diferentes influências que progressivamente deixaram um tanto difusas as filiações com uma ou outra matriz epistemológica, resultando, conseqüentemente, em geógrafos e geomorfológos muitas vezes ecléticos dissipadores de trabalhos que não raro são plurais em seu escopo teórico-metodológico. A assimilação diversa e muitas vezes híbrida de ideias e postulados estrangeiros repercutiu em trabalhos cujo escopo teórico-metodológico reflete essa construção plural, capitaneada por cientistas que transitaram ou transitam em mais de uma filiação teórica, e na formação de departamentos muitas vezes diversos nas reflexões teóricas e na práxis de seus professores\pesquisadores.

Balizando a discussão nos principais centros históricos de pensamento da Geomorfologia nacional, o aludido ecletismo sistêmico pode ser mirado na continuidade do pensamento geomorfológico na Universidade de São Paulo, que carrega adiante a influência francesa de forma bem marcada (principalmente em Ab'Sáber), mas também agrega influências crescentes da Geomorfologia russo-soviética. Esse diálogo embasou a proposição de Ross (1992) para o mapeamento geomorfológico em diferentes níveis taxonômicos, de forma similar ao que foi proposto por Tricart (1965), porém integrando os conceitos de morfoestrutura e morfoescultura de Gerasimov e Mescerjacov, ambos geomorfólogos soviéticos. Essas bases conduziram à classificação do relevo brasileiro e, doravante, aos espaços integrados que serviram de referência para o zoneamento ecológico-econômico. Essa integração das bases naturais com o processo de transformação humana do espaço, todavia, demandou um aprofundamento da abordagem sistêmica por parte do autor (ROSS, 2001, 2009), lapidado a partir de forte influência russo-soviética, fundamentalmente nos nomes de Sochava e Grigoriev.

Apesar das limitações idiomáticas, a pluralidade da Geomorfologia eslava exerceu influência bastante ampla no Brasil, entre geógrafos e geólogos. A Geografia russo-soviética sempre mostrou grande aptidão ao desenvolvimento de técnicas de quantificação. Na UNESP de Rio Claro, berço da Geografia e Geomorfologia quantitativa acadêmica no Brasil, as propostas de Spiridonov (1981) para mensuração e representação cartográfica da dissecação vertical e horizontal foram sistematicamente integradas à declividade do terreno para a geração dos mapas de energia do relevo, normalmente construídos por uma sobreposição que integra declividade, dissecação horizontal (ou densidade de dissecação) e dissecação vertical (ou profundidade de dissecação) (MENDES, 1993; CUNHA, 2001).

Essa práxis geomorfológica coexistiu historicamente com as influências majoritárias da Geografia anglo-americana, fundamentada nas análises morfométricas de bacias hidrográficas para interpretação dos fluxos de matéria e energia atuantes no funcionamento dos sistemas geomorfológicos, e que na época tinha como principal referência a tese de livre docência de Antônio Christofolletti (1936-1999) (CHRISTOFOLETTI, 1971). Sua experiência no Planalto de Poços de Caldas (MG) serviu de guia metodológico para uma série de aplicações que se estenderam de forma contumaz por mais de duas décadas (CHRISTOFOLETTI, 1969, 1970, 1971; CHRISTOFOLETTI e PEREZ FILHO, 1975; CHRISTOFOLETTI e TAVARES, 1977; CHRISTOFOLETTI e OKA-FIORI, 1980; CESAR, 1977; MACHADO, 1979; GIOMETTI e GARCIA, 1999). Paulatinamente, com os avanços quantitativos e da modelização em Geomorfologia, essas análises morfométricas perdem fôlego enquanto metodologias nucleares das pesquisas, embora persistam na condição de abordagens complementares, ou ainda pulverizadas em inúmeras aplicações para incontáveis bacias hidrográficas na condição de reprodução metodológica em estudos de caso. A própria crítica que frequentemente alvejou a quantificação quando aplicada como um “fim” contribuiu para o seu rebaixamento a uma função de “meio”.

O exposto mostra que a abordagem sistêmica se inscreve de forma difusa na cultura geomorfológica brasileira, muitas vezes interpenetrando mais de uma influência em uma mesma proposição, ou ainda se traduzindo em diferentes filiações epistemológicas, teóricas e metodológicas na produção de um mesmo pesquisador. Sobre isso já foi colocado, por exemplo, acerca das adesões teórico-metodológicas de Jurandyr L. S. Ross, que agregam proposições francesas e russas, além das bases teóricas arraigadas em Penck declaradas na sua proposta metodológica para o mapeamento geomorfológico (ROSS, 1992). O próprio Antônio Christofolletti, cujo vínculo com a Geografia teórico-quantitativa tão corrente entre os geógrafos anglófonos é praticamente involuntário, teve seu doutoramento orientado por João Dias da Silveira, resultando em uma pesquisa metodologicamente aderente à Geomorfologia francesa intitulada “*O fenômeno morfogenético no município de Campinas*”, defendida no ano de 1968. Mesmo em Rio Claro, a despeito de sua viciosa quantificação enquanto práxis nos estudos sistêmicos, a figura de Margarida Maria Penteado-Orellana, orientada por Ab’Sáber em seu doutorado,

foi de algum modo sectária à “Nova Geografia” ao adotar um viés francês à revelia da tônica predominantemente quantitativa que era levada a efeito nesse centro de pensamento. Apresentada em 1976 sob o título “*Geomorfologia do setor centro-ocidental da Depressão Periférica Paulista*” (PENTEADO, 1976), sua estruturação metodológica é pautada nos três níveis de abordagem de Ab’Sáber (1969), articulando dimensões escalares temporais e espaciais que relacionam os compartimentos geomorfológicos da região de Rio Claro na Depressão Periférica Paulista, a dissecação fluvial, os ambientes deposicionais associados à evolução das superfícies geomórficas e a dinâmica atual da paisagem, incluindo as transformações antropogênicas.

De forma mais explícita, o pensamento russo-eslavo é aproveitado em Rio Claro em fortes enlacs com a Geografia alemã primeiramente via Biogeografia (TROPMAIR, 1983), ainda que muitas concepções fiquem nas entrelinhas de vários escritos de Antônio Christofolletti, a culminar com a publicação da obra “*Modelagem de Sistemas Ambientais*” (CHRISTOFOLETTI, 1999), muito influente nos estudos sistêmicos em Geomorfologia produzidos no Brasil no começo século XXI. Subsequentemente, alguns desses estudos serão dialogados em caráter mais específico em suas relações com as matrizes de origem, procurando sublinhar os elementos de originalidade que se formam no Brasil com a disseminação do estudo dos geossistemas e da paisagem.

A figura 2 esquematiza as principais reverberações da abordagem sistêmica no Brasil. Desprovida de qualquer pretensão esgotante, os nomes selecionados para a representação assumiram notória influência na produção ulterior e contemporânea, a ser debatida na seção seguinte.

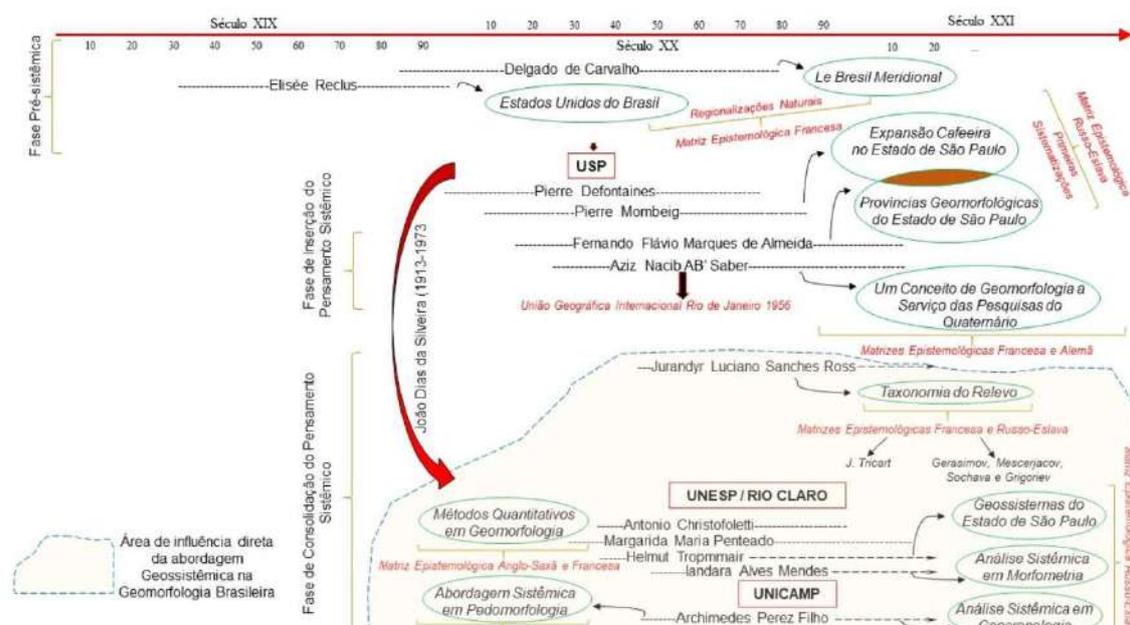


Figura 2. Aspectos da inserção e consolidação da abordagem sistêmica na Geomorfologia brasileira.

2. GEOMORFOLOGIA E ABORDAGEM (GEO) SISTÊMICA: DIFERENTES ENFOQUES NA PESQUISA BRASILEIRA

2.1. Aspectos teóricos e conceituais da abordagem sistêmica

A base conceitual sistêmica para a Geomorfologia se reveste de relevância supra já que o próprio conteúdo material em foco resulta da equalização energética utilizada na elaboração de trabalho por uma assembleia de processos que patrocinam a gênese e a esculturação das estruturas morfológicas da superfície.

No âmbito do grande sistema geomorfológico atua um conjunto de subsistemas que acaba por delinear o cenário construtivo e destrutivo das formas de relevo. Nesse contexto, encontra-se em franca relação os desdobramentos físico-químicos cujos *inputs* de energia advêm do acionamento de processos-gatilhos vinculados à dinâmica interna (ADUSHKIN e KOCHARYAN, 2011) somados à interceptação da radiação solar pela atmosfera terrestre e sua distribuição pela superfície, e ao fator antrópico (quando presente), promovendo intensidades de trabalho ajustadas aos atributos de cada um dos subsistemas pertencentes ao sistema principal.

Chorley e Hagget (1975) caracterizaram três possibilidades quanto à abordagem sistêmica em geomorfologia e cada uma delas revela características atreladas às aproximações necessárias para a compreensão do funcionamento do sistema em foco. Segundo os autores, são os sistemas análogos aos naturais, os sistemas físicos e os sistemas gerais (desdobrados entre parciais e sintéticos) aqueles que permitem melhor compreensão e entendimento dos fatos geomorfológicos que se desdobram a partir da interação de processos.

No Brasil, a concepção sistêmica aplicada à análise do relevo tem considerado a transmutação gradual de energia no sistema geomorfológico como lógica de processos encadeados que respondem uns aos outros configurando formas específicas, o que Chorley e Kennedy (1971) classificam como sistemas de processos-respostas e cuja linhagem genética assenta-se na combinação entre sistemas morfológicos e sistemas em sequência (CHRISTOFOLETTI, 1999).

Processos seriais autorreguladores dão conta de equilibrar o trabalho desenvolvido e o ajuste das formas até que estas estejam em conformidade ao grupo de processos que as originaram, momento no qual, teoricamente, o equilíbrio entre formas e processos é atingido e o sistema tende à estabilização. A noção de equilíbrio em geomorfologia tal como apresentada por Hack (*apud* CHRISTOFOLETTI, 1980, 1999) pressupõe a existência de um conjunto auto-regulador composto por materiais, processos e atributos morfológicos onde o ajuste ou não das variáveis internas encontra-se em consonância com as condições das variáveis externas. Nesse escopo, o sistema geomorfológico é concebido como sistema aberto, quando o fornecimento de energia e matéria é constante a fim de mantê-lo em funcionamento. Trazemos novamente a lume a pesquisa desenvolvida por Christofolletti (1970) para exemplificar a aplicação dessa ideia na pesquisa intitulada “Análise Morfométrica das Bacias hidrográficas do Planalto de Poços

de Caldas (MG)”, objetivando correlacionar as bacias hidrográficas inseridas na morfoestrutura em destaque e “interpretar os resultados obtidos mostrando o valor e a significação dos mesmos para os estudos morfológicos através da perspectiva globalizada do espírito geográfico” (CHRISTOFOLLETTI, 1970, pág. 02). Ao considerar a relação de causa e efeito entre drenagem e erosão, Christofolletti (1970) trabalhou o conceito de sistema análogo ao natural (CHORLEY e HAGGET, 1974), onde o sistema geomorfológico (rede de drenagem) é analisado de maneira simplificada quando a causalidade é dada pelos processos erosivos e o efeito é dado pela própria drenagem a partir da quantificação dos parâmetros morfométricos dos canais.

Margarida Maria Penteado (1978) correlaciona as conceituações sistêmicas como princípios para a abordagem dos problemas alocados no campo da geomorfologia, dando a entender que os métodos de correlação geomorfológica e interpretação paleogeográfica são ferramentas importantes que auxiliam a compreensão holística dos arranjos processuais que atuam para dar conformação ao modelado terrestre.

A definição das ordens escalares de grandeza dos fatos geomorfológicos, referência para a taxonomia do relevo proposta por Ross (1992), posteriormente aplicada por Ross e Moroz (1996) no mapeamento geomorfológico do estado de São Paulo, e a relação existente entre a morfologia, a morfometria, os processos e a atividade climática são relações sistêmicas que Penteado (1978) considera como integrativas aos estudos geomorfológicos. Importante citar, nesse contexto, o trabalho desenvolvido por Christofolletti (1981) sobre a variabilidade espaço-temporal da densidade de drenagem e sua relação, por exemplo, com as oscilações paleoclimáticas e o efeito dessas na dissecação do relevo, o que, de forma direta e sistêmica, afeta a própria densidade de canais.

Os anos 80 do século XX marcam a aproximação da geomorfologia brasileira da abordagem sistêmica de análise das paisagens propagada pelas escolas soviética e francesa de Geografia e orientada principalmente por um artigo de Georges Bertrand (1935-) e dois de Viktor Borisovich Sochava (1905-1978) traduzidos e publicados nos periódicos “Cadernos de Ciências da Terra” (1972), “Métodos em Questão” (1977) e “Biogeografia” (1978) respectivamente, vinculados à Universidade de São Paulo (USP), ainda na década anterior.

A definição do conceito de geossistemas toma forma embasada por comunicações publicadas principalmente a partir das décadas de 50, 60 e 70 do século XX no contexto da escola russa-eslava de Geografia (SOCHAVA, 1956;1971;1975; YEFREMOV, 1964;1969 ; SAUSHKIN e SMINOV, 1970 ; ISACHENKO, 1973; GRISHANKOV, 1973 ; PLAKHOTNK,1974; DEMEK, 1978) e compreende, de forma geral, o espaço terrestre com dimensões variadas, onde as relações entre os componentes da natureza se fazem de forma sistêmica e interativa com as esferas do cosmos e do social. (SOCHAVA 1971, 1977, 1978; BERTRAND 1968, 1972).

Os sistemas em apreço por essa análise foram denominados pelos autores supracitados de geossistemas e as reflexões teóricas daí advindas, alicerçadas no âmbito

da Geografia Física, enquadraram-se como ferramentas de abordagem aos estudos do meio físico, antropizado ou não. As inserções metodológicas mais importantes para a geomorfologia nacional, nesse escopo, remetem ao papel da zonalidade na divisão físico-geográfica, à adoção de escalas hierarquizadas para análise dos grupamentos de paisagens e à noção de homogeneidade e heterogeneidade como fundamento primordial para encadear sistemas com ordens de grandeza distintas, cujas relações se concretizam a partir das trocas verticais de energia e matéria culminando na composição de mosaicos paisagísticos característicos.

Sochava (1971, 1977, 1978) concebeu os geossistemas como fenômenos que se organizam em fileiras bilaterais hierarquizadas. Na classificação bilateral apresentada na excelente comunicação “Geography and Ecology”, Sochava (1971) ajustou os geossistemas em hierarquias subdividindo-os em integridades homogêneas (geômeros) e heterogêneas (geócoros) que podem funcionar como sistemas principais ou como subsistemas subordinados aos sistemas principais, abarcando toda a superfície do planeta Terra ou funcionando independentemente em mosaicos perceptíveis à superfície.

Em suma, uma unidade geocórica se organiza a partir das relações espaciais entre os geômeros (CAVALCANTI et al., 2010) e na medida em que a hierarquia é alterada para abordagens escalares de menor detalhe as unidades geocóricas se complexificam (OLIVEIRA, 2013) e mostram-se como unidades dinâmicas.

Essa concepção entende que o arranjo geossistêmico em qualquer ordem escalar culmina em mosaico paisagístico, porém, é nos níveis de menor detalhamento, hierarquias compatíveis com as escalas regionais, que o dinamismo sistêmico é melhor percebido ou compreendido (MARQUES NETO, 2012). A atividade climática é regente das reações orquestradas no âmbito dos subsistemas componentes da paisagem (Figura 3).

A propriedade que se conserva inalterada independente da categoria de geossistema analisada, denomina-se invariante. Nas palavras de Sochava (1978) o invariante representa o “conjunto das propriedades inerentes ao geossistema que se conserva sem se alterar quando se transformam as diferentes categorias de geossistemas” (SOCHAVA, 1978), mas pode experimentar transformações no contexto de desenvolvimento evolutivo do meio natural.

Segundo Rodriguez et al (2007) a análise das paisagens, pela concepção geossistêmica, permite que as mesmas sejam compreendidas a partir de prismas específicos que, de acordo com Cavalcanti (2013), estão relacionados à invocação mais relevante da teoria geossistêmica, dada pela “integração dos estudos sobre a estrutura, a dinâmica e a evolução das paisagens” (CAVALCANTI, 2013, p. 103).

Nesse contexto, na seção seguinte a produção contemporânea da Geomorfologia brasileira, a partir de suas bases sistêmicas, será discutida em seus diferentes enfoques, a saber: genético-estrutural, dinâmico-evolutivo e geotecnogênico



Figura 3. Representação ilustrativa da proposta bilateral de classificação geossistêmica em hierarquias de geômeros (Seção de Fácies; Fácies e Geoma) e geócoros (Geócoro Elementar; Microgeócoro e Mesogeócoro), culminando em tipos de paisagens que se complexificam na medida em que se aproximam das abordagens escalares regionais.

2.2. Enfoque genético-estrutural

A gênese das paisagens tem como principal força de movimento o intercâmbio ativo de energia e matéria que circulam entre os elementos constituintes do meio no sentido vertical, ou seja, abarcam o espectro paisagístico que oscila entre a atmosfera até o limite inferior da camada intempérica (RODRIGUEZ et al., 2007). A gênese ou a forma de ocorrência de uma paisagem condiciona-se pelo arranjo de processos e fatores. Dentre tais processos destacam-se aqueles que configuram a estrutura morfoespacial da paisagem, se concretizando pelas formas de escoamento, pelas atividades erosivas e deposicionais e por toda a sorte de energia e matéria que estejam em transferência no sistema movidas pela morfometria da superfície. A atividade sistemática dessa circulação, ao longo de um determinado período, promove a gênese e o funcionamento de uma paisagem em função da transformação de um invariante.

Nesse aspecto, a análise genético-estrutural orienta-se ao conhecimento da organização interna da paisagem a partir das relações entre seus componentes nas categorias escalares de ordens inferiores de forma que as trocas de energia e matéria no sistema sejam reconhecidas e entendidas permitindo a compreensão da paisagem atual, cuja organização é vislumbrada em táxons de hierarquias superiores. O estado organizacional das paisagens, nesse escopo, é definido pelo nível de estruturação no qual se encontram, e conseqüentemente, pela organização sistêmica de seus elementos

funcionais, além das regulações que determinam a sua essência, sua morfologia e sua integridade (RODRIGUEZ et al., 2007).

De acordo com essa linha de raciocínio, para as investigações sobre o conteúdo genético-estrutural das paisagens impõe-se a necessidade de arrolar uma assembleia de registros sobre as condições fisiográficas em níveis escalares de detalhe para mapeamentos em semidetalhe e de semidetalhe para mapeamentos regionais que possam direcionar as análises para a compreensão da organização estrutural dessas paisagens.

Nesse contexto, pesquisas apoiadas por métodos de datação têm oferecido resultados oportunos para a reconstrução de paleoambientes e verificação da imposição de regimes tectônicos e tipologias climáticas diferentes das atuais. Exemplificam o uso desse recurso metodológico os trabalhos de Rubira e Perez Filho (2019) sobre a geocronologia dos eventos de deposição sobre coberturas superficiais de terraços marinhos no litoral catarinense, de Souza e Perez Filho (2016) sobre as alterações na dinâmica de canais de drenagem e sua relação com eventos tectônicos e climáticos no quaternário e de Storani e Perez Filho (2015) que utilizaram a geocronologia para aferir oscilações de níveis de terraços fluviais do rio Mogi Guaçu-SP.

Em alguns casos, a utilização desses métodos de análise tem denunciado processos evolutivos caracterizados por alterações no invariante do sistema, ocasionadas, por exemplo, por eventos pelo aprofundamento do entalhe das drenagens junto às planícies de inundação com conseqüente formação de terraços fluviais, tal como discutido por Lupinacci e Souza (2019) e por Dias e Perez Filho (2015).

Ainda em relação às escalas de interpretação, o enfoque genético-estrutural no estudo dos geossistemas e da paisagem tem sido abordado em escalas regionais (MARQUES NETO, 2018), de semidetalhe (MARQUES NETO, 2016), ou ainda em perspectiva interescalar (MARQUES NETO e PEREZ FILHO, 2014), enfatizando também o papel do relevo nos fluxos de matéria e energia nos termos de sua direção e intensidade.

A perspectiva dinâmico-evolutiva na análise sistêmica é também palco para as discussões assentadas no círculo temático das ciências das paisagens, e será abordada na seção seguinte.

2.3. Enfoque dinâmico-evolutivo

O dinamismo da paisagem, tal como elucidado por Rodriguez et. al. (2007), se processa a partir das modificações constantes que se manifestam por uma direção definida do funcionamento geossistêmico dessa paisagem, o que, de acordo com Sochava (1978), relaciona-se ao movimento de seus estados variáveis ou derivados, subordinados a um elemento invariante que, diante tais alterações, mantém-se com a mesma função inicial. Comportando-se como sistemas dinâmicos, Cavalcanti (2013) explica que os invariantes representam geocomponentes que possuem taxas de mudanças na estrutura da paisagem muito lentas e variáveis de estado são geocomponentes que apresentam taxas de mudanças mais velozes, de forma que é a mudança no elemento invariante culmina em

evolução da paisagem. Sob essa lógica, as unidades morfológicas comumente são utilizadas como base para mapeamentos de paisagens por se configurarem como invariantes do geossistemas, pois se alteram muito pouco na mesma escala de tempo em que se alteram as variáveis de estado, representadas por processos e elementos do meio ecológico, por exemplo. A compartimentação das unidades de relevo referendadas a uma morfoestrutura (ROSS, 1992) cumpre, nesse escopo, orientar os mapeamentos de paisagens sobre uma base invariante, ou seja, a própria morfoescultura.

Nesse contexto, o enfoque dinâmico-evolutivo baseia-se em investigações direcionadas à análise da paisagem com abordagem orientada à transformação da sua estrutura, patrocinada pelas alterações dos *inputs* energéticos responsáveis pelo funcionamento dos sistemas componentes dessa paisagem. A função que cada elemento desempenha junto aos sistemas que estão em interação descortina de que forma a mesma paisagem encontra-se estruturada e por que se estrutura com determinada conformação.

A estrutura do sistema, de acordo com Rodriguez et al. (2007) é relativamente estável, definindo-se pelo conteúdo de elementos do próprio sistema bem como das relações entre eles que culminam em um arranjo integral que habitará um táxon referencial na hierarquia escalar de análise. Como resultado, a estrutura paisagística apresenta um caráter vertical e outro horizontal. O caráter vertical exhibe as relações e interações dos elementos componentes do sistema em foco e o caráter horizontal a expressão da paisagem morfológica na superfície.

Para Christofolletti (1999) sistemas morfológicos se caracterizam como sistemas dinâmicos abertos, passíveis de trocas de energia e matéria com sistemas externos, principalmente com o climático e o antrópico, capazes de alterar o *input* de energia que alimenta boa parte do trabalho realizado na esculturação das formas. Ao eleger a morfologia como elemento basal da paisagem concebe-se que as próprias formas de superfície são resultantes da expressão espacial de um fenômeno (CHRISTOFOLETTI, 1979) que se arranja pelos fluxos de materiais distribuídos em consonância com a energia disponível no sistema, onde os processos se ajustam em função da qualidade dos atributos do sistema em foco. Para o sistema geomorfológico os atributos são as declividades, as amplitudes altimétricas, a orientação das vertentes, as extensões areais, as propriedades granulométricas e texturais das coberturas de alteração e todos os elementos que qualificam a morfologia em apreço. Assim, a influência do relevo na conformação das unidades de paisagem pode ser dada pela compartimentação morfológica para embasar unidades geossistêmicas alocadas em táxons que sustentam mosaicos de paisagens característicos, principalmente quando as análises são processadas em ordens escalares de menor detalhamento.

No âmbito das pesquisas geomorfológicas desenvolvidas em território nacional e que utilizaram o modelado terrestre como elemento de caracterização de geossistemas e de investigação sobre a dinâmica e evolução das paisagens, são passíveis de destaque aquelas balizadas em escalas pautadas entre 1:50.000 e 1:250.000 e exemplificadas pelo trabalho de caracterização dos geossistemas do estado de Santa Catarina apresentado por

Ad-Víncula Veado e Troppmair, (1999), pela pesquisa desenvolvida por Cavalcanti (2013) no Parque Nacional do Catimbau-PE, pelo estudo de Oliveira (2013) orientado à bacia hidrográfica do rio Lourenço Velho-MG e pelo estudo de Marques Neto (2016) sobre a relação entre geomorfologia e geossistemas no Maciço Alcalino de Itatitáia (MG/RJ).

Sucessivas e graduais alterações nos inputs de energia e matéria atreladas, por exemplo, ao incremento ou diminuição no fotoperíodo ou ao aumento ou redução do aporte de água ou de sedimentos nos sistemas morfológicos, pode também incitá-los ao dinamismo. Nesse interim, os mapeamentos investigativos sobre a fragilidade ambiental de áreas, sobre o condicionamento ecodinâmico dos meios estáveis e instáveis e sobre a energia do relevo conseguem, por exemplo, quantificar de forma satisfatória a alteração nesses *inputs*, revelando o estado dinâmico da paisagem a partir da integração de dados do meio físico, simbolizados pelo arcabouço litopedológico, pelo contexto morfométrico, pela cobertura vegetal e pelo meio antropizado, simbolizado pelo uso da terra (MENDES, 1993; OLIVEIRA et al., 2017; OLIVEIRA et al., 2019).

Uma vez que a investigação sobre a dinâmica dos mosaicos de paisagens orienta-se pelo reconhecimento dos fluxos de energia e matéria a partir do estudo do comportamento das variáveis componentes do sistema em foco, a morfometria dá conta de quantificar essa dinâmica quando analisada integradamente a outros elementos, denotando a intensidade das alterações que se processam nos ambientes. Em áreas onde o vigor do relevo é considerável, a variável declividade tem preponderância uma vez que, em tese, é ela que definirá a intensidade de atuação da energia cinética no sistema em foco.

O célebre trabalho desenvolvido por Mendes (1993) no córrego Lafon, município de Araçatuba-SP, a partir da integração de dados do arcabouço físico com os dados morfométricos para composição da carta de energia do relevo, sob a ótica sistêmica, sumariza a dinâmica dos processos de superfície quando indica os pontos onde tais processos possuem maior ou menor potencial de destruição.

Oliveira (2013) procedeu à investigação da dinâmica sistêmica da bacia hidrográfica do rio Lourenço Velho-MG por meio da fragilidade ambiental considerando, as variáveis declividade, uso e ocupação da terra e solos. Os resultados obtidos sinalizam que as alterações na entrada de fluxos de matéria e energia, nesse caso, em muito estão vinculadas à integração das declividades com a dimensão da intervenção antrópica, referendada pelo tipo de uso dado à terra. Assim, o dinamismo sistêmico é denunciado pela ocorrência de processos erosionais e deposicionais desencadeados pelo parcelamento dos volumes precipitados sobre uma superfície mais ou menos protegida em ambientes onde as amplitudes altimétricas e declividades são significativas.

Os exemplos supracitados permitem considerar que tanto os sistemas físico-naturais como os antropizados possuem funções específicas que, em interação, personificam as paisagens. Por representar o arcabouço que embasa os mosaicos paisagísticos, os

sistemas geomorfológicos são aqueles que, de forma incontestada, apresentam-se como ótimos sinalizadores do estado dinâmico da paisagem.

2.4. Enfoque geotecnogênico

A transformação exercida pelas sociedades humanas nos sistemas geomorfológicos figura como a alçada maior da Antropogeomorfologia, uma das correntes mais aventadas na pesquisa geomorfológica contemporânea e mantenedora de estreitas relações com o método sistêmico. O conjunto das formas, processos e materiais vinculados às atividades humanas definem o escopo da geotecnogênese e o papel do Homem como agente geológico-geomorfológico.

O corte temporal que delimita a maior intensificação da interferência humana no sistema Terra, por conseguinte nos sistemas geomorfológicos, é o Antropoceno. Embora a transformação industrial com base na máquina a vapor e no uso de combustíveis fósseis seja considerada por muitos como marco tecnológico para o Antropoceno (CRUTZEN, 2002; ZALASIEWICZ et al. 2008; STEFFEN et al. 2011; GOUDIE e VILES, 2016), outros cientistas (ELLIS, 2011) sugerem que essa temporalidade é apenas a sua porção mais recente, tendo assim a aludida época se iniciado há muito mais tempo, desde que o gênero *Homo* passou a atuar na superfície terrestre. Silva et al. (2018), por outro lado, rechaçam a aderência do Antropoceno ao ser humano pré-histórico, atualizando ainda que os consensos científicos mais recentes tendem a adequar essa temporalidade emergente a partir do pós-guerra.

De acordo com Goudie (1993), a racionalização do homem enquanto agente geomorfológico é uma preocupação antiga que remonta aos séculos dezoito e dezenove a partir de estudos protagonizados por nomes como Fabre, Sarrel, Charles Lyell e até mesmo Alexander Von Humboldt. É creditado, entretanto, à obra de George Perkins Marsh intitulada “*Man and Nature*”, de 1864, como o marco inicial da sistematização desse tema de pesquisa (NIR, 1983; GOUDIE, 1993; LUZ, 2015). A Antropogeomorfologia, aliada ao caráter interdisciplinar que cerca o debate sobre o Antropoceno, estabeleceu um encontro natural com a abordagem sistêmica e com os estudos integrados da paisagem.

No contexto brasileiro, Pellogia (1996, 1997) propõe três níveis de ações transformadoras inerentes à geotecnogênese: (1) alterações morfológicas vinculadas às ações que interferem na fisiografia das paisagens e geram novas formas de relevo; (2) modificações na fisiologia das paisagens a partir dos processos superficiais que se instauram com as alterações nas coberturas de alteração, impermeabilização de superfícies e implementação de infraestruturas em geral; (3) modificações na estrutura superficial da paisagem com depósitos tecnogênicos incorporados à coluna estratigráfica quaternária, como aterros, asfaltamentos, lixões, etc.

Com o advento do Antropoceno, muitas espacialidades passaram, portanto, a se transformar deveras rapidamente em função da intervenção humana no sistema geomorfológico. A princípio, as interferências mais significativas se concentravam nas já

aludidas variáveis de estado, conceito que agrega os elementos concernentes à dinâmica da paisagem, e que em condições originais se alteram em caráter reversível a partir de escalas temporais mais curtas: água e fatores hidrodinâmicos, vegetação, aspectos climáticos. O relevo, por sua vez, figura como um elemento invariante, conforme anteriormente posto, e sua transformação normalmente se processa em longo termo. Ainda que em visadas escalares de detalhe processos erosivos possam ser plenamente percebidos, monitorados e mensurados, em escalas mesorregionais os padrões de formas normalmente são preservados e os tipos genéticos originais ficam mantidos na paisagem por lapsos temporais mais alongados, sendo sua modificação irreversível. Essa irreversibilidade é percebida pelas morfogêneses emergentes, importantes geoindicadores de evolução da paisagem, uma vez que apresentam tempo de mudança maior do que as chamadas variáveis de estado, não contando assim com a mesma retroalimentação negativa.

Trata-se aqui de uma relação dialética entre os fatores permanentes (invariantes) e os fatores transformantes (variáveis de estado), movimento contínuo nos processos naturais enfatizado por Sochava (1978) e endossado por Rodriguez e Silva (2019) no âmbito da literatura nacional. Essas relações cimentam concepções importantes na Geomorfologia, como o modelo ecodinâmico de Tricart (1977) baseado nas relações entre variáveis de estado e invariantes para a definição dos diferentes meios retratadores dos estados dinâmicos da paisagem, entre os quais os *meios fortemente instáveis* são abstraídos pela transformação dos elementos invariantes a desencadear morfogêneses e mudanças de estado. Essa proposição forneceu bases importantes para o desenvolvimento metodológico voltado para análise e interpretação da fragilidade ambiental guiada pela abordagem sistêmica, fundamentalmente a partir do trabalho de Ross (1994), que puxou uma miríade quase incontável de aplicações em estudos de caso.

A construção de uma espacialidade do relevo pela qual a organização geomorfológica é atrelada à transformação humana se inscreve no âmago da tese de doutoramento de Aziz N. Ab'Sáber (VITTE, 2011) defendida em 1957, sugestivamente intitulada “Geomorfologia do sítio urbano de São Paulo (AB’SÁBER, 2005). Áreas urbanas, desse modo, sempre figuraram entre as espacialidades preferenciais para estudos geomorfológicos adequados ao enfoque geotecnogênico, com inúmeros exemplos na produção nacional, que podem ser citados por amostragem. Para iniciar, Lima (1990) discute as relações entre a urbanização e o relevo na borda da bacia do Paraná. Para área urbana da capital paulista, o trabalho de Rodrigues (2005) discute o processo de substituição de morfologias originais por morfologias antropogênicas com forte aporte na cartografia. Doravante, Luz (2015) e Rodrigues et al. (2019) lançam mão da cartografia geomorfológica dinâmica para discutir as transformações sucessivas nos sistemas geomorfológicos de um trecho da planície fluvial do rio Pinheiros. Na região metropolitana de Porto Alegre, formas e processos tecnogênicos foram contextualizados por Fujimoto (2008), e alterações nos processos de superfície foram tratados por Gonçalves e Guerra (2011) em Petrópolis (RJ).

O enfoque geotecnogênico também tem sido bastante direcionado aos estudos geomorfológicos em áreas de mineração, sobretudo nas extrações a céu aberto que demandam escavações, geração de talude, formação de pilhas de estéril e outras transformações geomorfológicas. Nesse campo temático se alinham os trabalhos de Paschoal (2014), problematizado em área de extração de argila, e de Silva e Valadão (2016), contextualizado na exploração do ferro no Quadrilátero Ferrífero, região central de Minas Gerais. Esses trabalhos versam entre as alterações nas formas e as mudanças sinérgicas nos fluxos de matéria e energia operando as transformações geomorfológicas locais.

3. DESAFIOS CONTEMPORÂNEOS E PERSPECTIVAS FUTURAS

Já foi discutido no escopo da presente exposição que a abordagem sistêmica em Geomorfologia figurou como importante perspectiva paradigmática alternativa aos modelos mais tradicionais de evolução do relevo ao incorporar a Teoria Geral dos Sistemas de forma explícita e modular suas estratégias metodológicas de forma aderente ao método sistêmico. Portanto, essa nova perspectiva foi decisiva na construção de um movimento que conduziu a Geomorfologia de um caráter exclusivista e estanque inerente aos modelos cíclicos para uma ciência apta às interfaces, às capilaridades de técnicas e procedimentos e às aberturas interdisciplinares que se interpuseram ao longo de sua evolução histórica.

No transcurso que alinha as primeiras experiências de cunho sistêmico à contemporaneidade, a ciência geomorfológica aprofundou sobremaneira suas elucubrações teóricas transladando da teoria do equilíbrio dinâmico para a noção de sistemas caóticos, incorporando os postulados neocatastrofistas e a sedimentação episódica como preceito interpretativo dos depósitos sedimentares gerados por distúrbios ambientais, conforme contextualizado por Fávera (2000). Essa evolução epistemológica perpassa a adesão ao paradigma da complexidade (MORIN, 1977, PRIGOGINE, 2002), tratando o sistema geomorfológico como um sistema complexo e buscando seu enquadramento em organizações poliestruturais e polissistêmicas. Além disso, a Geomorfologia fortalece as intersecções entre Geografia e Geologia com os estudos tangentes à evolução do relevo pelo prisma estrutural e tectônico, mas também em função de sua inserção nas discussões sobre geodiversidade e geopatrimônio. Convence acerca da importância do relevo para o planejamento e governança do espaço, projetando seu objeto como fator determinante nas organizações espaciais. Ainda, se inscreve de forma nuclear nos estudos dos geossistemas e da paisagem, deixando clarividente o papel do relevo nos fluxos de matéria e energia e sua funcionalidade enquanto possível critério para diferenciação de áreas naturais. Sincronicamente a tudo isso, estreia o diálogo com a Arqueologia, ocupando lugar relevante no escopo da Geoarqueologia e se aproximando das abordagens tangentes à Arqueologia da Paisagem. Finalmente, uma Geomorfologia integrativa começa a se aproximar de correntes fenomenológicas para considerar os sujeitos que interpretam o relevo e a lograr o entendimento dos fundamentos étnicos e

culturais que subjazem os saberes não acadêmicos acerca da paisagem e dos seus atributos de nexos geomorfológico, campo de discussão ocupado pela chamada etnogeomorfologia.

A Geomorfologia não teria logrado tão vasta possibilidade de capilaridades caso tivesse acomodado seus postulados nas construções sistêmicas iniciais, pautadas no equilíbrio e na evolução linear dos sistemas. Diferentemente disso, a Geomorfologia arrojou-se em acompanhar as discussões teóricas e epistemológicas do seu tempo, lapidando a noção de complexidade segundo a natureza de seu objeto. Indefectivelmente, esse processo de aprimoramento e avanço tem sido prevalente e contínuo, e a complexidade tem sido posicionada do centro do pensamento para a compreensão cada vez mais abrangente dos sistemas geomorfológicos no conjunto da paisagem, suas relações com o Antropoceno e seu enquadramento em uma história ambiental modulada por variáveis naturais e humanas que se interpenetram em temporalidades distintas. É nesse movimento que os estudos sobre a evolução do relevo até então assentados em perspectivas uniformitaristas passam a desvelar o comportamento caótico dos sistemas, suas emergências, ebulições, contradições, reciprocidades e espasmos.

As relações entre Geomorfologia e Antropoceno florescem no bojo da complexidade, propondo referências para a demarcação desse naco do Holoceno temporalizado, segundo Goudie e Viles (2016) nos últimos aproximados 300 anos, quando os processos erosivos com perdas cada vez mais irremediáveis de solo se aceleram enquanto a criosfera se coloca em retração, dois marcos geomorfológicos fundamentais da chamada “Grande Aceleração”. De acordo com os autores, o Antropoceno admite uma subdivisão organizada pela sequência de três estágios temporais: estágio 1 (1800-1945), também chamado de “Era Industrial”; estágio 2 (1945-2015), designado consensualmente como a “Grande Aceleração”, período de maior expansão e sinergia sistêmica das transformações ambientais; e, por fim, um estágio 3, ainda interseccionado ao estágio 2 em algumas partes do mundo, porém estabelecido a partir de concepções restaurativas de remediação ambiental, recuperação de áreas degradadas e renaturalização. Silva et al. (2018), avançando com a discussão, atualizam acerca da construção de um consenso pelo qual o Antropoceno passa a ser entendido como uma época própria que se consolida por volta do ano de 1950, coincidindo com o período da “grande aceleração”, quando os impactos humanos no sistema Terra ganham extensão e coalescência, com aumento na concentração de óxidos de nitrogênio, fluxos de fósforo, extinção acelerada de espécies, além de outros materiais a se somarem ao CO₂ e CH₄ que já vinham sofrendo aumento desde a Revolução Industrial. O plutônio-239 seria o marcador estratigráfico dessa nova época, a despeito das discussões e possíveis reformulações que esse importante tópico interdisciplinar deverá suscitar nos próximos anos.

Entre os geomorfológicos brasileiros, preocupações com essas mudanças terrestres aceleradas nas últimas décadas do Antropoceno, na passagem do estágio 1 para o estágio 2, foram salientadas por Rodrigues et al. (2019) a partir de aplicações em sistemas fluviais urbanos, tendo como referencial teórico a abordagem sistêmica concatenada à complexa exploração dos potenciais metodológicos da Antropogeomorfologia. Luz e Marçal

(2016), em complemento, assinalaram os desafios impostos pelo estágio 3, que demanda um consenso universal de ações voltadas para garantir o funcionamento do sistema Terra enquanto suporte à vida. Na mesma linha, Ponte e Szlafsztein (2019) repassaram criticamente a inserção do Antropoceno no escopo da Geografia, discutindo suas complementaridades e seus potenciais de abordagem.

Os estudos geomorfológicos dialógicos ao Antropoceno, embora crescentes, ainda se distribuem principalmente entre os estágios 1 e 2, enfaticamente voltados para os problemas ambientais decorrentes da “Grande Aceleração”. A continuidade da relevância da Geomorfologia nesse campo temático, portanto, vem a demandar aprofundamentos em desenvolvimento metodológico de caráter preditivo ambientados no estágio 3. Tais aprofundamentos devem ser pensados além das análises de riscos de movimentos de massa, inundação, etc., mas obstinados na modelização de sistemas geomorfológicos em cenários futuros de restaurações ecológicas, refaunações, e até mesmo recomposições de paleopaisagens. É crescente e tendencial o incremento de espécies nativas em sistemas ambientais nos quais tais espécies desapareceram há décadas e mesmo há séculos e milênios por perdas deletérias que causaram extinções locais e regionais. Além da reintrodução de elementos faunísticos que sofreram depleção pretérita, equivalentes ecológicos de espécies extintas têm sido introduzidos na lógica de aproximar o mais estreitamente possível os fluxos de matéria e energia originais. Em caráter mais extremo, discute-se a recomposição de paleopaisagens pleistocênicas com transferências de megafauna e, nas últimas fronteiras da ciência contemporânea, a ressurreição genética de espécies extintas, horizonte permanentemente referenciado no grande proboscídeo pleistocênico *Mammuthus primigenius*. Seja qual for a medida e o grau das restaurações ambientais, modificam-se a reboque as relações entre o sistema geomorfológico e a biota com as novas sinergias instauradas, alterando-se processos de infiltração, escoamento e erosão que são influenciados por atividades geomórficas de escavação, pisoteio, bioturbação, produção e acúmulo de matéria orgânica, etc. Além dos cenários futuros e modelos preditivos nas estruturas espaciais consubstanciadas com a “Grande Aceleração”, interpõe-se como desafio à Geomorfologia uma inserção efetiva na construção dos cenários voltados para a renaturalização de áreas, demanda que tende a se avolumar em tempos de mudanças globais.

A propósito das ações de renaturalização de paisagens se projetarem como uma demanda futura a ser cada vez mais recorrente, o reconhecimento de geopatrimônios e geossítios associados ao reconhecimento qualitativo e quantitativo da geodiversidade existentes em determinadas áreas vem crescendo no corpo conceitual e metodológico das geociências. Originalmente criado no âmbito da Geologia, os estudos da geodiversidade e do patrimônio geológico-geomorfológico foram rapidamente apropriados pelos geógrafos e geomorfólogos lusófonos, tema que vem sendo amplamente debatido em Portugal (BRILHA, 2005) e no Brasil, aquinhoado com um grupo de geomorfólogos contribuintes em mais um avanço integrativo da Geomorfologia. Comunicações lavradas por Mochiutti et al. (2012), Oliveira et al. (2013), Pinto e Liccardo (2013), Cristo (2013),

Rodrigues e Bento (2018), Claudino-Salles (2018), entre outras, mostram a disseminação dos temas vinculados à geodiversidade e ao patrimônio geomorfológico no contexto brasileiro.

O estudo da geodiversidade e a identificação e conservação do patrimônio geomorfológico se projetam, tendo em vista o exposto, como importantes desafios para a criação de áreas especiais que conjuntem as estruturas naturais com os aspectos culturais existentes, pauta fundamental para contrabalançar o adensamento da tecnificação que ganha agudez a partir do estágio II do Antropoceno. Entretanto, essa pauta científica é recente, e o campo metodológico e até mesmo conceitual que a cerca ainda padece de um consenso limitado até mesmo no que se refere às variáveis ambientais a serem consideradas no mapeamento e mensuração da geodiversidade. A esse propósito, ainda impera uma cartografia quantitativa de baixa aderência com a paisagem, o que tem obstaculizado aprofundamentos qualitativos acerca das fortes relações entre o patrimônio geomorfológico e os tipos de paisagem existentes.

Desvela-se, dessa forma, um campo ainda semeável ao aprimoramento conceitual e metodológico nos estudos geomorfológicos, e que tem como um grande desafio inserir a geodiversidade em modelos sistêmicos, preditivos ou não, de níveis organizacionais mais complexos. A geodiversidade deve conjugar-se com a biodiversidade para o planejamento integrado de áreas, e a paisagem se oferece como importante viés conceitual e metodológico para mediar essa confluência necessária.

O sistema geomorfológico se inscreve na paisagem, que por sua vez é um palimpsesto que resguarda marcas e heranças que retrocedem todo o Antropoceno e remetem a sistemas relacionais entre ser humano ↔ natureza que são antecedentes ao grande boom urbano e tecnológico pós-Revolução Industrial. O reconhecimento das ocupações pretéritas, os sítios geomorfológicos visados para habitação, transumância e exploração, bem como os desdobramentos nas formas e processos superficiais, aproxima a Geomorfologia da Arqueologia, além de colocar a ciência geomorfológica em substancial condição de prestar subsídio a estudos no campo da Arqueologia da Paisagem. De forma concatenada, esses saberes convergem mais uma vez nos debates que tratam das mudanças globais, conforme destacado por Coltrinari (2008), aprimorando o entendimento dos impactos pretéritos causados pelas sociedades humanas nos ecossistemas. A inserção da Geomorfologia perpassa diversas escalas, focando análises estratigráficas dos sítios locais depositários dos vestígios arqueológicos (SIVA, et. al. 2008), bacias de drenagem (RUBIN, 1999; CORREA, 2011) e geossistemas (SILVA e AMORIM, 2018).

A construção de modelos e a precisão cada vez mais absoluta de dados geocronológicos são fundamentais para ligar a evolução quaternária das paisagens às diferentes mudanças induzidas pelo homem, relações estas que se entrelaçam em sistemas complexos, fundindo diferentes escalas temporais e espaciais. Abordagens que se utilizam da datação de terraços e planícies fluviais, como aquelas executadas por Oliveira (2012) e Rubira e Perez Filho (2019), se projetam como de grande valia para o

conhecimento mais preciso e absoluto das formas e processos quaternários, enfaticamente holocênicos, período que abarca a entrada do *Homo sapiens* na América do Sul. As relações entre planícies e terraços, a dinâmica climática regional e a ocupação humana são estreitas e complexas, e a expansão desses conhecimentos demanda uma aproximação com a Arqueologia e um investimento mais agressivo nos estudos geocronológicos de sedimentos fluviais, colúvios, horizontes orgânicos, materiais de cerâmica e outros registros, utilizando-se cada vez mais das datações por luminescência e por análise de nuclídeos cosmogênicos. Nessa agenda, é crucial a ampliação das correlações cronológicas regionais para o entendimento da continuidade espacial do registro arqueológico e suas relações complexas com o sistema geomorfológico.

4. CONCLUSÃO

A incorporação e evolução da abordagem sistêmica no escopo teórico-metodológico da Geomorfologia foram condutas determinantes no seu êxito em comprovar a relevância do relevo para a organização do espaço, figurando como campo do conhecimento fundamental no planejamento do uso da terra em diferentes escalas. Procuramos discutir de forma sumarizada a produção nacional versada na referida abordagem, mostrando as suas articulações com as matrizes estrangeiras nas primeiras emergências e a progressiva construção de um cenário próprio aderente aos sistemas geomorfológicos tropicais e à nossa realidade socioeconômica, sugerindo ainda uma agenda futura positiva a ser construída no franco avanço dos estudos integrados.

Munida da abordagem sistêmica, a Geomorfologia contribuiu sobremaneira para o planejamento ambiental e territorial brasileiro, desde os grandes zoneamentos até esquemas regionais e locais, assumindo assim uma função social bastante explícita. Sincronicamente, amplia sua alçada metodológica ao tratar problemas ambientais em suas relações com as sociedades humanas. Ainda nesse movimento, os estudos sistêmicos foram fundamentais para a realização de um auspicioso caminho de volta frontal à setorização em curso desde a segunda metade do século dezanove, trazendo a paisagem para a pesquisa geomorfológica e aderindo crescentemente aos estudos integrados.

No âmbito específico dos estudos dos geossistemas e da paisagem, uma ampliação mais recente e bastante frutuosa pode ser constatada a partir de uma inflexão recente que passa a focar as proposições russo-soviéticas centralizadas em Viktor Sochava. Esse movimento, se não rompeu, apresentou ressalvas em relação ao sistema dominante referenciado nas proposições de Georges Bertrand, que permearam a pesquisa brasileira por pelo menos três décadas segundo uma práxis distorcida em função de obstáculos literários da época que impediram o amplo acesso às revisões que esse magistral geógrafo realizou acerca de sua própria obra. Na mesma medida, o conhecimento mais amplo e integralizado da literatura russo-soviética que se deu com a abertura progressiva de canais de comunicação elevou o patamar dessa frente teórico-metodológica no Brasil, e a Geomorfologia tem se inserido e encontrado novas colocações nos estudos integrados da paisagem.

Goudie (2017), em ávida busca por uma Geografia unificada em sua complexidade, aventa campos temáticos pelos quais conjunam os elementos biofísicos, as sociedades humanas e seus sujeitos: azares ambientais, Antropoceno, ciência do sistema Terra, História Ambiental, estudos e avaliações de impactos ambientais, geodiversidade, estudos da paisagem, etc. O lastro teórico e a práxis metodológica da abordagem sistêmica nutriu a Geomorfologia de maneira que ela historicamente ocupasse diferentes espaços nesse rol de temas, sendo protagonista nas discussões dos riscos e impactos ambientais. Da mesma forma, o relevo recorrentemente tem sido uma variável central para os estudos integrados da paisagem e dos geossistemas, e na contemporaneidade suas influências tem sido enquadradas de forma cada vez mais concisa. No contexto brasileiro, as relações entre o sistema geomorfológico e o Antropoceno seguem em busca de consolidação tocadas na raia da Antropogeomorfologia, ainda abertas a aprofundamentos nos termos da complexidade e da interesalaridade dos processos espaciais dessa nova época e suas relações com aqueles que atuaram na geração dos invariantes e na dinamização das variáveis de estado originais das paisagens hoje humanizadas. Campos temáticos e orientações metodológicas de difusão mais recente, como as questões tangentes à geodiversidade e aos geopatrimônios ainda carecem de uma maior aproximação da abordagem sistêmica, vista como potencial e necessária para a consolidação de uma tradição mais holística voltada para o referido tema.

Conforme discutido, a abordagem sistêmica auxilia a Geomorfologia brasileira a ocupar diferentes espaços de discussão, criando uma robustez conceitual, teórica e metodológica que lhe atribuem potencial para expandir seu campo de atuação e ampliar seu olhar para a complexidade dos sistemas geomorfológicos e ambientais. É com tal propriedade que a abordagem sistêmica tratada na Geomorfologia brasileira encerra a segunda década do século XXI, um alentador indicativo de sua permanência nos principais debates ambientais futuros, nas tomadas de decisão e nas ações executoras voltadas para as mais diversas ações restaurativas e/ou para a coexistência parcimoniosa em uma Gaia cada vez mais próxima de seus limiares diante das mudanças globais que se anunciam a olhos vistos.

Referências Bibliográficas

AB'SÁBER, A. N. Um conceito de geomorfologia a serviço das pesquisas sobre o Quaternário. **Geomorfologia**. São Paulo, v. 18, 1969.

AB'SÁBER, A. N. **Os domínios de natureza no Brasil: potencialidades paisagísticas**. São Paulo: Ateliê Editorial, 2003. 160 p.

AB'SÁBER, A. N. **Geomorfologia do sítio urbano de São Paulo**. Cotia, SP: Ateliê Editorial, 2007. 335p.

ABREU, A. A. A Teoria geomorfológica e sua edificação: análise crítica. **Revista Brasileira de Geomorfologia**. n. 2, p. 51-57, 2003.

ADUSHKIN, V. V., KOCHARYAN, G. G. Trigger processes in geosystems. **Izvestiya, Physics of the Solid Earth** n. 47, p. 259 - 261, 2011.

BERTALANFFY, L. V. **Teoria Geral dos Sistemas**. Petrópolis: Vozes, 1973. 351p.

BERTRAND, G. Paisagem e Geografia Física global: esboço metodológico. **Caderno de Ciências da Terra**. n.13. São Paulo, 1972. 27p.

BERTRAND, G. Paysage et géographie physique globale: esquisse méthodologique. **Revue Géographique Des Pyrénées Et Du Sud-ouest**, Toulouse, v. 39, n. 3, p. 249-272, 1968.

BRILHA, J. B. R. **Patrimônio geológico e geoconservação: a conservação da natureza em sua vertente geológica**. Viseu: Palimage, 2005. 190p.

CASSETI, V. **Ambiente e apropriação do relevo**. São Paulo: Contexto, 1991. 147p.

CAVALCANTI, L. C. S. **Da descrição de áreas à Teoria dos Geossistemas: uma abordagem epistemológica sobre sínteses naturalistas**. Tese de Doutorado, Universidade Federal de Pernambuco, Recife, 2013. 205p.

CAVALCANTI, L. C. S. **Cartografia de Paisagens: fundamentos**. São Paulo: Oficina de Textos, 2014. 95 p.

CAVALCANTI, L. C. S.; CORRÊA, A. C. B.; ARAÚJO FILHO, J. C. Fundamentos para mapeamento de geossistemas: uma atualização conceitual. **Geografia**, v. 35, n. 3, p. 539-551, 2010.

CESAR, A. L. **Estudo de bacias hidrográficas através de parâmetros morfométricos de análise areal**. 1977. Dissertação (Mestrado em Geografia). São Paulo, 1977.

CHORLEY, R. J.; KENNEDY, B. A. **Physical Geography: a system approach**. London: Prentice Hall, 1971.

CHORLEY, R. J.; HAGETT, P. **Modelos Integrados em Geografia**. São Paulo: Editora da Universidade de São Paulo, 1974. 260 p.

CHRISTOFOLETTI, A. Análise morfométrica das bacias hidrográficas. **Notícia Geomorfológica**, Campinas, v. 9, n. 18. 1969.

CHRISTOFOLETTI, A. Análise hipsométrica de bacias de drenagem. **Notícia Geomorfológica**, Campinas, v. 10, n. 9, p. 68-76, jun. 1970.

CHRISTOFOLETTI, A. **Análise morfométrica das bacias hidrográficas do planalto de Poços de Caldas**. 1970. 216 f. Tese (Livre Docência) - Faculdade de Filosofia Ciências e Letras de Rio Claro, Rio Claro, 1970.

CHRISTOFOLETTI, A. **Geomorfologia**. São Paulo: Blucher, 1980. 188 p.

CHRISTOFOLETTI, A. A variabilidade espacial e temporal da densidade de drenagem. **Notícia Geomorfológica**, Campinas, v. 21, n. 42, p. 3-22, dez. 1981.

CHRISTOFOLETTI, A. **Análise de Sistemas em Geografia**. São Paulo: HUCITEC-Editora da Universidade de São Paulo, 1979. 106 p

CHRISTOFOLETTI, A. **Modelagem de Sistemas Ambientais**. São Paulo: Edgard Blucher, 1999. 256 p.

CHRISTOFOLETTI, A.; OKA-FIORI, C. O Uso da densidade de rios como elemento para caracterizar as formações superficiais. **Notícia Geomorfológica**, Campinas, v. 20, n. 39, p. 73-85, dez. 1980.

CHRISTOFOLETTI, A.; PEREZ FILHO, A. Estudos sobre as formas de bacias hidrográficas. **Boletim de Geografia Teorética**, Rio Claro, v. 3, n. 9-10, p. 83-92, 1975.

CHRISTOFOLETTI, A.; TAVARES, A. C. Análise de vertentes: caracterização e correlação de atributos do sistema. **Notícia Geomorfológica**, Campinas, v. 17, n. 34, p. 65-83, dez. 1977.

CLAUDINO-SALES, V. Morfopatrimônio, morfodiversidade: pela afirmação do patrimônio geomorfológico strictu sensu. **Revista da Casa da Geografia de Sobral**, v. 20, n. 3, p. 3-12, 2018.

COELHO, M. C. N. (2011) Impactos ambientais em áreas urbanas: teorias, conceitos e métodos de pesquisa. In: GUERRA, A. J. T.; CUNHA, S. B. (Org.) **Impactos ambientais urbanos no Brasil**. Rio de Janeiro: p. 19-45

COLTRINARI, L. Z. D. Geomorfologia, Geoarqueologia e mudanças globais. In: RUBIN, J. C. R.; SILVA, R. T. (Orgs.). **Geoarqueologia: teoria e prática**. Goiânia: p. 15-21, 2008.

CONTI, J. B. Resgatando a “fisiologia da paisagem”. **Revista do Departamento de Geografia**, São Paulo, n. 14, p. 59-68, 2001.

CORREA, A. C. B. Antropogênese e morfogênese sob a ação de eventos climáticos de alta magnitude no semiárido pernambucano: o caso da bacia do riacho Salgado. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 12, n. 3, 2011.

CRISTO, S. S. V. **Abordagem geográfica e análise do patrimônio geomorfológico em unidades de conservação da natureza: aplicação na Estação Ecológica Serra Geral do Tocantins e área de entorno – estados do Tocantins e Bahia**. 2013, 245f. Tese (Doutorado em Geografia). Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Porto Alegre, 2013.

CRUTZEN, P. Geology of Mankind: The Anthropocene. **Nature**, v. 415, n. 3, p. 23, 2002. <https://doi.org/10.1038/415023a>

CRUZ, O. **A Serra do Mar e o litoral na área de Caraguatatuba – SP: contribuição à geomorfologia litorânea tropical**. 1974, 181f. Tese (Doutorado em Geografia Física). Instituto de Geografia, Universidade de São Paulo. São Paulo, 1974.

CUNHA, C. M. L. **A cartografia do relevo no contexto da gestão ambiental**. 2001, 128f. Tese (Doutorado em Geociências) - Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista Julio de Mesquita Filho, Rio Claro, 2001.

DAVIS, W. M. The Geographical cycle. **Geographical Journal**. v. 14, n. 5, p. 481-504, 1899.

DIAS, R. L.; PEREZ FILHO, A. Geocronologia de terraços fluviais na bacia hidrográfica do rio Corumbataí-SP a partir de luminescência opticamente estimulada (LOE). **Revista Brasileira de Geomorfologia**, São Paulo, v.16, n.2, (Abr-Jun) p.341-349, 2015.

ELLIS, E. Anthropogenic Transformation of the Terrestrial Biosphere. **Philosophical Transactions: Mathematical, Physical and Engineering Sciences: Royal Society**, v. 369, n° 1938, p. 1010–1035, 2011. <https://doi.org/10.1098/rsta.2010.0331>

FÁVERA, J. C. D. **Fundamentos de estratigrafia moderna**. Rio de Janeiro: Editora UERJ, 2001. 263p.

FUJIMOTO, N. S. V. M. (1998) Alterações ambientais na região metropolitana de Porto Alegre – RS: um estudo geográfico com ênfase na geomorfologia urbana. In: NUNES, J. O. R.; ROCHA, P. C. (Orgs.) **Geomorfologia: aplicações e metodologias**. São Paulo: Expressão popular: p. 95-115.

GIOMETTI, A. L. B. R.; GARCIA, G. J. Análise Morfométrica e Hidrográfica da Bacia do Rio Jacaré Pepira (SP). **Geografia**. Rio Claro, v. 19, n 2, 1999.

GONÇALVES, L. F. H; GUERRA, A. J. T. Movimentos de massa na cidade de Petrópolis (Rio de Janeiro). In: GUERRA, A. J. T; CUNHA, S. B. (Org.) **Impactos ambientais urbanos no Brasil**. 8° Ed. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, 2008. 416p

GOUDIE, A. Human influence in geomorphology. **Geomorphology**, v. 7, n. 1, p. 37-59, 1993.

GOUDIE, A.; VILES, H. **Geomorphology in the Anthropocene**. Cambridge: Cambridge University Press. 2016. 380p.

GRISHANKOV, G. Ye. The landscape levels of continents and geographical zonality. **Soviet Geography: Review and Translation**, New York, v. 14, n. 2, p.61-76, Feb. 1973.

ISACHENKO, A. G. **Principles of Landscape Science and physical-geographic regionalization**. Melbourne: Melbourne University Press, 1973, 310 p.

KING, L. C. A **The morphology of the Earth**. Oliver & Boyd. Edinburgh, 1962. 599p.

LEUZINGER, V. R. **Controvérsias geomorfológicas**. Rio de Janeiro: Jornal do Comércio, 1948. 206p.

LIMA, C. R. **Urbanização e intervenções no meio físico na borda da Bacia Sedimentar de São Paulo: uma abordagem geomorfológica**. 105f. Dissertação (Mestrado em Geografia Física). Faculdade de Filosofia, Letras e Ciências Humanas, Universidade de São Paulo. São Paulo, 1990.

LUPINACCI, C. M.; SOUZA, T. A. Terraços fluviais como indicadores da dinâmica geomorfológica no Quaternário: estudo de caso na depressão periférica paulista. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, vol.20, n. 2, p. 427-444, 2019.

LUZ, L. M.; MARÇAL, M. S. A perspectiva geográfica do Antropoceno. **Revista de Geografia**, v. 33, n. 2, p. 143-160, 2006.

LUZ, R. A. **Mudanças geomorfológicas na planície fluvial do Rio Pinheiros, São Paulo (SP), ao longo do processo de urbanização**. 2015, 245p. Tese (Doutorado em Geografia), Faculdade de Filosofia, Letras e Ciências Humanas, Universidade de São Paulo. São Paulo, 2015.

MACHADO, L. M. C. P. **A estruturação hortoniana de bacias hidrográficas do planalto paulistano e das escarpas da Serra do Mar, SP**. 1979. Dissertação (Mestrado em Geografia Física). Faculdade de Filosofia, Letras e Ciências Humanas, USP, São Paulo, 1979.

MARQUES NETO, R. Geomorfologia e geossistemas: influências do relevo na definição de unidades de paisagem no Maciço Alcalino do Itatiaia (MG/RJ). **Revista Brasileira de Geomorfologia**, vol. 17, n.4, p. 729-742, 2016.

MARQUES NETO, R. As regiões montanhosas e o planejamento de suas paisagens: proposta de zoneamento ambiental para a Mantiqueira Meridional mineira, Brasil. **Confins**, n. 35, 2018.

MARQUES NETO, R.; PEREZ FILHO, A.; OLIVEIRA, T. A. Geossistemas na bacia do Rio Verde (MG): proposta de mapeamento de sistemas ambientais físicos em escala regional. **Geografia**, Rio Claro, v. 39, n. 2, p. 321-336, 2014.

MARTONNE, E. De. Problemas Morfológicos do Brasil Tropical Atlântico. **Revista Brasileira de Geografia**, IBGE, Rio de Janeiro, v. 5, n. 4, p.3-28, 1943.

MENDES, I. A. **A Dinâmica erosiva do escoamento Pluvial na bacia do Córrego Lafon – Araçatuba-SP**. 1993. 192 f. Tese (Doutorado). Faculdade de Filosofia, Letras e Ciências Humanas, Universidade de São Paulo, São Paulo, 1993.

MOCHIUTTI, N. S.; GUIMARÃES, G. B.; MOREIRA, J. C.; LIMA, F. F.; FREITAS, F. I. Os valores da geodiversidade: geossítios do Geopark Araripe\CE. **Anuário do Instituto de Geociências**, v. 35, n. 1, p. 173-189, 2012.

MONTEIRO, C. A. F Willian Morris Davis e a Teoria Geográfica. **Revista Brasileira de Geomorfologia**. Vol. 2, nº 1, 2001

MORIN, E. **O Método 1: a natureza da natureza**. Lisboa: Publicações Europa-América Ltda. 1977.

NIR, D. **Man, a geomorphological agent: an introduction to Anthropic Geomorphology**. Boston/Jerusalem: D. Reidel Publishing Co./Keter Publishing, 1983. 165p.

OLIVEIRA, L. A. F. **A dinâmica fluvial quaternária e a configuração do modelado do relevo no contato entre a Depressão do Rio Pomba e o Planalto de Campos das Vertentes**. Dissertação (mestrado em Geografia). Instituto de Geociências, Universidade Federal de Minas Gerais. Belo Horizonte, 2012. 224p.

OLIVEIRA, R. C.; BOIN, M. N.; FELÍCIO, M. J. Ecodinâmica aplicada à confecção de carta de fragilidade ambiental para instalação de aterro sanitário. **Geografia**, v. 42, n.1, p. 5-21, 2017.

OLIVEIRA, T. A. **A concepção geossistêmica aplicada ao estudo da dinâmica da paisagem na bacia hidrográfica do rio Lourenço Velho, sul do estado de Minas Gerais - Brasil**. 2013. 176 f. Tese - (doutorado) - Universidade Estadual Paulista, Instituto de Geociências e Ciências Exatas, 2013. Disponível em: <<http://hdl.handle.net/11449/104307>>

OLIVEIRA, T. A.; VIADANA, A.; PEREIRA, A. A. Fragilidade ambiental e dinâmica geossistêmica: mapeamento da paisagem na bacia hidrográfica do rio Lourenço Velho, sul do estado de Minas Gerais-Brasil. **Caminhos de Geografia**, v. 20 n. 71, p. 504-516, 2019.

OLIVEIRA, C. S. **Estudo dos geossistemas das cristas quartzíticas da Mantiqueira Meridional: a paisagem em perspectiva multiescalar**. 131f. Dissertação (Mestrado em Geografia). Instituto de Ciências Humanas, Universidade Federal de Juiz de Fora. Juiz de Fora, 2016.

PASCHOAL, L. J. **Estudo dos efeitos da criação de morfologias antropogênicas em área de mineração**. 2014, 177p. Tese (Doutorado em Geografia), Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista. Rio Claro, 2014.

PELLOGIA, A. U. G. A ação do homem enquanto ponto fundamental da geologia do tecnógeno: proposição teórica básica e discussão acerca do município de São Paulo. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 37, n. 3, p. 257-268, 1997

PELLOGIA, A. U. G. **Delineação e aprofundamento temático da geologia do tecnógeno no município de São Paulo (As consequências geológicas da ação do homem sobre a natureza e as determinações geológicas da ação humana em suas particularidades referentes à precária ocupação urbana)**. 1996, 262p. Tese (Doutorado em Geologia), Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 1996.

PENTEADO, M. M. **Geomorfologia do setor centro-ocidental da Depressão Periférica Paulista**. 1976, 86p. Tese (Doutorado em Geografia Física), Faculdade de Filosofia, Ciências e Letras de Rio Claro, Rio Claro, 1976.

PENTEADO, M. M. **Fundamentos de Geomorfologia**. Rio de Janeiro: IBGE, 1978. 176, p.

PLAKHOTNIK, A. F. The subject and structure of geosystems theory. **Soviet Geography: Review and Translation**, New York, v. 15, n. 7, p. 429-436, 1974.

PINTO, M. L. C.; LICCARDO, A. Patrimônio geomorfológico do Paraná: a paisagem ao longo da rota dos tropeiros. **Espaço e Geografia**, v. 16, n. 2, p. 579-599, 2013.

PONTE, F. C.; SZLAFSZTEIN, C. F. Uma interpretação geográfica conectada ao Antropoceno. **Caminhos de Geografia**, v. 20, n. 70, p. 347-366, 2019.

PRIGOGINE, I. **As Leis do Caos**. São Paulo: ed. UNESP, 2002. 109p.

RODRIGUES, C. Morfologia original e morfologia antropogênica na definição de unidades espaciais de planejamento urbano: um exemplo da metrópole paulista. **Revista do Departamento de Geografia**, v. 17, p. 101-111, 2005.

RODRIGUES, C.; MOROZ CACCIA-GOUVEIA, I. C.; LUZ, R. A.; VENEZIANI, Y.; SIMAS, I. T. H.; SILVA, J. P. Antropoceno e mudanças geomorfológicas: sistemas fluviais no processo centenário de urbanização de São Paulo. **Revista do Instituto Geológico**, v. 40, n. 1, p. 105-123, 2019.

RODRIGUES, E. L. S. **Estudo sobre a fisiologia da paisagem do areal do Cerro da Esquina no município de São Francisco de Assis – RS**. 2018. 153f. Dissertação (mestrado em Geografia), Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Instituto de Geociências.

RODRIGUES, S. C.; BENTO, L. C. M. Cartografia da geodiversidade: teorias e métodos. (2018) In: GUERRA, A. J. T.; JORGE, M. C. O. (Orgs.). **Geoturismo, geodiversidade, geoconservação: abordagens geográficas**. São Paulo: p. 137-162.

RODRIGUEZ, J. M. M.; SILVA, E. V. da; CAVALCANTI, A. P. B. **Geocologia das Paisagens: uma visão geossistêmica da análise ambiental**. Fortaleza: Edições UFC, 2007.

ROSS, J. L. S. O registro cartográfico dos fatos geomórficos e a questão da taxonomia do relevo. **Revista do Departamento de Geografia - FFLCH-USP**, São Paulo, n. 10, p. 41-58, 1992.

ROSS, J. L. S. Análise empírica da fragilidade dos meios naturais e antropizados. **Revista do Departamento de Geografia**, n. 8, p. 63-74, 1994.

ROSS, J. L. S. **Geomorfologia e Geografia aplicadas a gestão territorial: teoria e metodologia para o planejamento ambiental**. São Paulo, 2001, 332p. Tese de Livre Docência. FFLCH, Universidade de São Paulo.

ROSS, J. L. S. **Ecogeografia do Brasil: subsídios para o planejamento ambiental**. São Paulo: Oficina de Textos, 2009. 208p.

ROSS, J. L. S.; MOROZ, I. C. Mapa geomorfológico do estado de São Paulo. **Revista do Departamento de Geografia**, 10: 41-58, 1996.

RUBIN, J. C. **Sedimentação Quaternária, Contexto Paleoambiental e Interação Antrópica nos Depósitos Aluviais do Alto Rio Meia-Ponte – Goiás/GO**. Rio Claro, 1999. Tese (Doutorado em Geociências) – Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista.

SAUSHKIN, Y G; SMIRNOV, A M. Geosystems and Geostrutures. **Soviet Geography: Review and Translation**, New York, v. 11, n. 3, p.149-154, mar. 1970.

SCHWÄRGERL, C. **The Anthropocene: the human era and how it shapes our planet**. London: Synergetic Press, 2014. 235p.

SILVA, C. F. A.; VALADÃO, R. C. **Relevo antropogênico: mineração de ferro e a interferência humana**. Curitiba: Appris, 2016. 145p.

SILVA, C. M.; ARBILLA, G.; SOARES, R.; MACHADO, W. A nova Idade Meghalayan: o que isso significa para a Época do Antropoceno? **Revista Virtual de Química**, v. 10, n. 6, p. 1648-1658, 2018.

SILVA, K. B.; AMORIM, R. R. Representação de geossistemas em estudos de Arqueologia da Paisagem: ambientes ancestrais em Ilhéus, nordeste do Brasil. **Revista do Departamento de Geografia**, v. 36, p. 91-103, 2018.

SILVA, R. T.; JIMENEZ-RUEDA, J. R.; RUBIN, J. C. R.; CARVALHO, V. A. (2008) Aspectos pedológicos aplicados à pesquisa arqueológica: considerações teóricas In: RUBIN, J. C. R.; SILVA, R. T. (Orgs.). **Geoarqueologia: teoria e prática**. Goiânia: p. 25-41.

SOCHAVA, V. B. Les Principes de la division physico-géographique des territoires. In: ACADÉMIE des SCIENCES de L'URSS / SOCIÉTÉ de GÉOGRAPHIE de L'URSS. **Essais de Géographie**. Leningrad: Académie des Sciences de l'URSS, 1956, p. 372-382.

SOCHAVA, V. B. Geography and Ecology. **Soviet Geography: review and translation**, New York, v. 12, n. 5, p.277-292, May 1971.

SOCHAVA, V. B. O Estudo de Geossistemas. **Métodos em Questão**, São Paulo, n. 16, p.1-50, 1977.

SOCHAVA, V. B. Por uma teoria de classificação de geossistemas de vida terrestre. **Biogeografia**, São Paulo, n 14, p.1-24, 1978.

SOCHAVA, V. B. Theoretical requisites for the mapping of the human habitat. **Soviet Geography: Review and Translation**, New York, v. 16, n. 2, p.86-96, Feb. 1975.

SOUZA, A. O.; PEREZ FILHO, A. Mudanças na dinâmica fluvial da bacia hidrográfica do ribeirão Araquá: eventos tectônicos e climáticos no Quaternário. **GEOUSP: espaço e tempo**, v. 20, p. 636-656, 2016.

STEFFEN, W.; GRINEVALD, J.; CRUTZEN, P.; MCNEILL, J. The Anthropocene: Conceptual and Historical Perspectives. **Philosophical Transactions of The Royal Society**, v. 369, nº 1938, p. 842–867, 2011. <https://doi.org/10.1098/rsta.2010.0327>

STORANI, D. L.; PEREZ FILHO, A. Novas informações sobre geocronologia em níveis de baixo terraço fluvial do rio Mogi Guaçu, SP, Brasil. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, vol. 16, n. 2, p.191-199, 2015.

THOMAZ, E. L.; DIAS, W. A. Bioerosão – evolução do rebanho bovino brasileiro e implicações nos processos geomorfológicos. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 10, n. 2, p. 3-11, 2009.

TRICART, J. **Principés et méthodes de la Géomorphologie**. Paris: Masson, 1965. 496p.

TRICART, J. **Ecodinâmica**. Rio de Janeiro: IBGE, Diretoria Técnica/SUPREN, 1977. 91 p.

TRICART, J. **Géomorphologie applicable**. Paris: Masson, 1978. 205 p.

VITTE, A. C. A construção da Geomorfologia no Brasil. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 12, n. especial, p. 91-108, 2011.

TRICART, J. Filosofia e Geografia em Immanuel Kant. In: VITTE, A. C. (Org.). **Kant, o kantismo e a Geografia: histórias, percalços e possibilidades investigativas**. Curitiba: 13-46, 2014.

TRICART, J.; SILVEIRA, R. W. D. Os fundamentos científicos e estéticos da ciência humboldtiana: uma primeira aproximação. **Geografia**, Rio Claro, v. 35, n. 3, p. 477-491, 2010.

YEFREMOV, Y. K. The landscape sphere and the geographical environment. **Soviet Geography: review and translation**, New York, v. 10, n. 45, p.248-254, May 1969.

YEFREMOV, Y. K. The place of physical geography among the natural sciences. **Soviet Geography: review and translation**, New York, v. 5, n. 2, p. 03-10, Feb. 1964.

ZALASIEWICZ, J.; WILLIAMS, M.; SMITH, A.; BARRY, T.; COE, A.; BOWN, P.; BRENCHLEY, P.; CANTRILL, D.; GALE, A.; GIBBARD, P.; GREGORY, F.; HOUNSLOW, M.; KERR, A.; PEARSON, P.; KNOX, R.; POWELL, J.; WATERS, C.; MARSHALL, J.; OATES, M.; RAWSON, P. Are we now living in the Anthropocene? **GSA Today** 18: 4-8, 2008. <https://doi.org/10.1130/GSAT01802A.1>

30. ESTADO DA ARTE DOS ESTUDOS GEOMORFOLÓGICOS NO NORDESTE BRASILEIRO: UMA SÍNTESE (E VÁRIAS TESES)

Vanda de Claudino-Sales¹, Antonio Carlos Barros Côrrea², Kleython de Araújo Monteiro³ & Rubson Pinheiro Maia⁴

¹ Mestrado em Geografia, Universidade Estadual Vale do Acaraú - UVA, e Departamento de Geografia, Universidade Federal do Ceará – UFC; vcs@ufc.br

² Departamento de Ciências Geográficas da Universidade Federal de Pernambuco – UFPE; dbiasi2001@terra.com.br

³ Departamento de Geografia da Universidade Federal de Alagoas – UFAL.

⁴ Departamento de Geografia da Universidade Federal do Ceará – UFC.

Resumo: O relevo da Província Borborema foi classicamente considerado como resultante de soerguimento induzido pela divisão do Gondwana e de pulsos de soerguimentos e flutuações climáticas cenozoicas, o que teria formado superfícies de aplainamento sucessivamente rebaixadas. A região, no entanto, reflete segmentos crustais com histórias diversas de formação e deformação pós-cretáceas, o que permite dividi-la em Nordeste Setentrional (margem transformante) e Nordeste Oriental (margem passiva). Os avanços das pesquisas no Nordeste Setentrional indicam que o relevo regional configura um conjunto de morfoestruturas antigas largamente reestruturadas no Cretáceo e amplamente dissecadas pela erosão diferencial no Cenozoico, o que criou um amplo anfiteatro regional (o Anfiteatro Borborema) ilustrado por um conjunto de terras altas sedimentares e cristalinas, expondo região central rebaixada (a Depressão do Jaguaribe-Piranhas), aberta em direção ao oceano, cuja evolução reflete controle estrutural e, em alguns casos, neotectônica. Em relação ao Nordeste Oriental, por sua vez, não se pode atribuir à mega-compartimentação do macro-domo da Borborema uma origem subordinada aos controles litológicos. Ao contrário, os condicionantes do relevo neste setor são basicamente herdados da trama reológica e da sua reativação continuada, em particular, o bombeamento da superfície regional ao longo do Terciário.

Palavras-chave: Nordeste Setentrional. Nordeste Oriental. Evolução geomorfológica regional. Geomorfologia do Nordeste brasileiro.

Abstract: The relief of the Borborema Province was classically considered as the result of uplift induced by the division of Gondwana and of pulses of uplift and Cenozoic climatic fluctuations, which would have successively lowered planation surfaces. The region, however, reflects crustal segments with diverse histories of formation and post-Cretaceous deformation, which allows it to

be divided into Northern Northeast (transforming margin) and Eastern Northeast (passive margin). The advances in research in the Northeast indicate that the regional relief constitutes a set of ancient morphostructures largely restructured in the Cretaceous and widely dissected by differential erosion in the Cenozoic, which created a wide regional amphitheater (the Borborema Amphitheater) illustrated by a set of highlands sedimentary and crystalline exposing the lowered central region (the Jaguaribe-Piranhas Depression) open towards the ocean, whose evolution reflects structural and in some cases, neotectonic control. In relation to the Eastern Northeast, on the other hand, the mega-compartmentalization of the macro-dome of Borborema cannot be attributed to an origin subordinated to lithological controls. On the contrary, the conditions of the relief in this sector are basically inherited from the rheological network and its continued reactivation, in particular the intraplate regional magmatism along the Tertiary.

Keywords: Brazilian Northern Northeast. Brazilian Eastern Northeast. Northeast Regional geomorphological evolution. Geomorphology of the Brazilian Northeast.

Tema: Geomorfologia Regional

1. INTRODUÇÃO

Na região Nordeste do Brasil, o relevo apresenta diversos compartimentos geomorfológicos derivados de importantes eventos tectônicos ocorridos ao longo da história geológica e documenta importantes episódios de evolução morfotectônica e paleoclimática. Com efeito, a evolução geodinâmica da região Nordeste do Brasil é marcada por fases múltiplas de erosão, deformação, magmatismo, eustatismo, sedimentação e variações climáticas, apresentando variáveis não tão comuns no cenário geomorfológico global.

Coloca-se que para tratar da evolução do relevo do Nordeste do Brasil é fundamental considerar a subdivisão da região em suas grandes províncias geotectônicas. Essas refletem segmentos crustais com histórias diversas de formação e respostas singulares aos mecanismos de deformação pós-cretáceos; largamente reconhecidos como fatores controladores das macroformas platofornais que constituem o arcabouço de nossa paisagem física.

Neste caso, este capítulo se deterá sobre a diferenciação geomórfica da Província Borborema – e seu entorno imediato – identificada pelo setor extremo oriental da Plataforma Brasileira, grosseiramente delimitado ao sul pelo arco que se distingue desde a inflexão rio São Francisco para sudeste; a sinéclise do Parnaíba e bacias de riftes continentais a ela sobrepostas a oeste, e a vasta linha de costa com suas bacias de rifte marginal a leste e norte-noroeste. Inclui os estados do Ceará, Rio Grande do Norte, Paraíba, Pernambuco, Sergipe e Alagoas.

Essa escolha se justifica pela própria sequência de eventos geológicos, processos e padrões espaciais destes derivados, decorrentes do amálgama de fragmentos crustais que resultaram na formação da Província Borborema durante o Ciclo Orogênico Brasileiro, a

partir de 700 Ma, culminando no Eopaleozóico com a consolidação do continente Gondwana Ocidental (faixa de dobramento do Médio Coreau).

O cenário advindo desses condicionantes é composto por fragmentos de terrenos arqueanos, cuja colisão em ambiente tectônico marcado pela convergência continental resultou na metamorfização das sequências sedimentares, que passam a assumir uma disposição em estreitos corredores de supracrustais dobradas entre os terrenos mais antigos. Todo esse conjunto foi largamente afetado pelo plutonismo brasileiro, cujo arco magmático, e mesmo as intrusões posteriores anorogênicas, valeram-se da trama reológica pré-existente para o seu alojamento. Assim, essas intrusões apresentam-se mais ou menos deformadas pelas zonas de cisalhamento neoproterozóicas ainda sob regime dúctil.

Diante desse quadro evolutivo, com exceção das coberturas fanerozóicas associadas aos riftes continentais e marginais desenvolvidos a partir do Jurássico e aos aulacógenos do complexo Recôncavo-Tucano-Jatobá e Bacia Potiguar, prevalece na região a exposição dos complexos metamórficos mais antigos (Arqueano), além das supracrustais e plútons do Neoproterozóico.

Em sequência à disposição de arranjos geotectônicos, a evolução do relevo regional seguiu um caminho marcado pela repetida retomada da erosão diferencial, sobretudo desde a abertura final do Oceano Atlântico no Cretáceo superior e surgimento de um nível de base geral comum. Desse momento em diante, dois conspícuos subconjuntos de macroformas regionais passam a se diferenciar mediante a influência dos contextos geodinâmicos da margem continental recém formada; uma essencialmente transformante, a norte/noroeste, e outra claramente passiva, a leste e sudeste da Província.

Sem contudo apresentar uma nítida solução de continuidade entre os subconjuntos de formas dos táxons inferiores, esses dois “megasetores” do relevo da Província Borborema se distinguem em grandes linhas pelo tipo de assinatura deformacional deixada na paisagem, seja pelos processos de reativação das falhas subordinadas às zonas de cisalhamento proterozóicas, recorrência do comportamento pulsátil – de origem provavelmente mantélica –, especialmente sobre o seu setor oriental, que lhe imprimiu uma deformação em abóbada de grande raio, além do vulcanismo intraplaca que persistiu até o Mioceno tardio com provável conexão ao mecanismo anterior.

Agrega-se então a essa macro-composição, cujos recortes espaciais se definem em escala de 10^5 Km², a miríade de condicionantes regionais e sub-regionais que expressam o papel dos controles morfotectônicos, estoques litológicos e da reconhecida diversidade biopedoclimática do Nordeste sobre a compartimentação do modelado. É sobre a história geomorfológica desse setor do relevo brasileiro, cujos esforços de elucidação têm ensejado uma gama de teses ao longo das últimas sete décadas, cada uma refletindo o estado da arte do arsenal explanatório do seu tempo, que essa contribuição se debruça, buscando oferecer uma nova síntese, uma nova narrativa.

2. CONCEPÇÕES CLÁSSICAS ACERCA DO RELEVO DO NORDESTE BRASILEIRO

O relevo no Nordeste brasileiro, especialmente as macroformas, foi classicamente considerado como resultado de soerguimentos regionais em pulsos e flutuações climáticas que teriam ocorrido durante o Cenozóico (MABESOONE; CASTRO, 1975). A atividade tectônica teria produzido a elaboração de superfícies de aplainamento sucessivamente inferiores, além da incisão de um padrão de drenagem do tipo centrífuga. Esses processos se deram de acordo com as seguintes atividades: (A) bombeamento regional (AB'SABER, 1956; DRESCH, 1957; DEMANGEOT, 1960; ANDRADE; CALDAS LINS, 1965), (B) elevação diferencial (BIGARELLA; ANDRADE, 1964; ANDRADE, 1968), (C) «flexura continental» (RUELLAN, 1952; KING, 1956; BIROT, 1957; TRICART, 1959).

De uma forma explícita ou mesmo implícita, esses modelos contêm a ideia de um desenvolvimento cíclico de superfícies de aplainamento, que seriam sucessivamente mais jovens, como uma resposta ao soerguimento flexural ou em bloco de todo o Nordeste do Brasil (SAADI; TORQUATO, 1992). Essas superfícies de aplainamento seriam na maioria correlacionadas com aquelas definidas por King (1956, 1967) para outras regiões do Brasil e na África.

Assim, Dresch (1957) reconheceu três níveis de superfícies de aplainamento. Demangeot (1960) identificou quatro paleosuperfícies, tendo indicado a ocorrência de evento erosivo sucedendo cada fase epirogênica. Ab'Saber (1969), baseado no estudo de perfis geológicos/geomorfológicos, indica a ocorrência de cinco paleosuperfícies resultantes de interação complexa entre mudanças climáticas e processos tectônicos, existindo fases pedogenéticas de clima úmido alternando com fases morfogenéticas de clima seco, durante as quais ocorreriam chuvas violentas e esporádicas responsáveis pelos processos de pediplanação (Figura 1).

Em tal contexto, teria lugar a retração lateral das escarpas das vertentes, resultando em acúmulo de material detrítico na base, o que levaria à formação de rampas suaves em direção ao fundo dos vales, denominadas pedimentos. Se fossem mantidas as mesmas condições climáticas, ocorreria a coalescência dos pedimentos, associado com a formação de amplas superfícies aplainadas, que foram denominadas pediplanos.

A aplicação dessa teoria acabou por possibilitar o desenvolvimento de uma Geomorfologia do Quaternário, resultando em cientistas de diferentes áreas do conhecimento abordando a temática. No entanto, permaneceu indefinido o tratamento metodológico.

Esse modelo, de ocorrência de epirogenias pós-cretáceas acompanhadas por fases de dissecação e pediplanação em climas secos, foi amplamente difundido por Ab'Saber e Bigarella (1961), Bigarella e Andrade (1965), Bigarella (2003), Andrade e Caldas Lins (1965), Mabessone e Castro (1975), entre outros. Esses autores identificaram a ocorrência de várias superfícies escalonadas, associadas com as fases de aplainamento decorrentes de processos erosivos iniciados por soerguimento de um núcleo continental. Em tal

contexto, as sequências sedimentares do Mesozóico e do Cenozóico resultariam de erosão decorrente do soerguimento, com conseqüente rebaixamento do nível de base regional.

As correlações entre depósitos continentais e costeiros foram analisadas por Fúlfaro e Suguio (1974). Tricart (1959) e Ab'Saber (1969) apresentaram uma interpretação da seqüência de eventos quaternários controlados por fatores climáticos. A evolução cronológica da paisagem através das formas topográficas foi discutida por Bigarella e Andrade (1965).

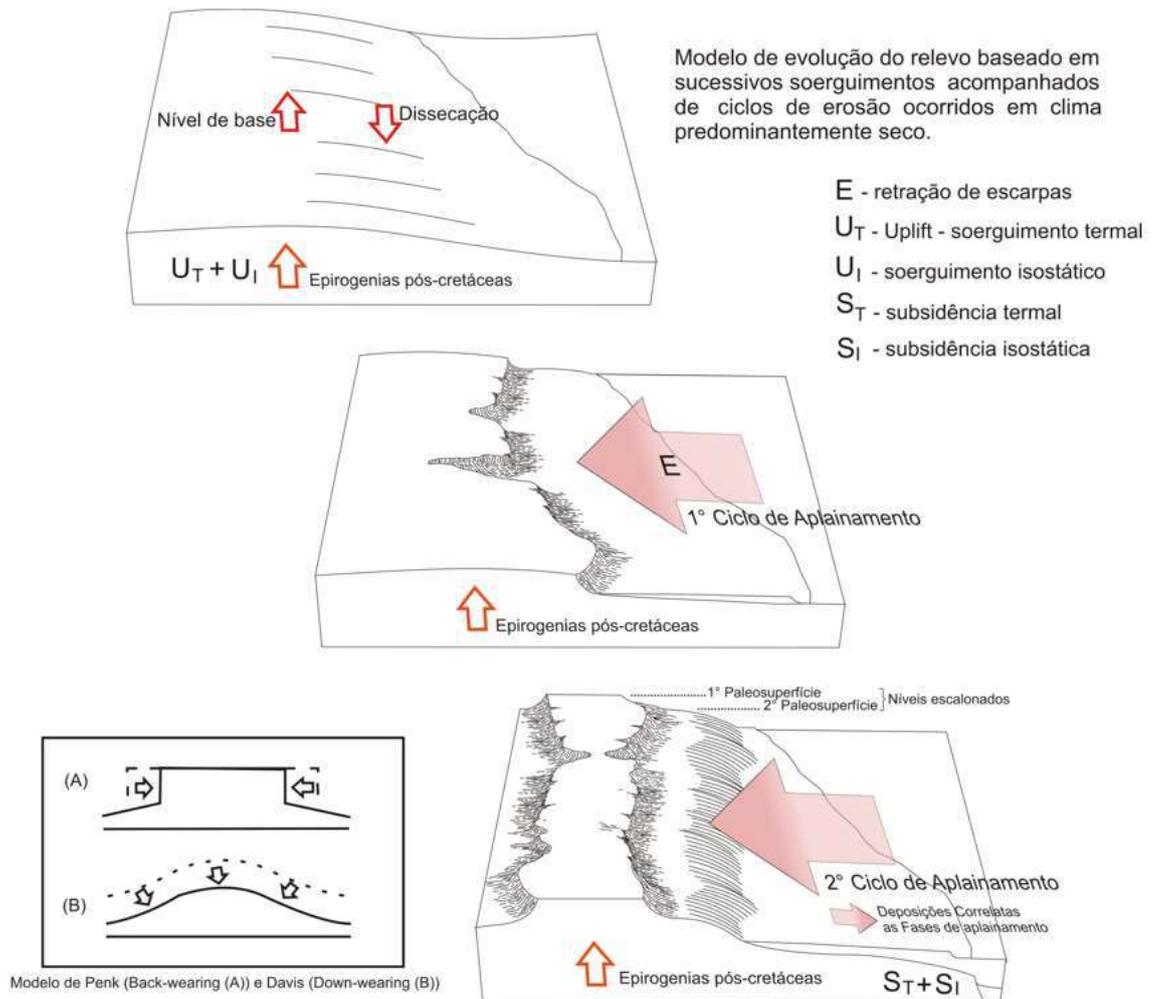


Figura 1. Modelo de evolução a partir de soerguimento tectônico, seguido de aplainamento ditado por ação climática. Fonte: adaptado de Maia, Bezerra e Claudino-Sales, 2010.

Esses trabalhos atestaram os efeitos de fases semiáridas alternadas com fases úmidas na evolução da paisagem. Nas fases secas, que estariam relacionadas aos períodos glaciais e conseqüentes níveis marinhos baixos, ocorreriam a formação de pedimentos. Essa constatação resulta da identificação de depósitos correlatos atualmente submersos. Nessas fases, os processos de pediplanação seriam associados com a retração das florestas e a exposição do solo formado na fase úmida anterior. Na seqüência, o regime de chuvas esporádicas promoveria a erosão generalizada e os aplainamentos laterais.

No que diz respeito à atividade tectônica, e de acordo com Saadi e Torquato (1992), importantes arqueamentos crustais estariam na base da evolução morfoestrutural do Nordeste do Brasil. Existem, no entanto, divergências nesse tocante, com autores propondo uma intumescência na escala do Núcleo Nordestino, enquanto outros propõem a ocorrência de vários eixos de elevação crustal, relacionados com as principais direções tectônicas regionais. Dessa forma, processos de erosão linear que seccionariam vales fluviais teriam como ponto de partida um soerguimento de origem poligênica. Assim, seriam originadas vertentes que, submetidas à aridez, recuariam lateralmente, porém mantendo a altimetria, o que seria interpretado como paleosuperfície (Figura 2).

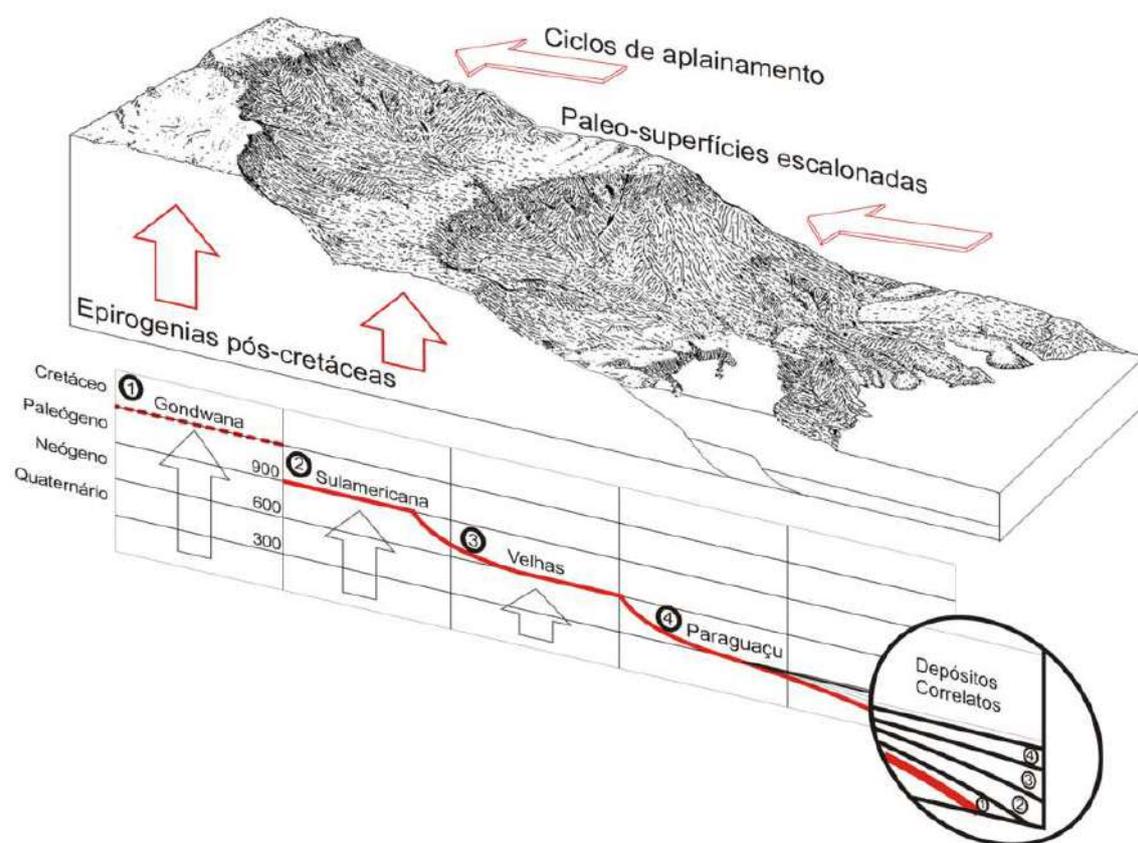


Figura 2. Modelo de pediplanação e de superfícies escalonadas no Nordeste brasileiro. Fonte: adaptado de Maia, Bezerra e Claudino-Sales, 2009.

As consequências da atividade tectônica seriam evidenciadas através dos processos de dissecação/agração, que seriam desencadeados pelas variações do nível de base. O modelo baseia-se na interpretação de morfoestruturas resultantes de períodos de soergimento (acarretando dissecação) e estabilização (resultando superfícies de aplainamento regionais), que ocorreriam de forma alternada. As superfícies de aplainamento, os terraços e os depósitos correlativos seriam essenciais para a análise geomorfológica. Contudo, a maioria dos depósitos correlatos derivados das superfícies de aplainamento são afossilíferos, o que torna difícil estabelecer uma cronologia adequada.

3. NORDESTE SETENTRIONAL: EVOLUÇÃO DO CONHECIMENTO GEOMORFOLÓGICO

3.1 Entre 1990 e os anos 2000

Com o advento e consolidação da morfotectônica em meados de 1990, passou a delinear-se uma Geomorfologia Estrutural, a partir da qual ganharam significado as concepções genéticas e evolutivas do relevo do Nordeste Setentrional (que representa a área ocupada pelo estado do Ceará e áreas adjacentes do Rio Grande do Norte e Paraíba), como perceptível nos trabalhos de Saadi (1993, 1998), Saadi *et al.* (2005), Peulvast e Claudino-Sales (2000, 2003, 2006) bem como no universo da tectônica atual (BEZERRA; VITA-FINZI, 2000; BEZERRA *et al.*, 2008).

De acordo com Bezerra *et al.* (2008), os estudos acerca de evolução geomorfológica do Nordeste, com exceção dos trabalhos de Peulvast e Claudino-Sales (2000, 2003, 2006), foram pautados no modelo de pediplanação, com a morfologia sendo resposta ao soerguimento uniforme, associado com o desenvolvimento de superfícies de erosão. Tal concepção não pode ser confirmada se os critérios de análise, além de clássicos topográficos, não forem também morfoestratigráficos e morfotectônicos.

Coloca-se então que, a partir de indicadores morfotectônicos, a evolução geomorfológica do Nordeste Brasileiro realizou-se de maneira bem mais complexa do que indica o modelo clássico de pediplanação. Com efeito, o modelo de pediplanação mostra-se bastante limitado quando se aborda as concepções mais recentes referentes ao tectonismo intraplaca. Tal fato resulta do contexto de que o modelo de pediplanação não incorpora mecanismos de rifteamento, história das bacias e reativação cenozóica, o que deriva da idéia dominante de existência de estabilidade geológica do território Brasileiro. Igualmente, esses pressupostos não incorporam dados de reativação pós-rifte, resumindo-se a um modelo de soerguimento e aplainamento para a margem passiva equatorial leste da América do Sul e oeste da África.

Peulvast e Claudino-Sales (2003, 2005, 2006) questionaram o modelo de sucessivos soerguimentos pós-cretáceos como sendo os responsáveis pelo desenvolvimento de superfícies de aplainamento sucessivamente embutidas. Esses autores propuseram um modelo no qual o relevo do Nordeste setentrional ocorre em torno de uma depressão central, a “Depressão do Jaguaribe”, que corresponderia parcialmente à zona de rifte Jurássico-cretáceo Cariri-Potiguar. Esse conjunto teria morfologia caracterizada por segmentos de escarpa marginal, que equivale à extremidade das ombreiras do rifte abortado.

A partir dessas análises, resultam as seguintes interpretações do relevo regional:

O relevo do Nordeste setentrional brasileiro (Ceará e áreas adjacentes do Rio Grande do Norte e Paraíba) configura um conjunto de morfoestruturas antigas que foram largamente reestruturadas durante a separação entre a América do Sul e a África, no Cretáceo Superior (PEULVAST; CLAUDINO-SALES, 2004).

Com efeito, a margem continental do Nordeste brasileiro foi formada a partir da abertura do Atlântico Equatorial, no Aptiano (MATOS, 2000). *Onshore*, o embasamento pré-cambriano – a Província Borborema (CABY; ARTHAUD; ARCHANJO, 1995; FERREIRA *et al.*, 1998) -, era subdividida em vários domínios morfoestruturais, definidos através de zonas de cisalhamento proterozóicas. Com os esforços associados à abertura do Oceano Atlântico Sul, as estruturas proterozóicas foram reativadas, e novas falhas foram formadas em torno de um eixo descontínuo de direção NE-SW, representado por fossas intracratônicas e meio grabens – trata-se do eixo estrutural Araripe-Potiguar, com 500 km de extensão, que representam rifts mesozóicos abortados expondo coberturas sedimentares pós-rift (correspondendo às atuais bacias do Araripe e Potiguar: MATOS, 1992).

Remanescentes de uma cobertura sedimentar pré-rift foram preservados a oeste dessas estruturas, correspondendo à bacia paleozóica do Parnaíba, na qual evolui na atualidade o glint de Ibiapaba. Em adição, durante o Cenozóico, uma fina camada sedimentar clástica (a Formação Barreiras, cujos sedimentos resultam da erosão dos relevos elevados do continente ao longo do Terciário) foi depositada e acha-se preservada na zona costeira, formando os denominados “tabuleiros costeiros”.

Assim, o relevo do Nordeste setentrional representa uma justaposição de morfoestruturas de idades variadas. Várias feições são herdadas dos mais importantes eventos da história geológica regional: erosão e recobrimento sedimentar da área de influência da cadeia montanhosa paleozóica Brasileira (originando a Bacia do Parnaíba, sobre a qual evolui o glint de Ibiapaba), rifting intracontinental neocomiano, seguido de abortamento (originando as bacias sedimentares do Araripe e Potiguar, e soerguendo, na forma de ombros de rifts, os maciços cristalinos da Borborema a leste e do Ceará central a oeste), seguida da abertura da margem passiva transformante (originando a zona costeira atual).

Processos de erosão terciária produziram superfícies de aplainamento (originando a Superfície Sertaneja, que ocupa cerca de 2/3 da área em análise) e seus depósitos correlativos deram origem à Formação Barreiras, de idade tercióquaternária. Desde então, a área vem evoluindo através da ação dominante de processos erosivos diferenciais e eustáticos – a tectônica cenozóica, de fraca intensidade, reflete-se sobretudo através dos mecanismos de flexura marginal (e.g. BOILLOT, 1998).

Do ponto de vista espacial, o relevo dessa porção do Nordeste setentrional brasileiro apresenta-se configurado em um vasto hemicírculo de platôs e maciços posicionados em torno de um sistema de superfícies baixas interiores ou costeiras, recobrimdo área de mais de 200.000 km². Representa, efetivamente, um amplo anfiteatro de erosão (o Anfiteatro Borborema), que encerra uma área rebaixada (a Depressão dos rios Jaguaribe-Piranhas); largamente aberta em direção ao oceano (figura 3).

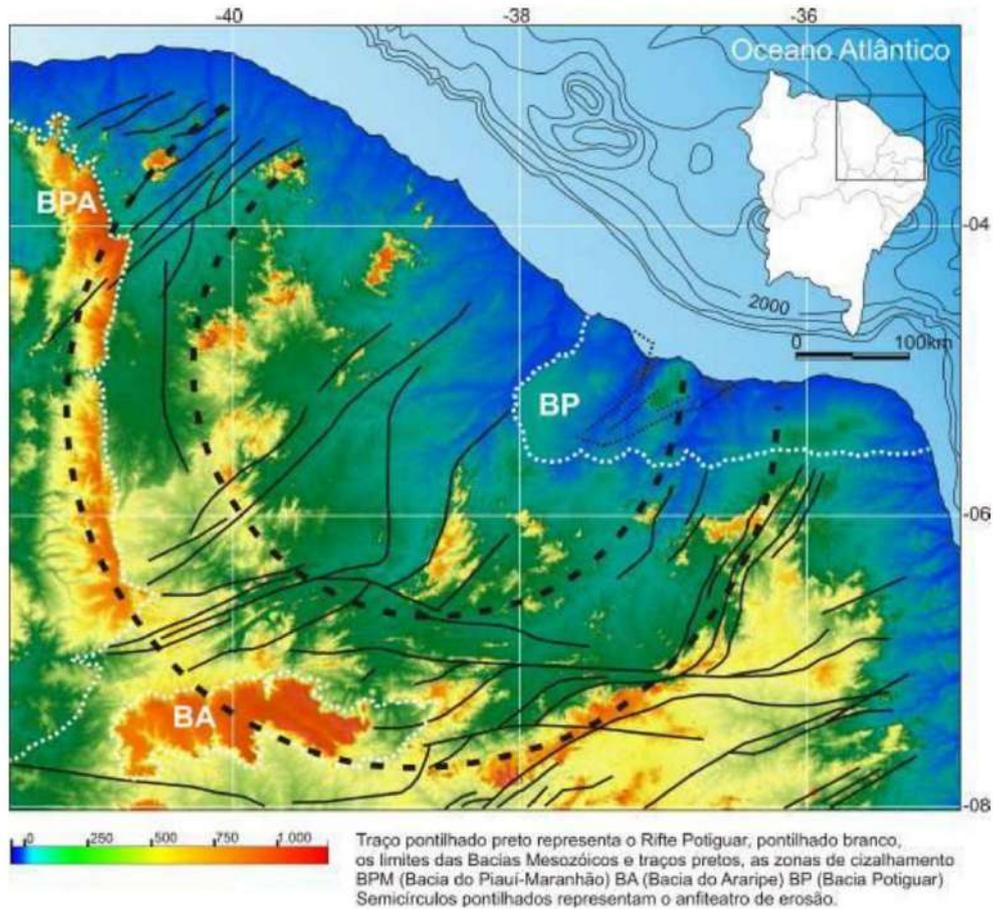


Figura 3. Relevo do Nordeste Setentrional Brasileiro, Fonte: Modificado de Maia *et al.*, 2010.

O relevo organiza-se ainda em superfícies escalonadas, delimitando um sistema de pediplanos interiores drenados pelos rios Acaraú, Jaguaribe e Piranhas, cujos elementos geomórficos podem ser agrupados em quatro conjuntos poligenéticos (PEULVAST; CLAUDINO-SALES, 2004):

- Superfícies altas, com altitudes entre 700 a 1000m, formando platôs e topos estreitos de morros-testemunho, definindo os limites externos do grande anfiteatro (Planalto/Glint da Ibiapaba, Planalto do Araripe, Planalto da Borborema) (figura 4);



Figura 4. Planalto da Ibiapaba (topo), Planalto do Araripe (inferior) Fotos: Claudino-Sales, V.

- Superfícies altas centrais, com altitudes entre 700 e 1000m, formando relevos dissecados que se distribuem com orientação NE-SO nos segmentos centrais e norte do anfiteatro (maciços cristalinos residuais) (figura 5);



Figura 5. Exemplo das superfícies altas centrais: Maciço Serra das Matas, Ceará. Foto: Claudino-Sales V.

- Superfícies baixas, a maioria abaixo de 300m, conectadas em direção ao mar com uma larga planície costeira, dentre as quais se destacam a *Superfície Sertaneja*, pediplanos desenvolvidos geralmente sobre as rochas pré-cambrianas, e a *Superfície dos Tabuleiros*, representados por uma chapada carbonática a leste (a Formação Jandaíra, da bacia cretácea Potiguar) e pelos depósitos sedimentares plio-pleistocênicos da Formação Barreiras pelo restante da área (representando os tabuleiros costeiros da faixa costeira) (figura 6);



Figura 6. Exemplo das superfícies baixas na morfologia do Nordeste setentrional: superfície de aplainamento Sertaneja (à esquerda) e superfície plana dos tabuleiros costeiros (à direita). Fotos: Claudino-Sales, V.

- Extensas formas costeiras e litorâneas (falésias, planícies litorâneas, campos de dunas, barreiras e estuários), que, detentoras de grandes controles estruturais mesózoicos (formação da zona costeira no Cretáceo), evoluíram posteriormente através de processos costeiros e litorâneos, pretéritos e atuais, vários deles associados aos eventos terciários (flutuações do nível do mar, flexura marginal) que assolaram a fachada continental do Nordeste brasileiro em tempos pós-drift (figura 7).



Figura 7. Exemplos de feições costeiras no Nordeste setentrional. À esquerda: falésia modelada na Formação Barreiras no Estado do Ceará. À direita: duna costeira e lagoa interdunar no estado do Rio Grande do Norte. Fotos: Claudino-Sales, V.

Coloca-se ainda que a macroforma regional (mega-anfiteatro) é interceptada, no sentido do mar, por dois alinhamentos de escarpas montanhosas com *trend* E-W, descontínuos e deslocados entre si pela interposição do setor de *trend* NW-SE da margem continental, que coincide com o baixo vale e planície do Rio Jaguaribe. Essas feições são consideradas como elementos de um escarpamento marginal dissecado, que pode representar uma versão descontínua de um “Grande Escarpamento” (no sentido de OLLIER, 1995; PEUVAST; CLAUDINO-SALES, 2003), relacionado à erosão entre o eixo de uma região relativamente soerguida paralela à margem continental e à costa, logo após a transição da fase rifte para a pós-rifte em uma margem passiva (OLLIER; PAIN, 1997) (figura 8).



Figura 8. Maciço de Baturité, no segmento pré-litorâneo central do estado do Ceará, representando vestígios de um escarpamento marginal dissecado, do tipo “Grande Escarpamento”. Foto: Claudino-Sales, V.

Assim, esse conjunto, representativo dos episódios tectônicos, climáticos e eustáticos que determinaram suas origens e evoluções pretéritas, delimita uma margem continental passiva transformante extremamente rica em diversidade geomorfológica e heranças morfoestruturais, que só agora começa a ser mais amplamente conhecida sob esses pontos de vista pela comunidade científica regional e nacional. Tal conhecimento traz inúmeras inovações em relação aos conhecimentos anteriormente existentes sobre o relevo da região. As mais contundentes são relacionadas à origem e à idade.

Efetivamente, a análise do relevo regional indica que as formas estruturais aí presentes e os grandes volumes de relevo derivam do episódio de divisão do Gondwana, há cerca de 100 Ma de anos atrás – até o presente, tal origem jamais havia sido considerada, sendo ao contrário sempre analisada apenas a ocorrência de um bombeamento terciário na Província Borborema. Em conjunto com esse fato, acompanha a compreensão de que o relevo do Nordeste setentrional é muito mais antigo do que o considerado classicamente nos estudos geomorfológicos – nos estudos clássicos, a estruturação da paisagem regional dataria do Terciário médio. Essas pesquisas mais recentes indicam, através do uso de métodos morfoestratigráficos, que a organização morfoestrutural do relevo regional data na verdade do Cretáceo, o que significa um envelhecimento da ordem de dezenas de milhões de anos em relação ao postulado pelas pesquisas anteriores.

3.2 Os estudos mais recentes: controle estrutural e neotectônica

Os estudos recentes em termos do conjunto da área do Nordeste setentrional apontam cada vez mais para a necessidade de análise do controle estrutural na evolução das formas de relevo (MAIA; BEZERRA, 2019). Esses estudos indicam também a ocorrência de neotectônica em diversos setores da região, fato que as pesquisas anteriores não haviam detectado. Os próximos parágrafos tratam da evolução dessa parcela das pesquisas em relação à área de análise, a saber:

A tectônica cretácea que culminou com a abertura do Oceano Atlântico é considerada por muitos o evento geológico-geomorfológico mais importante a afetar a margem leste América do Sul. Essa margem exhibe, ao longo de sua extensão, diversos indicadores morfoestruturais de reativação pós-cretácea (BEZERRA; VITA-FINZI, 2000). Nessa linha, diversos trabalhos têm descrito o atual contexto estrutural da margem atlântica brasileira como resultante da atividade tectônica cenozóica (RICCOMINI; ASSUMPCÃO, 1999; MELLO *et al.*, 1999; BEZERRA; VITA-FINZI, 2000; MATOS, 2000). As correlações entre as reativações cenozóicas e o desenvolvimento do relevo estão sendo paulatinamente evidenciadas a partir de trabalhos de ênfase morfoestrutural (SAADI, 1993; VALADÃO, 1998; MELLO *et al.*, 1999; PEULVAST; CLAUDINO-SALES, 2004; FORTES; STEVAUX; VOLKMER, 2005; MENDES; FERNANDES; GONTIJO-PASCUTTI, 2007; GONTIJO-PASCUTTI *et al.*, 2010). Os resultados desses trabalhos têm apontado para a estreita correlação entre as estruturas de deformação neotectônica e as discontinuidades pré-cambrianas. Tais discontinuidades foram

reativadas no cretáceo na forma de zonas de cisalhamento que desempenharam importante papel na definição da morfologia no Cenozóico.

Para Silva e Mello (2011), os mecanismos neotectônicos da Fachada Atlântica brasileira enquadram-se em um modelo de tectônica ressurgente, ou seja, aproveita-se parcialmente de planos de fraqueza desenvolvidos durante fases tectônicas anteriores. Atualmente, esses planos de fraqueza são importantes para a compreensão de processos geomorfológicos, uma vez que direcionam a drenagem, a dissecação e a agradação. Comumente, os vales dos rios principais, as escarpas de falha e os alinhamentos de cristas residuais orientam-se conforme as direções tectônicas preferenciais, definidas pelas zonas de cisalhamento e de falhas.

No Nordeste Brasileiro, as estruturas tectônicas resultam da reativação de zonas de cisalhamento brasilianas, a partir da abertura do atlântico (MATOS, 2000) e o relevo dessa região comporta um conjunto complexo de formas estruturais com disposição morfoestrutural diretamente herdada do Cretáceo (PEULVAST; CLAUDINO-SALES, 2004). Essa disposição é evidenciada nas morfologias relacionadas a eventos tectônicos pós-cretáceos, como as escarpas de falha, as superfícies estruturais, alinhamento de cristas, vales estruturais, deformações em rochas neógenas e o controle estrutural da drenagem (MAIA; BEZERRA, 2011).

A drenagem constitui um dos principais indicadores de tectonismo cenozóico através da análise da morfologia dos canais e dos vales fluviais. Esses são os elementos mais susceptíveis às variações das características do substrato.

Os sistemas fluviais são muito sensíveis ao tectonismo e preservam vários registros dessas atividades, como migração de canais, variação da espessura de depósitos aluviais, deformação de terraços e capturas de drenagem (LARUE, 2008), além das anomalias no padrão de densidade de drenagem, que também são indicadores de tectonismo recente (SCHUM; DUMONT; HOLBROOK, 2000). Essa sensibilidade está presente em toda a bacia hidrográfica, que por sua vez pode apresentar controles estruturais de diferentes maneiras. As cabeceiras correm diretamente sobre o substrato e respondem diretamente às suas características. No baixo curso, o controle direto sobre o canal pode indicar reativação neotectônica de antigas estruturas (Figura 9).

O estudo acerca do significado prático dos efeitos do tectonismo cenozóico na geomorfologia assume fundamental importância para a compreensão da morfogênese das áreas situadas na Fachada Atlântica nordestina. Tal importância deriva do fato de que mesmo em uma margem passiva, os efeitos do tectonismo cenozóico situam-se entre os principais responsáveis pela morfologia dos vales fluviais. Dentro dessa perspectiva, faz-se necessário uma maior compreensão de como essas pulsações tectônicas vêm influenciando a denudação. Sendo a deformação de caráter neotectônico um dos agentes transformadores do relevo no Nordeste brasileiro, é importante o conhecimento desse elemento para assim poder elucidar as deformações crustais cenozóicas e se elas podem estar atuando sobre o relevo e na geração de sedimentos.

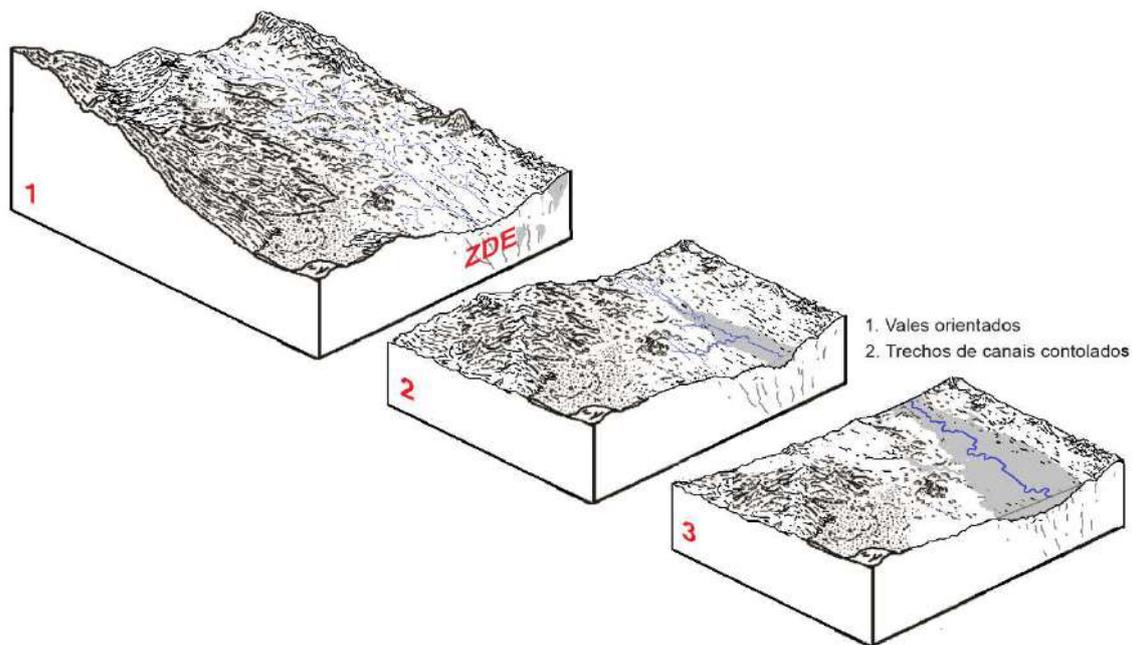


Figura 9. Efeitos da deformação/reativação tectônica na drenagem. 1: Alto curso – relação direta entre morfologia de canal e controle estrutural representado por estruturas lineares desenvolvidas ao longo de zonas de deformação estrutural (ZDE). 2: Zona mista, onde se inicia a deposição aluvial encaixada em vales estruturalmente controlados. 3: Zona de agradação. Nesse caso, o controle sobre a drenagem só se evidencia em casos de reativação neotectônica.

Na fachada Atlântica setentrional nordestina, a definição de campos de tensões a partir de dados sismológicos e *breakout* são ferramentas importantes para a definição das tensões atuais (LIMA; NASCIMENTO; ASSUMPÇÃO, 1997; FERREIRA *et al.*, 1998; BEZERRA; VITA-FINZI, 2000). A direção da tensão máxima horizontal neotectônica, obtida pela análise desses mecanismos, aponta para uma direção de máxima compressão que varia de E-W a NW-SE. Essas direções estão ligadas à migração da placa sul-americana e a contrastes locais de densidade (LIMA; NASCIMENTO; ASSUMPÇÃO, 1997; FERREIRA *et al.*, 1998).

Inserida nesse contexto, a Bacia Potiguar, localizada no extremo Nordeste brasileiro, integra o conjunto de bacias neocomianas resultantes de processos de rifteamento desencadeados a partir da abertura do Atlântico (MATOS, 2000). Nessa bacia, as tensões pós-rifte foram responsáveis pela reativação de falhas da fase rifte (Sistema de Falhas de Carnaubais de direção NE-SW e Afonso Bezerra de direção NW-SE) e dobramentos com grandes comprimentos de onda e eixos orientados na direção N-S, resultantes de esforços compressivos E-W (CREMONINI; KARNER, 1995).

Esse regime compressional, atuante desde o Mioceno, é caracterizado por tensões principais de direção (σ_1) E-W e NW-SE. Essas tensões são compatíveis com o desenvolvimento de um antiforme dômico NE-SW (Serra do Mel).

Na parte norte desse antiforme, a expressão geomorfológica do seu soerguimento está expressa na fisiografia da linha de costa que avança em relação à área circunvizinha, cerca de 10km no oceano na direção N-NE. Nesse setor, as falésias na Formação

Barreiras atingem 100m de altitude a menos de 500m da praia. Essa cota altimétrica, para as falésias da Formação Barreiras na linha de costa, não apresenta exemplo similar na margem atlântica setentrional nordestina (Figura 10).



Figura 10. Falésia Ponta do Mel – RN, indicando ocorrência de neotectonismo na zona costeira do Nordeste Setentrional. Foto: Maia, R.P.

Na Bacia Potiguar, os indicadores de reativações tectônicas apontam para uma tênue relação entre o desenvolvimento do relevo regional e o contexto estrutural pós-cretáceo (MAIA; BEZERRA, 2011; MOURA-LIMA *et al.*, 2010). Nesse aspecto, os ambientes sedimentares, sejam eles as bacias ou os vales que as dissecam, podem fornecer importantes informações acerca do papel do tectonismo cenozóico na geomorfologia. Tal concepção, não é constatada nos trabalhos clássicos, uma vez que a ênfase da análise atribuída às superfícies erosivas é a interpretação paleoclimática, que restringe a abordagem do registro sedimentar a um caráter secundário (MELLO, 1994).

Finalizando essa atualização de dados sobre o estado da arte da pesquisa em geomorfologia no Nordeste Setentrional brasileiro, cabe ressaltar que vêm surgindo novos dados em relação ao comportamento das intrusões graníticas, que largamente caracterizam a área em resposta à ação de climas do passado, especialmente no que diz respeito à ocorrência de períodos de climas úmidos que ocorreram na área (CORDEIRO, 2017; CORDEIRO; BASTOS; MAIA, 2018). Essas situações caracterizam alternâncias climáticas, de forma a propiciar a existência de processos de etchplanação e saprolitização, que geram relevos graníticos de morfologia rica e variada (PEULVAST; BÉTARD, 2015; MAIA; NASCIMENTO, 2018; MAIA *et al.*, 2018) (figura 11).

Esses novos elementos, criando novas interpretações sobre parcelas do relevo regional, enriquecem a pesquisa em geomorfologia na região e abrem espaço para novas abordagens e perspectivas no futuro.



Figura 11. Bolas de granito, matacões, lajedos, sulcos de dissolução, indicando a existência de processos de etchplanação/saprolitização nas áreas graníticas do Nordeste Setentrional brasileiro. Foto: Maia, R. P.

4. ASPECTOS GENÉTICOS E EVOLUTIVOS DO RELEVO DO NORDESTE ORIENTAL BRASILEIRO

4.1 Entre 1950 e 2000

A análise da evolução geomorfológica do setor oriental do Nordeste do Brasil pressupõe o resgate das perspectivas morfoestruturais classicamente estabelecidas por Czajka (1958), Kegel (1965), Beurlen (1967), Andrade (1958), Andrade e Caldas-Lins (1965), Mabesoone & Castro (1975), Castro (1977) e Saadi e Torquato (1992). Corrêa *et al.* (2010) estabelecem 03 (três) grandes condicionantes para o entendimento do conjunto de compartimentos desse setor, dentro os quais sobressaem-se as superfícies elevadas do Maciço da Borborema e suas depressões circundantes: a influência das estruturas herdadas e rejuvenescidas, o papel dos diversos embasamentos geológicos que controlam as formas de relevo de erosão diferencial e a recorrência do “arqueamento” da região com pulsos bem marcados durante o cenozóico.

Tecendo considerações iniciais sobre o relevo em escala regional, Birot (1958) destaca a relação entre as áreas rebaixadas e as litologias mais suscetíveis e aquelas que sofreram desnivelamento por ação da tectônica, enquanto os setores de cimeira se encontram onde ocorrem rochas mais resistentes. Em linhas gerais e, como apresentado por Birot (1958), o macro-domo do Planalto da Borborema e seu entorno se estruturam a partir destas configurações ora tectônico-estruturais, ora litológicas.

Tratando do componente tectônico, resgata-se a contribuição de Mabessone e Castro (1975), que correlacionam os materiais depositados nas bacias sedimentares que grosseiramente circundam o macro-domo a leste, sul e noroeste, aos pulsos espasmódicos de alçamento do relevo ao longo de todo o Cenozoico. Segundo os autores, o soerguimento reiterado da área promovera também a exumação dos sedimentos paleozóicos e das alteritas formadas nos períodos quiescentes que perduraram até o

Neógeno. Esses pulsos reativaram estruturas pré-cambrianas, realçando a trama de falhamentos herdados, expondo distintas litologias das faixas móveis brasileiras, complexos metamórficos paleo e mesoproterozóicos e plútons de extensões aflorantes variadas aos processos intempéricos (sub)superficiais.

Para Tricart (1974), essas estruturas herdadas brasileiras, compostas por litologias em diferentes graus de metamorfismo regional e corpos intrusivos de diversas dimensões, exerceriam um controle sobre a morfogênese muito maior do que a retomada de deformações tectônicas. O principal motivo para essa explanação decorre do próprio contexto morfogenético plataformar, de assumida estabilidade tectônica (CORRÊA *et al.*, 2010). Acrescenta-se a essa perspectiva de compreensão da gênese das formas do 2º e 3º táxons, a ideia prevalente de uma evolução dômica-flexural clássica para a região, largamente abraçada pela literatura sobretudo da década de 1970, a partir do modelo proposto por Almeida, Leonardos e Valença (1967) para uma reativação à moda do Weald do sudeste da Inglaterra.

A perspectiva da deformação dômica de amplo raio para o setor leste da Província Borborema provavelmente remonta a Baulig (1950) e seus trabalhos no Maciço Central Francês, mas recebe na literatura regional uma nova roupagem a partir da contribuição de Mabesoone, Lobo e Rolim (1980), que tentativamente agregavam à formação dos três níveis escalonados de superfícies rejuvenescidas suas respectivas coberturas intempéricas remanescentes, à luz das propostas de Godard (1972, 1975), que atrelava a idade inferida da superfície, além da sua posição na paisagem, ao grau de amadurecimento geoquímico dos seus mantos de intemperismo.

Não obstante, essa linha de abordagem da evolução morfogenética regional, de viés morfopedológico, não logrou maior êxito, mormente diante da ausência de coberturas intempéricas de maior extensão e antiguidade sobre as cimeiras regionais. Ressalta-se que esse esforço interpretativo resgata as dificuldades morfoestratigráficas já apontadas por Czajka (1958) para a Borborema, no que diz respeito aos problemas de se tentar estabelecer uma correlação entre níveis de topos concordantes e prováveis remanescentes de paleo-planos, em face da escassez de depósitos cenozoicos continentais correlativos.

É sabido que desde o Siluriano a região de Gondwana Ocidental já experimentava um comportamento marcado pela estabilidade tectônica, extensa denudação e alçamento isostático diferencial, sobretudo ao longo dos principais lineamentos regionais (CORRÊA *et al.*, 2019). Essa condição permanece por cerca de 200 Ma e os processos generalizados de denudação acabaram por preencher grandes depressões continentais até o final do Permiano (CARNEIRO *et al.*, 2012).

O principal elemento estrutural composto por lineamentos brasileiros regionais de Gondwana Ocidental é o chamado *median shear corridor*, definido por Trompette (1994) como possuindo forma mais ou menos retangular e gerado por tectônica extrusional. Após a fase final do rifte do megacontinente – que teria ocorrido entre o Turoniano e o Coniaciano, de acordo com Ponte e Cesero (1997) – dois grandes lineamentos, ligeiramente paralelos, se constituem como as mais importantes estruturas do Nordeste

oriental: os lineamentos Patos e Pernambuco. Essas estruturas, de *trend* E-W e discretas variações de direção nas extremidades leste e oeste, e origem associada ao Ciclo Brasileiro, foram reativadas, de acordo com Magnavita (1992), entre 120 e 90 Ma. A área entre os dois lineamentos foi denominada por Trompette (1994) de Zona Transversal.

Rand e Mabessone (1982) e Rand (1985), por sua vez, consideram que o rifte gerou um afinamento da crosta, inerente ao regime extensional. Para Corrêa (2001), esse estiramento foi essencial para a ocorrência de uma flexura em arco interior continental, causado por uma célula convectiva ascendente, alimentada pelo processo de isostasia gerado pela denudação intensa da fase rifte. Essa flexura, a depender dos condicionantes reológicos regionais, poderia promover diferentes respostas morfológicas em escala regional.

4.2 Abordagens no século XXI

Um modelo de comportamento tectônico para o embasamento das bacias de rift marginal Paraíba e Pernambuco foi proposto por Lima Filho *et al.* (2005). Os autores sugerem que desde o Aptiano observa-se que o setor ao sul do lineamento Pernambuco já possuía um nível de base estabelecido. Esse setor seguiu até o início do Cenozóico com uma resposta rúptil à abertura do oceano mais acentuada que o setor da Zona Transversal, com resposta claramente mais flexural. Essas condições reológicas diferenciadas foram observadas por Monteiro e Corrêa (2020), que aplicaram parâmetros morfométricos nos principais canais que drenam a escarpa oriental da Borborema, desde seus setores elevados até o seu piemonte, verificando que ao sul da zona de cisalhamento Pernambuco existem múltiplas zonas de ruptura regional, indicando comportamento mais rúptil. Já entre as zonas de cisalhamento Patos e Pernambuco, existe apenas uma única faixa de ruptura regional ao longo das drenagens, demonstrando a prevalência de um comportamento flexural (Figura 11).

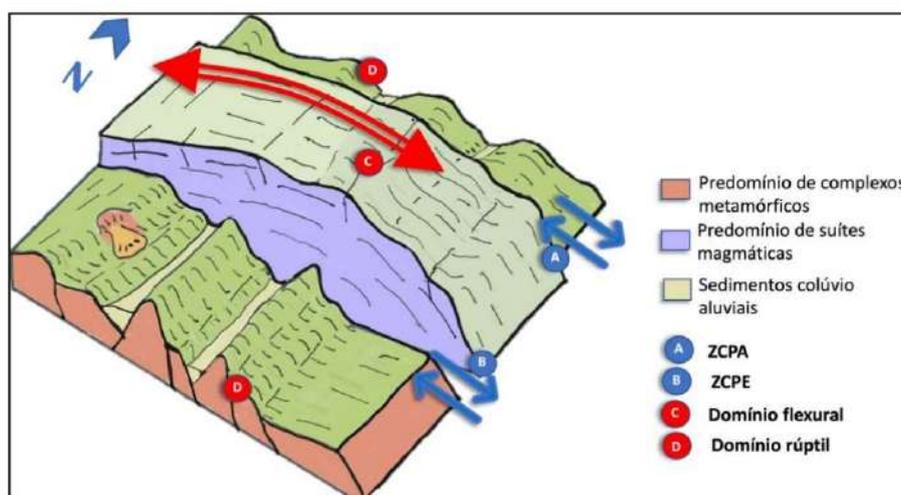


Figura 11. Diagrama esquemático do comportamento do relevo entre os lineamentos Patos e Pernambuco e ao sul da Zona Transversal. Adaptado de Monteiro e Corrêa (2020).

Diferente da dinâmica observada no setor setentrional, de margem transformante, da Província Borborema (PEULVAST; CLAUDINO-SALES, 2002), Corrêa *et al.* (2010) retomam a proposta de Czajka (1958) e percebem uma diferenciação morfológica do setor oriental da Borborema em resposta ao arqueamento, podendo ser identificados dois principais eixos de soerguimento regional de alinhamentos de relevo de *trend* regional ENE-WSW e E-W. O primeiro é definido pelos patamares elevados do Planalto entre Garanhuns e Arcoverde, com níveis de cimeira a 1000m, o segundo se estabelece nas serras da Baixa Verde e Teixeira, com altitudes superiores a 1100m.

Ao longo do perfil topográfico A-B (NW-SE), desde a Superfície Sertaneja nas proximidades de Patos–PB a União dos Palmares–AL, já sobre o Piemonte da Borborema, observa-se a resposta do relevo aos controles exercidos pelas deformações crustais, reativação das estruturas lineares e erosão diferencial. Assim, em um primeiro trecho a partir da escarpa ocidental do Planalto, coincidente com o lineamento Patos, os níveis mais altos ocorrem ao longo da Zona Transversal, onde aos esforços compressivos associados aos campos de tensões vigentes ao longo do Neógeno soma-se à erosão diferencial atuando sobre os granitos do batólito Caruaru-Arcoverde, culminando a 1196m (ponto mais elevado da Província) nas proximidades do Lineamento Pernambuco, limite meridional da Zona Transversal. Ao sul desta, os desnivelamentos são mais suaves, e o controle da topografia é mais nitidamente marcado pela diferença litológica dentro dos complexos metamórficos páleo e mesoproterozóicos que definem a Cimeira Estrutural PE/AL. A ação de processos flexurais, no entanto, se apresenta novamente na vizinhança da escarpa oriental, cuja ombreira culmina a cerca de 800 metros a menos de 100km da costa, e as fraturas de orientação NE-SW comandam a subordinação dos vales até o Piemonte, entre Pernambuco e Alagoas (Figura 12).

Estudos geofísicos apontam que esse arqueamento é derivado do magmatismo continental cenozoico, resultante de uma dinâmica convectiva sob margem passiva, como demonstrado por Oliveira (2008). Esse autor utilizou dados gravimétricos e magnetométricos para identificar a formação de plumas convectivas localizadas, resultantes de um desequilíbrio instalado na transição do setor frio e mais espesso da litosfera para a astenosfera mais aquecida. O autor postula ainda que uma porção do fluxo magmático foi retida na base da litosfera, dando origem a um processo de *underplating* crustal.

Desta forma, processos de soerguimento regional, do Mesozoico até o Mioceno, produzidos por diversos fenômenos no limite crosta-manto, como o empuxo gerado pela diferença de densidade entre os magmas, teriam provocado o alçamento do Planalto da Borborema. Morais Neto *et al.* (2009) advogam que a topografia da margem passiva da Província Borborema, herdada originalmente do regime extensional do final do Cretáceo, foi amplificada pelo *underplating* magmático atribuído às plumas de Santa Helena e Ascensão. Acrescenta-se a esse mecanismo a fase de denudação excessiva do Mioceno, caracterizada pela fácies progradacionais dos sistemas clásticos acumulados na margem continental da região. Concomitantemente, o vulcanismo miocênico entre a bacia

Potiguar e os setores nordeste da Borborema, no Rio Grande do Norte e Paraíba, também contribuiu, ainda que em escala localizada, para o alçamento diferenciado deste trecho do Planalto.

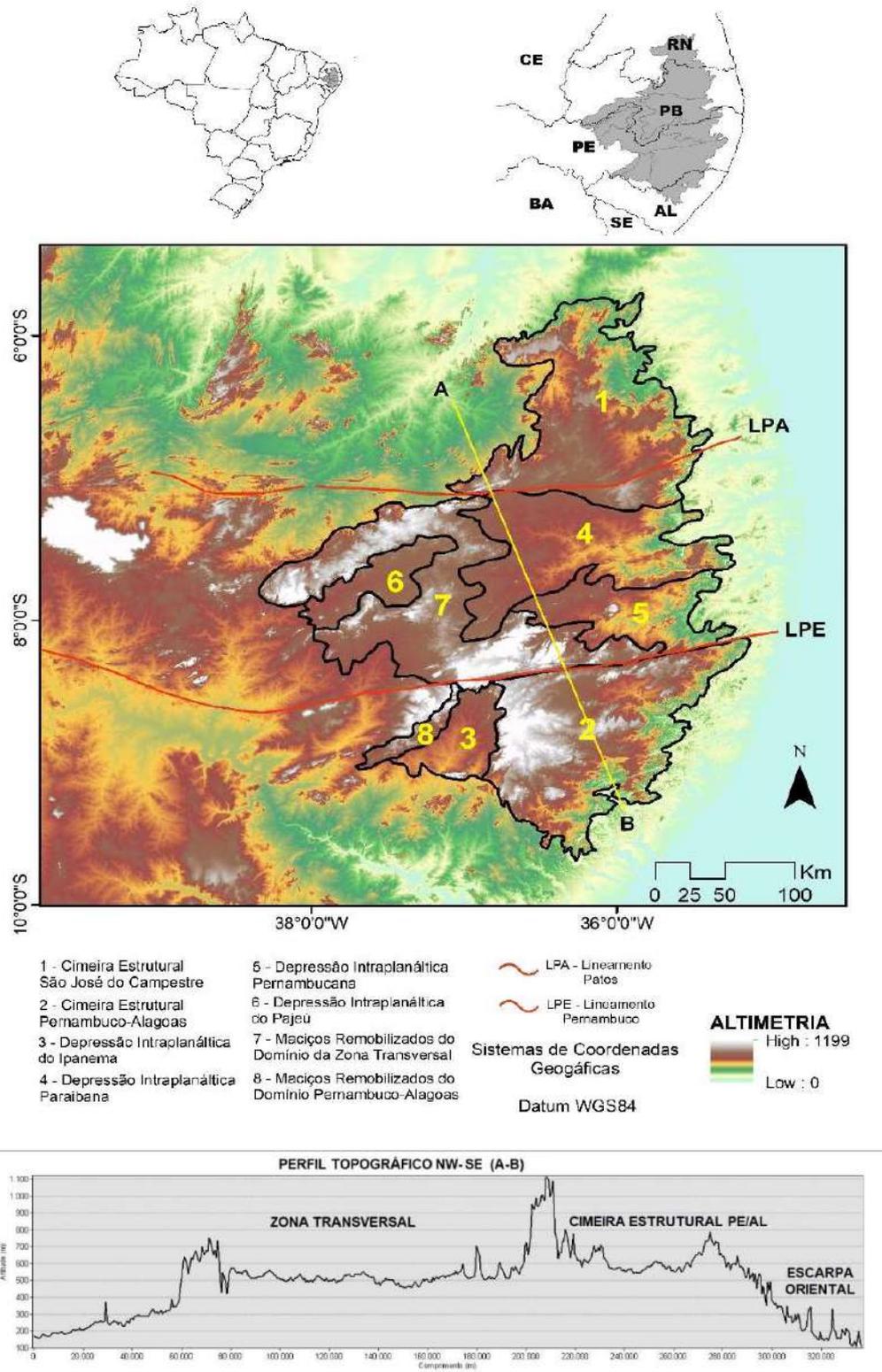


Figura 12. Delimitação do Planalto da Borborema e suas subdivisões em compartimentos estruturais. Modificado de Corrêa *et al.* (2010).

Além dos mecanismos de deformação crustal em face da peculiaridade da posição das plumas mantélicas, adelgaçamento crustal e anomalias composicionais no limite crosta/litosfera, Bezerra *et al.* (2008) apontam para a manutenção de um campo de tensão compressivo de direção aproximada SE-NW na região como um elemento que tem cooperado sinergicamente com os demais para a manutenção da morfologia dômica deste setor da Província, além de atuar no reativamento das estruturas rúpteis associadas aos escarpamentos internos que marcam o leste do Planalto.

Marques *et al.* (2014) corroboram a persistência dos mecanismos de tensão intra-placa, provavelmente associados ao *ridge-push* andinos e da dorsal meso-oceânica, ao longo do Neógeno, propiciando a formação de falhas reversas ao longo do limite setentrional da Zona Transversal. A manutenção desse campo de tensões regional no interior da Zona Transversal amplificou o domeamento do Maciço da Borborema para além dos terrenos cristalinos, resultando na inversão de relevo da bacia do Araripe e sobrelevando o planalto homônimo. Lima e Corrêa (2018) identificaram que o rebaixamento contínuo do nível de base, atuando ao longo da escarpa norte do Planalto do Araripe, resultou inclusive na inversão das áreas de acomodação dos sedimentos colúviais quaternários, que passaram a ocupar posição de topo sobre os espigões que separam as bacias de drenagem ao longo da encosta.

Ainda neste sentido, Fonseca *et al.* (2020) indicam que os processos de inversão do relevo no piemonte da Borborema estão diretamente associados aos desnivelamentos regionais ocorridos ao longo dos vales sub-costeiros instalados em falhas, que resultam em sequências de depósitos colúvio-aluviais do Pleistoceno superior deslocados das suas áreas fonte para posições de topo na paisagem (figura 13). Situações semelhantes de deformação atingindo desde pequenas bacias de rifte continental cretáceas à sedimentação coluvial neo-quaternária também foram observadas no Maciço do Pereiro, uma meso-forma ancilar ao Planalto da Borborema no oeste do Rio Grande do Norte (GURGEL *et al.*, 2013).

Assim, embora na escala do detalhamento das unidades morfológicas constata-se o papel da erosão diferencial sobre a distribuição dos conjuntos de formas, sobretudo dos maciços de origem plutônica que correspondem aos níveis mais elevados do Planalto, não se pode atribuir à mega-compartimentação do macro-domo da Borborema uma origem subordinada aos controles litológicos (figura 14).

O planalto *stricto sensu* corresponde ao conjunto de superfícies desniveladas que acompanham a fachada oriental do continente. O limite entre as “terras altas” e o seu piemonte é definido por uma série de *knicks* topográficos e *knick-points* ao longo das drenagens que demandam o Atlântico, por meio de escarpas que variam de 100 a 200 metros de altura, chegando em alguns pontos a exceder os 500m. Tratando da escarpa oriental do Planalto, Monteiro e Correa (2020) chamam a atenção que a litologia não parece exercer um controle determinante na delimitação dessa morfoestrutura, ao contrário, os condicionantes do relevo neste setor são basicamente herdados da trama reológica e da sua reativação continuada.

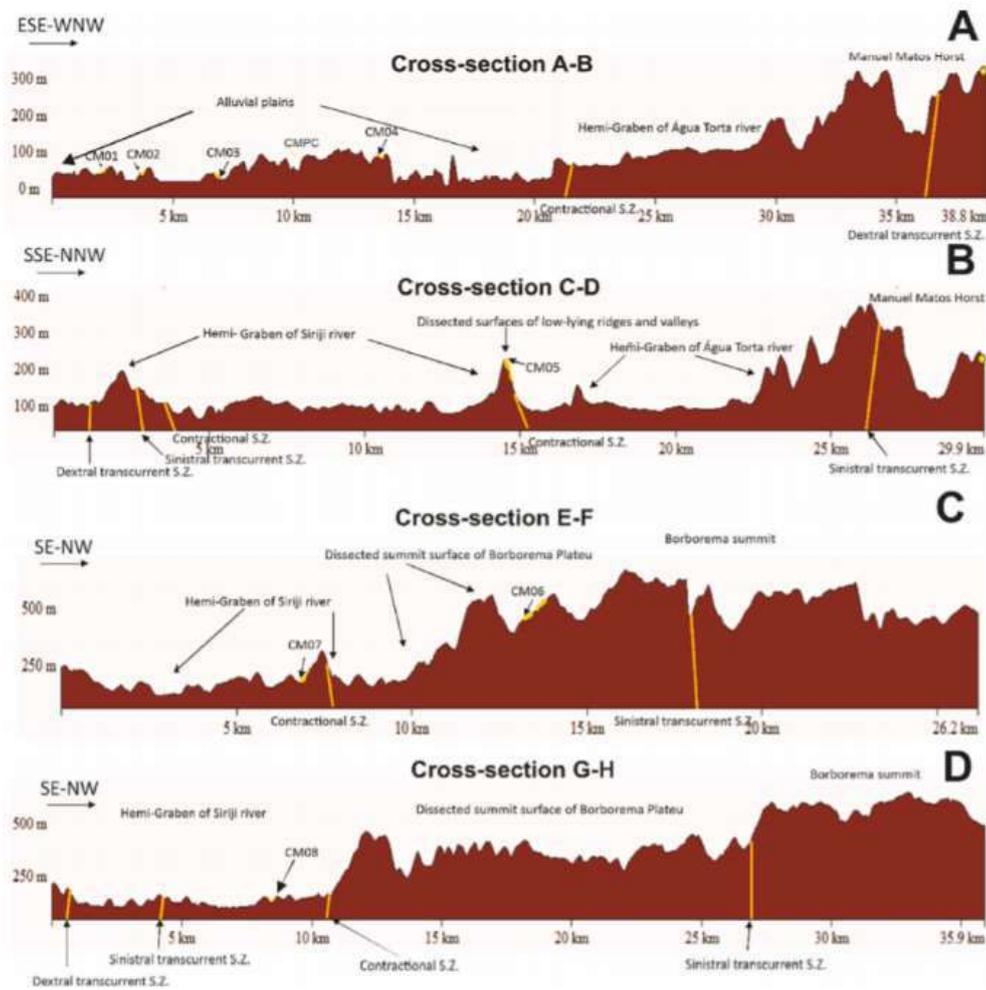
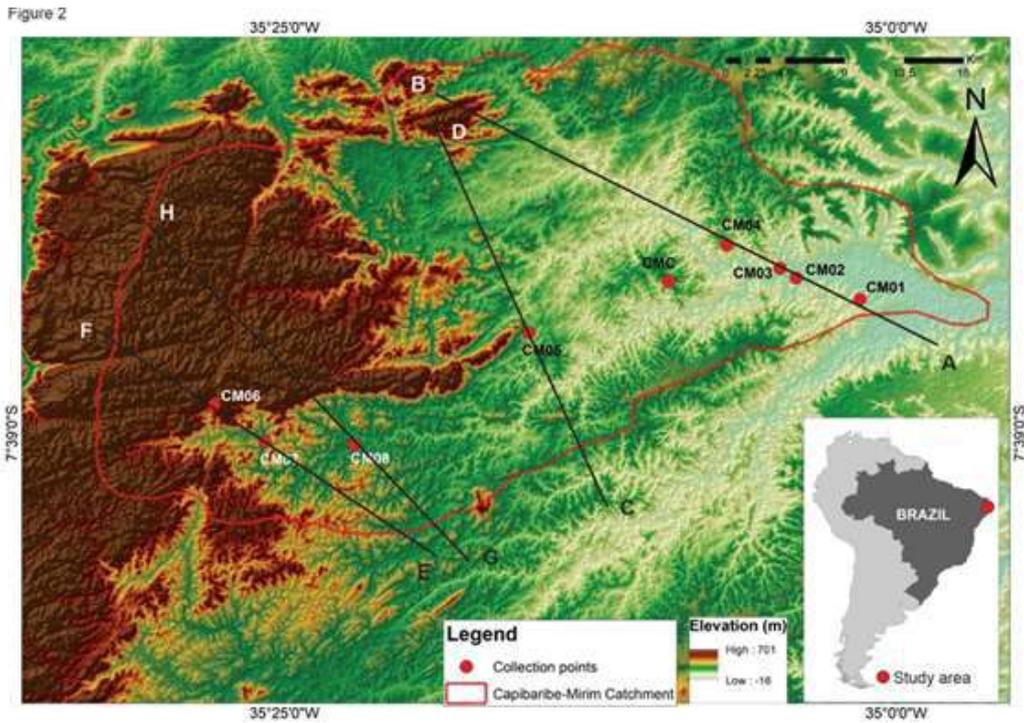


Figura 11. Perfis em transectos indicando depósitos colúvio-aluviais pleistocênicos desconectados de seus níveis de base originais. Modificado de Fonsêca *et al.* (2020)



Figura 12. Transição da escarpa oriental da Borborema em Alagoas e seu piemonte.

5. CONCLUSÕES

A consolidação das bases metodológicas da pesquisa geomorfológica no Nordeste do Brasil, em seu segmento associado com a Província Borborema (Nordeste Setentrional e Nordeste Oriental), parece ter sido alcançada, nas últimas décadas, a partir do reconhecimento da importância da identificação de processos e estruturas geológicas na evolução, especialmente das grandes formas de relevo, e do uso das variações climáticas cenozoicas para a explanação genética preponderante das formas da superfície da Terra de menor dimensão, do Cretáceo para o presente. Coloca-se que essa consolidação ocorre em consonância com o desenvolvimento de uma cartografia geomorfológica e do uso do sensoriamento remoto nos estudos do território.

No entanto, grandes transformações qualitativas e quantitativas na interpretação do relevo regional estão ainda na dependência da definição de taxas de erosão para região. A definição dessas taxas permitirá a análise quantificada da importância da alteração superficial das rochas e subsequente denudação no desenvolvimento do relevo, o que constitui um elemento essencial na definição da morfogênese regional.

Em relação ao Nordeste Setentrional, Peulvast *et al.* (2008) definiram taxas de erosão a partir do Cenomaniano (90 milhões de anos) através de métodos morfoestratigráficos, apontando resultados da ordem de 10 m/milhão de anos. A ausência de datações absolutas para a área propicia, no entanto, certo grau de incerteza em relação aos dados obtidos por métodos indiretos. Para o Nordeste Oriental, resultados de datação por LOE e C^{14} trouxeram novas informações relativas à dinâmica recente da região (CÔRREA; MONTEIRO, 2020), tais como a ocorrência de eventos de remobilização de material de vertentes como resposta às mudanças climáticas dos últimos 20 mil anos, incluindo o período Antropoceno. No entanto, ainda se faz necessário definir taxas de erosão relativas a períodos de tempo mais longos para esse segmento regional.

No momento, encontram-se em curso diversas pesquisas sobre o conjunto do relevo da região utilizando métodos de datação absoluta para longos intervalos de tempo e também para o Quaternário. Nesse sentido, avalia-se que essa realidade, associada ao uso

de novas e diversas geotecnologias (avanços no sensoriamento remoto com produção de dados morfométricos, uso de drones e GPR, métodos geofísicos e geoquímicos) fortalecerão de forma substancial os avanços nas pesquisas em geomorfologia na região nos próximos anos, de forma a consolidar ainda mais a ciência geográfica através desse seu ramo de especialização (a geomorfologia), tanto no âmbito da academia quanto em termos da sociedade de forma geral.

Referências Bibliográficas

AB'SÁBER, A. N. Depressões periféricas e depressões semi-áridas no Nordeste brasileiro. **Boletim Paulista de Geografia**, São Paulo, n. 22, p. 3-18, 1956.

AB'SABER, A. N. Participação das superfícies aplainadas nas paisagens do Nordeste Brasileiro. IGEOG-USP, **Bol. Geomorfologia**, SP, n 19, 1969, 38p.

AB'SABER, A. N.; BIGARELLA, J. J. Considerações sobre a geomorfogênese da Serra do Mar. **Boletim Paranaense de Geografia**, v. 4/5, p. 94-110, 1961.

ALMEIDA, F. F. M.; LEONARDOS, O. H.; VALENÇA, J. Review on granitic rocks of northeast south America. Symposium on Northeast South America Granites 1, 1967. Recife – PE. **Resumes...** Recife: IUGS/UNESCO, 41p., 1967.

ANDRADE G. O.; CALDAS LINS, R. Introdução à morfoclimatologia do Nordeste do Brasil. **Arquivos do Instituto de Ciências da Terra**, Recife, v. (3-4), p. 11-28, 1965.

ANDRADE, G. O. A superfície de aplainamento pliocênica do Nordeste do Brasil. **Acad. da Fac. de Filosofia**, Universidade de Recife, Pernambuco, 44p., 1958.

ANDRADE, G. O. Gênese do relevo nordestino: estado atual dos conhecimentos. **Estad. Univ.**, Recife, v. 2- 3, p. 1-13, 1968.

BAULIG, H. **Essais de géomorphologie** . D'Édition: Les Belles Lettres, Paris, 160 p., 1650.

BEURLIN, K. A estrutura geológica do Nordeste do Brasil. *In*: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 21, Curitiba, **Anais**, p. 151-158, 1967.

BEZERRA, F. H. R.; NEVES, B. B. B.; CORRÊA, A. C. B.; BARRETO, A. M. F.; SUGUIO, K. Late Pleistocene tectonic-geomorphological development within a passive margin - the Cariatá trough, northeastern Brazil. **Geomorphology**. v. 01, p. 555-582, 2008.

BEZERRA, F. H. R.; VITA-FINZI. How active is a passive margin? Paleoseismicity in Northeastern Brazil. **Geology**, v. 28, n. 7, p. 591-594, 2000.

BIGARELLA, J. J. **Estrutura e Origem das Paisagens Tropicais**. V. 3. Florianópolis: Ed. UFSC, 2003.

BIGARELLA, J. J.; ANDRADE. G. O. Contribution to study área of Brazilian Quaternary Geol. **Assoc. Am. Paper**, v. 84, p. 433-451, 1965.

BIROT, P. Morphologie de la région de Recife. **Bulletin de l'Association des Géographes Français**, v. 263/264, p. 66-70, 1957.

BIROT, P. **Morphologie structurale**. Presses Univ. Fr., Paris, 2 v., 464p., 1958.

BOILLOT, G. **Géologie des marges continentales**. Masson, Paris, 1998.

CABY, R.; ARTHAUD, M. H.; ARCHANJO, C. J. Lithostratigraphy and petrostructural characterization of supracrustal units in the Brasiliano Belt of Northeast Brazil: geodynamic implications. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 8, n. 3-4), p. 310-322, 1995.

CARNEIRO, C. D. R.; ALMEIDA, F. F. M.; HASUI, Y.; ZALÁN, P. V.; TEIXEIRA, J. B. G. Estágios evolutivos do Brasil no Fanerozoico. *In*: HASUI, Y.; CARNEIRO, C. D. R.; ALMEIDA, F. F. M.; BARTORELLI, A. **Geologia do Brasil**. São Paulo, Beca. p.131-136, 2012.

CASTRO, C. **Morfogênese X Sedimentação**: evolução do relevo do Nordeste e seus depósitos correlativos. Universidade Federal de Pernambuco, Dissertação de Mestrado, 48p., 1977.

CORDEIRO, A. M. N. Morfoestrutura e morfopedologia da serra do Quincuncá e entorno, Ceará, Brasil.251f. **Tese (Doutorado em Geografia)**-Programa de Pós-Graduação em Geografia, Universidade Estadual do Ceará, Fortaleza, 2017.

CORDEIRO, A. M. N.; BASTOS, F. H.; MAIA, R. P. Formações concrecionárias e aspectos genéticos e evolutivos do Maciço do Quincuncá, Província Borborema, Nordeste do Brasil. **REVISTA BRASILEIRA DE GEOMORFOLOGIA**, v. 19, p. 359, 2018.

CORRÊA, A. C. B. **Dinâmica geomorfológica dos compartimentos elevados do Planalto da Borborema, Nordeste do Brasil**. Instituto de Geociências e Ciências Exatas, UNESP, Rio Claro, Tese de Doutorado, 386p., 2001.

CORRÊA, A. C. B.; MONTEIRO, K. A. Geomorphological dynamics of the elevated geosystems of the borborema highlands, northeast of Brazil, from optically stimulated luminescence dating of hillslope sediments. **William Morris Davis Revista de Geomorfologia**, v. 1, n. 1, p. 152-185, 2020.

CORRÊA, A. C. B.; TAVARES, B. A. C.; LIRA, D. R.; MUTZENBERG, D. S.; CAVALCANTI, L. C. S. The Semi-arid Domain of the Northeast of Brazil. *In*: SALGADO, A.; SANTOS, L.; PAISANI, J. (Org.). **Geography of the Physical Environment**. 1ed.: Springer International Publishing, p. 119-150, 2019.

CORRÊA, A. C. B.; TAVARES, B. A. C.; MONTEIRO, K. A.; CAVALCANTI, L. C. S.; LIRA, D. R. Megamorfologia e Morfoestrutura do Planalto de Borborema. **Revista do Instituto Geológico**, p. 35-52, 2010.

- CREMONINI, O. A.; KARNER, G. D. Soerguimento termal e erosão na Bacia Potiguar submersa e seu relacionamento com a evolução da margem equatorial brasileira. *In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO NORDESTE*, 16, 1995, Recife. **Boletim...** Recife: SBG/NE, vol. 14, p. 181-184, 1995.
- CZAJKA, W. Estudos geomorfológicos no Nordeste do Brasil. **Revista Brasileira de Geografia**, n. 20, v. 2, p. 135-180, 1958.
- DEMANGEOT, J. Essair sur le relief du Nord-est Brésilien. **Annales de Géographie**, Paris, v. 69(372), p. 157-176, 1960.
- DRESCH, J. Les problèmes géomorphologiques du Nord-Est Brésilien. **Bulletin de l'Association des Géographes Français**, v. 263/264, p. 48-59, 1957.
- FERREIRA, J. M.; OLIVEIRA, R. T.; TAKEYA, M. K.; ASSUMPÇÃO, M. Superposition of local and regional stresses in northeast Brazil: evidence from local mechanisms around the Potiguar marginal basin. **Geophys. J. Int.**, n. 134, p. 341-335, 1998.
- FONSÊCA, D. N.; CORRÊA, A. C. B.; LIRA, D. R.; TAVARES, B. A. C. Chemical, physical and mineralogical attributes as markers in the identification of depositional events in the Eastern Northeast of Brazil. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 103, p. 102805-102825, 2020.
- FORTES, E.; STEVAUX, J. C.; VOLKMER, S. Neotectonics and channel evolution of the Lower Ivinhema River: A right-bank tributary of the upper Paraná River, Brazil. **Geomorphology** (Amsterdam), Amsterdam, v. 70, p. 325-338, 2005.
- FÚLFARO, V. J., SUGUIO, K. O Cenozóico paulista: gênese e idade. *In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA*, 28. **Anais...** Porto Alegre: SBG, v. 3. p. 91-101, 1974.
- GODARD, A. Arenes litées et convo is limoneux ablocs sur les versants cristallins des massifs anciens. *In: BARRERE, P.; DRESCH, J.; ENJALBERT, H.; GEORGE, P.; PAPY, L.; TAILLEFER, F. (eds). Etudes géographiques: Melanges offerts a Georges Viers*, Univ. Toulouse-Le Mirail, Toulouse, p. 283-300, 1975.
- GODARD, A. Recherches francaises concernant la geomorphologie des socles cristallins. *In: Comite National Francais de Geographie (ed) Recherches Geographiques en France (24th Intern Geogr Cong*, Montreal, p. 37-45), 1972.
- GONTIJO-PASCUTTI, A. H. F.; BEZERRA, F. H. R.; TERRA, E.; ALMEIDA, J. C. H. Brittle Reactivation of Mylonitic Fabric and the Origin of the Cenozoic Rio Santana Graben, Southeastern Brazil. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 29, p. 522-536, 2010.
- GURGEL, S. P. P.; BEZERRA, F. H. R.; CORRÊA, A. C. B.; MARQUES, F. O.; MAIA, R. P. Cenozoic uplift and erosion of structural landforms in NE Brazil. **Geomorphology**, v. 186, p. 68-84, 2013.

- KEGEL, W. **A estrutura Geológica do Nordeste do Brasil**. Rio de Janeiro, Divisão de Geologia e Mineração, DNPM, 43p. (Boletim, 227), 1965.
- KING, L, C. A Geomorfologia do Brasil Oriental. **Revista Brasileira de Geografia**, v. 18, n. 2, p. 147-265, 1956.
- KING, L. C. **The Morphology of the Earth**. Edinburgh: Ollier & Boyd, 1967.
- LARUE, J. P. Tectonic influences on the Quaternary drainage evolution on the north-western margin of the French Central Massif: The Creuse valley example. **Geomorphology**, v .93, p. 123-137, 2008.
- LIMA FILHO, M. F.; BARBOSA, J. A.; NEUMANN, V. H. M. L.; SOUZA, E. E. M. “Evolução estrutural comparativa da Bacia de Pernambuco e da Bacia da Paraíba”. **X Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos**. Sociedade Brasileira de Geologia, Curitiba, 2005.
- LIMA, C. C.; NASCIMENTO, E.; ASSUMPÇÃO, M. Stress orientations in Brazilian sedimentary basins from breakout analysis – implications for force models in the South America plate. **Geophys, J. Inte.**, v. 130, p. 112-124, 1997.
- LIMA, F. J.; CORRÊA, A. C. B. Correlação cronoestratigráfica dos depósitos quaternários do planalto sedimentar do Araripe: um estudo de caso a partir dos materiais encontrados no município de Crato e Barbalha – sul do Ceará. **Revista de Geografia (Recife)**, v. 35, p. 173-184, 2018.
- MABESOONE, J. M.; CASTRO, C. Desenvolvimento geomorfológico do Nordeste Brasileiro. **Boletim do Núcleo Nordeste da Sociedade Brasileira de Geologia**, v. 3, p. 5-35, 1975.
- MABESOONE, J. M.; LOBO, H. R. C.; ROLIM, J. L. Ambiente semi-árido do Nordeste Brasileiro: Os Rios Efêmeros. **Estudos Pesquisas**, 4 p., p. 83-91, 1981.
- MAGNAVITA, L. P. **Geometry and kinematics of the Reconcavo-Tucano-Jatobá rift, NE, Brazil**. Thesis (Doctor of Philosophy. University of Oxford, Wolfson College, USA, p. 493, 1992.
- MAIA, R. P.; BASTOS, F. H.; LIMA, D. L.; CORDEIRO, A. M. N. **Paisagens graníticas**. Fortaleza: Edições UFC, 2018.
- MAIA, R. P.; BEZERRA, F. H. B; CLAUDINO-SALES, V. Geomorfologia do Nordeste: Concepções clássicas e atuais acerca das superfícies de aplainamento. **Revista de Geografia (Recife)**, v. 27, p. 6-19, 2010.
- MAIA, R. P.; BEZERRA, F. H. R. Neotectônica, Geomorfologia e Sistemas Fluviais: Uma análise preliminar do contexto Nordestino. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 12.3, p. 32-42, 2011.

- MAIA, R. P.; BEZERRA, F. H. R. **Structural geomorphology in Northeast Brazil**. Amsterdam: Springer, 2019.
- MAIA, R. P.; BEZERRA, F. H. R.; CLAUDINO-SALES, V. Vales Fluviais do NE: Considerações Geomorfológicas. **Okara: Geografia em Debate**, v. 1, p. 05-20, 2009.
- MAIA, R. P.; NASCIMENTO, M. A. L. Relevos graníticos do Nordeste brasileiro. **Revista de Geomorfologia**, v. 19, n. 2, p. 373-389, 2018.
- MARQUES, F. O.; NOGUEIRA, F. C. C.; BEZERRA, F. H. R.; DE CASTRO, D. L. **The Araripe Basin in NE Brazil: an intracontinental graben inverted to a high-standing horst**. *Tectonophysics*, v. 630, p. 251–264, 2014.
- MATOS, R. M. D. Tectonic evolution of the Equatorial South Atlantic. *In: Atlantic Rifts and continental margins. Geophys. Monogr. Ser.*, v. 115, p. 331-354, 2000.
- MATOS, R. M. D. The Northeast Brazilian rift system. **Tectonics**, v. 11, n. 4, p. 766-791, 1992.
- MELLO, C. L. Aloestratigrafia e análise de fácies: revoluções na geologia sedimentar e o estudo do quaternário. **Anuário do Instituto de Geociências/UFRJ**, RIO DE JANEIRO, v. 17, p. 93-108, 1994.
- MELLO, C. L.; METELO, C. M. S.; SUGUIO, K.; KOHIER, H. C. Quaternary Sedimentation, Neotectonics and the Evolution of Doce River Middle Valley Lake System (Southeastern Brazil). **Revista do Instituto Geológico**, São Paulo, v. 20, n. 1-2, p. 29-36, 1999.
- MENDES, L. D.; FERNANDES, N. F.; GONTIJO-PASCUTTI, A. H. F. Morfotectônica da bacia hidrográfica do rio Bonito, Petrópolis, RJ. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 8, p. 63-77, 2007.
- MONTEIRO, K. A.; CORRÊA, A. C. B. Application of morphometric techniques for the delimitation of Borborema Highlands, northeast of Brazil, eastern escarpment from drainage knick-points. **Journal of South American Earth Sciences**, n. 103, 102729, 2020.
- MORAIS NETO, J. M.; HEGARTY, K. A.; KARNER, G. D.; ALKMIM, F. F. Timing and mechanisms for the generation and modification of the anomalous topography of the Borborema Province, northeastern Brazil. **Marine and Petroleum Geology**, n. 26, v. 7, p. 1070-1086, 2009.
- MOURA-LIMA, E.N.; SOUSA, M.O.L.; BEZERRA, F.H.R.; AQUINO, M.A.; VIEIRA, M.M.; LIMA-FILHO, F.P.; FONSECA, V.P.; AMARAL, R.F. 2010. Sedimentação e deformação tectônica neogênicas e quaternárias no centro da Bacia Potiguar. **Geologia USP: Série Científica**, v. 10, n.1, p. 15-28, 2010.

- OLIVEIRA, R. G. **Arcabouço geofísico, isostasia e causas do magmatismo Cenozoico da Província Borborema e de sua margem continental**. Tese de Doutorado. Natal. Universidade Federal do Rio Grande do Norte, 400p., 2008.
- OLLIER, C. D. Tectonics and landscape evolution in southeast Australia. **Geomorphology**, v. 12, n. 1, p. 37-44, 1995.
- OLLIER, C.; PAIN, C. Equating the basal unconformity with the paleoplain: a model for passive margins. **Geomorphology**, v. 19, n. 1, p. 1-15, 1997.
- PEULVAST, J. P.; CLAUDINO-SALES, V.; BETARD, F.; GUNNEL, Y. Low post-Cenomanian denudation depths across the Brazilian Northeast: Implications for long-term landscape evolution at a transform continental margin. **Global and Planetary Change**, v. 62, p. 39–60, 2008.
- PEULVAST, J. P.; BETARD, F. **Landforms and Landscape Evolution of the Equatorial Margin of Northeast Brazil: An overview**. Amsterdam: Springer, 2015.
- PEULVAST, J. P.; CLAUDINO-SALES, V. Aplainamento e geodinâmica: revisitando um problema clássico em geomorfologia. **Revista de Geografia da UFC**, Fortaleza, n. 1, p. 113-150, 2002.
- PEULVAST, J. P.; CLAUDINO-SALES, V. Carta morfoestrutural do Ceará e áreas adjacentes do Rio Grande do Norte e da Paraíba. *In*: CPRM, Fortaleza, **Atlas digital de geologia e recursos minerais do Ceará**. Mapas na escala 1:500,000. Serviço Geológico do Brasil, CD Rom, 2003.
- PEULVAST, J. P.; CLAUDINO-SALES, V. Dispositivos Morfo-Estruturais e Evolução Morfotectônica da Margem Passiva Transformante do Nordeste Brasileiro. **III Simpósio Nacional de Geomorfologia**, Campinas, SP, 2000.
- PEULVAST, J. P.; CLAUDINO-SALES, V. Evolução morfoestrutural do relevo do Nordeste da margem continental do Nordeste do Brasil. **Caminhos de Geografia**, v. 5, p. 4-28, 2006.
- PEULVAST, J. P.; CLAUDINO-SALES, V. Stepped surfaces and palaeolandforms in the northern Brazilian «nordeste»: constraints on models of morphotectonic evolution. **Geomorphology**, v. 62, p. 89-122, 2004.
- PONTE, F. C.; CESERO, P. Análise comparativa da paleogeologia dos litorais brasileiro e africano. **Bol. Geociências Petrobras**, p. 1–18, 1997.
- RAND, H. M. “**Ligação ‘Landbridge’ (ponte intercontinental) entre Pernambuco/Paraíba e Nigéria-Camarões**. Fanerozóico Nordestino (UFPE/DGEO), p. 44, 1985.

- RAND, H. M.; MABESSONE, J. M. "Northeastern Brazil and the Final Separation of South America and Africa. **Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology**, p. 163–183, 1982.
- RICCOMINI, C.; ASSUMPÇÃO, M. Quaternary Tectonics in Brazil. **Episodes**, v. 22, n. 3, p. 221-225, 1999.
- RUELLAN, F. **O escudo brasileiro e os dobramentos de fundo**. Universidade do Brasil, Fac. Nac. Filosofia, Departamento de Geografia (curso de especialização em geomorfologia), Rio de Janeiro, 1952, 61p.
- SAADI, A. Modelos morfogenéticos e tectônica global: reflexões conciliatórias. **Geonomos**, v. 6, p. 55-63, 1998.
- SAADI, A. Neotectônica da Plataforma Brasileira: Esboço de Intepretação preliminar. **Geonomos**, MG, v. 1, p. 1-15, 1993.
- SAADI, A.; BEZERRA, F. H. R.; COSTA, F. D.; IGREJA, H. L. S.; FRANZINELLI, E. Neotectônica da plataforma Brasileira. *In: Quaternário do Brasil*. Holos Editora. São Paulo, 2005.
- SAADI, A.; TORQUATO, J. R. Contribuição à neotectônica do Estado do Ceará. **Revista de Geologia**, Fortaleza-CE, n. 5, p. 5-38, 1992.
- SCHUM, S. A.; DUMONT, J. F.; HOLBROOK, J. M. **Actives Tectonics and Alluvial Rivers**. Cambridge University Press. 290p., 2000.
- SILVA, T. P.; MELLO, C. L. Reativações neotectônicas na Zona de Cisalhamento do Rio Paraíba do Sul (sudeste do Brasil). **Geol. USP, Sér. cient.**, v. 11, n. 1 São Paulo, 2011.
- TRICART, J. Divisão morfoclimática do Brasil Atlântica Central. **Boletim Paulista de Geografia**, São Paulo. n. 31, p. 3-4, 1959.
- TRICART, J. F. L. **Structural Geomorphology**. Longman, London, 305p., 1974.
- TROMPETTE, R. **Geology of Western Gondwana (2000-500)**. Pan-African-Brasiliano Aggregation of South America and Africa. R, Rotterdam, 1994.
- VALADÃO R. C. **Evolução de Longo-Termo do Relevo do Brasil Oriental: desnudação, superfície de aplanamento e movimentos crustais**. 1998. Tese de Doutorado (Instituto de Geociências), Universidade Federal da Bahia. 243p, 1998.

31. AS SUPERFÍCIES DE EROÇÃO DO “BRASIL ORIENTAL”

César Augusto Chicarino Varajão

Engenheiro Geólogo. Professor aposentado pela UFOP; cesarvarajao@gmail.com.

Resumo: As superfícies de erosão do sudeste do Brasil têm sido abordadas desde o início do século XX por diferentes autores influenciados pelos fundamentos teóricos dominantes da época. Os primeiros trabalhos, sob inspiração de Davis procuraram identificar superfícies de aplainamento, que teriam sido desenvolvidas sob clima úmido. Posteriormente, inspirados em King 1953, procuraram identificar superfícies de pediplanação, desenvolvidas sob clima quente e árido. O trabalho de King de 1956, indubitavelmente, pode ser considerado um marco na geomorfologia brasileira. Deve-se ressaltar a contribuição de Almeida que, em 1964, ao descrever o relevo do estado de São Paulo, identificou superfícies de erosão sem as classificar como peneplanos ou pediplanos, procurando ressaltar o controle litoestrutural e, sobretudo, as informações climáticas do registro geológico. Segundo Georges Millot as “superfícies de aplainamento continentais” seriam consequência de variações climáticas ao longo do tempo geológico. A confrontação das superfícies de King com o refinamento do conhecimento geológico do Cenozóico brasileiro nos últimos 50 anos (estratigrafia, tectônica e geocronologia), associado ao detalhamento das variações climáticas, revelou que a Superfície Sul-Americana ficaria restrita “apenas” ao Paleoceno. Consequentemente, a superfície Sul-Americana deve ser considerada como equivalente à superfície Japi, de Almeida 1964, formada durante o intervalo Cretáceo-Paleoceno. Recentemente, as datações geocronológicas dos perfis lateríticos sobre as superfícies de erosão, confirmaram as idades das superfícies Pós-Gondwana e Sul-Americana. Entretanto, revelaram uma divisão das superfícies atribuídas ao ciclo Velhas, sendo as suas porções situadas no interior mais antigas (Mioceno) que as litorâneas associadas aos sedimentos do Grupo Barreiras (Plioceno).

Palavras-Chave: Superfícies de erosão, variações climáticas, manto de alteração

Abstract: The erosion surfaces of southeastern Brazil have been investigated since the beginning of the 20th century by different authors influenced by the dominant theoretical foundations of the time. The first works, inspired by Davis, sought to identify planning surfaces which would have been developed under humid weather. Later, inspired by King, they sought to identify pediplanation surfaces. In fact, King's 1956 work can undoubtedly be considered a milestone in Brazilian geomorphology. King's erosion surfaces became mandatory citations and have naturally been rooted in landscape descriptions in different domains of the natural sciences. It is worth mentioning the contribution of Almeida who,

in 1964, when describing the relief of the state of São Paulo, identified erosion surfaces without opting for peneplains or pediplains, seeking to emphasize the lithostructural control and, above all, the climatic information of the geological record. Georges Millot presented a new paradigm: “continental planing surfaces” as a consequence of climatic variations over geological time. King’s erosion surfaces when confronted with the refinement of the geological knowledge of the Brazilian Cenozoic in the last 50 years (stratigraphy, tectonics and geochronology), associated with the detailing of climatic variations, reveal that the South American Surface would be restricted “only” to the Paleocene. Consequently, the Sul-Americana surface would be equivalent to the Japi, from Almeida 1964, surface, formed during the Cretaceous-Paleocene interval. Recently, geochronological data of lateritic profiles on erosion surfaces confirmed the age of the South-American surface. However, for the Velhas surface, they showed that the portions located in the back country are older than the coastal ones associated with the Barreiras Group sediments.

Keywords: Erosion surfaces, climate change, weathering mantle

Tema: Geomorfologia Regional

1. INTRODUÇÃO

Na primeira metade do século XX, a percepção das superfícies de erosão no sudeste do Brasil foi fundamentada na Teoria de Peneplanação (Davis 1899), segundo a qual ocorre a suavização progressiva das vertentes sob condições de clima úmido. Primeiramente, ainda que em posse de poucos recursos cartográficos, James (1933) observou superfícies de erosão elevadas tais como no Maciço de Itatiaia (RJ). Além disso, identificou no sudeste de Minas Gerais, planaltos cristalinos que correspondiam a três níveis de superfícies de erosão: Superior (1000-1100 m), Médio (800 m) e Inferior (500m); relacionando-as a três estágios de peneplanação em consequência de pulsos de soerguimentos epirogenéticos. Analogamente, De Martone (1943) denominou-as de Superfície dos Campos, Superfície das Cristas Médias (Paleogênica) e Superfície Neogênica; ou ainda, segundo Freitas (1951), Nível B (Primeiro Ciclo) Nível A (Segundo Ciclo) e Terceiro Ciclo.

King (1953) propôs uma mudança de paradigma, a Teoria da Pediplanação, baseada na retração paralela das vertentes (Bryan 1922, Penck 1924) sob condições de clima semiárido (Bryan 1940). Pouco tempo depois, após visitar o Brasil, King (1956) publicou “A Geomorfologia do Brasil Oriental” que, indubitavelmente, pode ser considerada um marco na geomorfologia brasileira. Suas superfícies de erosão (pediplanos) passaram a ser citações obrigatórias e, naturalmente, se arraigaram às descrições das paisagens nos diferentes domínios das ciências naturais. Nas descrições das paisagens do “Brasil Oriental”, este autor reconheceu as superfícies Gondwana, Pós-Gondwana, Sul-Americana, Velhas e Paraguaçu; bem como, assinalou os “níveis altimétricos”

correspondentes. Analogamente, Bigarella e Ab'Saber (1964) reconheceram pediplanos, denominando-os Pd3, Pd2 e Pd1. Paralelamente, deve-se ressaltar a contribuição de Almeida (1964), que ao descrever o relevo do estado de São Paulo e adjacências, com ênfase no controle lito-estrutural, optou por não fazer uso das teorias de peneplanação e pediplanação. Almeida (1964) identificou três superfícies de erosão: Itapeva, base da Formação Furnas (Devoniano Inferior); Itaguá, correspondente à peneplanação glacial existente na base do Grupo Tubarão (Eo-Paleozóico) e; Japi, correspondente a deposição do Grupo Bauru (Cretáceo Inferior). Além disso, relacionou a superfície Japi à superfície das Cristas Médias (De Martone 1943) e ao Nível B (Freitas 1951), sem, entretanto, correlacioná-la à superfície Sul-Americana de King (1956).

Conforme salientado por King (1956), a articulação de duas superfícies de erosão se dá por escarpas erosivas, descartando eventuais controles lito-estruturais. Por outro lado, Almeida (1964) descartou a superfície Dos Campos (De Martone 1943), argumentando tratar-se da superfície Japi (Cristas Médias) alçada a diferentes níveis altimétricos por falhamento; conforme ilustrado no mapa topográfico (Fig. 2, p. 272) de Zálan *et al.* (2005). Assim sendo, a investigação regional de superfícies de aplainamento não deve se restringir a níveis altimétricos; apesar de serem de grande utilidade regional, localmente são de difícil compreensão (Braun 1971, Ross 1991, Varajão 1991). Deve-se salientar que ao aplicar a Teoria da Pediplanação no leste do Brasil, King (1956) fundamentou-se em observações de campo e nos conhecimentos geológicos disponíveis à época. Tal fato, levou-o a conclusões equivocadas, como por exemplo, a idade dos sedimentos Botucatu que o levou a posicionar a Superfície Gondwana no Triássico. Posteriormente, através da datação dos basaltos contidos nestes sedimentos, foram reveladas idades entre o Jurássico e o Cretáceo Inferior (Braun 1971).

A articulação das superfícies de erosão no sudeste do Brasil passou a ser progressivamente melhor compreendida a partir de 1965, após o recobrimento aerofotogramétrico do Brasil na escala 1:60.000 (DNPM-USAF); com as imagens de radar (RADAMBRASIL; 1970-1985), bem como, as Imagens de Satélite (LANDSAT 1972-93). Contudo, deve-se salientar que o grande salto se deu após o radar estereoscópico (Projeto SRTM – NASA 2000), que foi disponibilizado gratuitamente a partir de 2014, através do qual pode-se observar o relevo, mesmo em smartphones, e visualizar facilmente a articulação dos níveis altimétricos regionais. Além disso, a superposição dos mapas geológicos às imagens SRTM permitiu identificar facilmente, a influência de eventuais controles lito-estruturais às escarpas de erosão.

Paralelamente, entre 1960 e 1980 pesquisadores franceses e associados, estudaram detalhadamente a formação e as transformações do manto de alteração nas regiões intertropicais da Terra, bem como, suas implicações na evolução da paisagem. Neste contexto, baseando-se em farta documentação geológica, Millot (1983) concluiu que as superfícies de aplainamento continentais seriam consequência da sucessão de variações climáticas ao longo do tempo geológico; analogamente ao modelo da teoria da Bio-Resistasia proposta, sem comprovação, por Erhart (1951). Adicionalmente, deve-se

ressaltar que em certos continentes as mudanças climáticas cenozóicas foram potencializadas pela deriva continental (Parrish *et al.* 1982, Tardy *et al.* 1991); ou seja, durante o Cenozóico alguns continentes, além de sofrerem as transformações climáticas globais (Zachos *et al.* 2001), sofreram transformações climáticas em decorrência de suas variações de latitude impostas pela deriva continental (Parrish *et al.* 1982). Assim sendo, as variações climáticas atuariam como “motor” da pediplanação; ou seja, sob condições de clima semi-árido ocorreria a erosão do manto de alteração, formado anteriormente sob condições de clima quente e úmido.

As principais contribuições à literatura sobre as superfícies de aplainamento no Brasil, vieram por intermédio de datações (geocronológicas e paleontológicas) das formações sedimentares correlativas, bem como, do aprimoramento dos conhecimentos sobre a evolução tectônica da plataforma Sul-Americana. Ademais, a evolução dos conhecimentos do clima durante o Cenozóico permitiu precisar a alternância entre períodos quentes e áridos, com períodos quentes e úmidos e, por consequência, permitiu aprimorar o entendimento da evolução da paisagem. Nos últimos quinze anos, a geomorfologia passou a contar com uma ferramenta poderosa: a datação geocronológica de minerais componentes do regolito, ou formações superficiais (saprolito e solo). Assim sendo, neste capítulo, apresentamos uma revisão da literatura das superfícies de aplainamento no sudeste do Brasil, face ao grande avanço representado pelas idades das formações superficiais nelas contidas.

2. A EVOLUÇÃO DOS CONHECIMENTOS

2.1 Clima, Tectônica e estratigrafia

Considerando o longo período predominantemente quente e árido, a Megadesertificação Mesozóica (Almeida *et al.* 2012), que se estendeu do final do Permiano ao Paleoceno (Almeida 1964; Zachos *et al.* 2001), a conjunção clima-tectônica foi responsável pelas superfícies de aplainamento do sudeste do Brasil. Findo o Estágio de Estabilidade, que permaneceu do Neo-Ordoviciano ao Eotriássico, iniciou-se a Ativação Mesozóica ou Estágio de Ativação, como consequência da ascensão da pluma mantélica de Trindade, provocando o reavivamento tectônico (Carneiro *et al.* 2012). O Estágio de Ativação iniciou-se no norte da América do Sul, com a etapa Rifteamentos I. Posteriormente, no sul da América do Sul, durante o intervalo Neo-Jurássico ao Eo-Cretáceo, ocorreu a etapa Rifteamentos II, quando se formou a superfície de erosão Gondwana; representada pelos depósitos correlativos da Formação Botucatu. Ao final do Cretáceo Inferior, durante o intervalo Apitiano-Albiano, ocorreu um novo pulso de instabilidade tectônica, a etapa Rifteamentos III, durante a qual desenvolveu-se a superfície de Erosão Pós-Gondwana, tendo como sedimentação correlativa a Formação Três Barras (Grupo Areado).

A etapa seguinte denominada Deriva Continental, permaneceu do Cretáceo Superior ao Mioceno. Durante este período, segundo Zalán e Oliveira (2005), após cessado o rifteamento iniciou-se o soergimento isostático da crosta, que permaneceu

atuante durante um longo intervalo de tempo (89-65 M.a.). Nestes termos, a formação da superfície Sul-Americana, de idade “Terciário Inferior” (King 1956), ficaria restrita ao Paleoceno; uma vez que as recentes precisões sobre as variações climáticas asseguram que durante o Eoceno o clima foi predominantemente quente e úmido. A questão que se coloca é: teriam sido os 10 M. a. do Paleoceno suficientes para desenvolver a maior superfície de aplainamento da América do Sul? E o Cretáceo Superior? Nestes termos, optamos pela superfície de aplainamento Japi (Almeida 1964, 1983), formada durante todo o Cretáceo Superior até o final do Paleoceno. Considerando a contemporaneidade parcial das superfícies Japi e Sul-Americana, tal como originalmente propostas, podemos denominá-las como superfície de aplainamento Japi/Sul-Americana, tendo como sedimentos correlativos dos grupos Bauru e Urucuaia.

Resumindo, as superfícies de aplainamento do “Brasil Oriental” (King 1956), confrontadas ao posterior detalhamento do registro geológico por meio de datações paleontológicas e geocronológicas (Almeida et al. 2012) e, principalmente, às variações climáticas desde o Mesozóico (Parisch et al. 1981, Zachos et al. 2001), teriam sido formadas sob condições de clima quente e árido, durante os seguintes intervalos: do Jurássico Superior ao Cretáceo Inferior (Gondwana), ao final do Cretáceo Inferior (Pós-Gondwana); do Cretáceo Superior ao Paleoceno (Japi/Sul-Americana) e durante o Plioceno (Velhas). Durante o Pleistoceno, sob condições de clima ameno, iniciou-se o ciclo de erosão Paraguaçu.

2.2 Superfícies de erosão, variações climáticas e solos

Estudos relacionando solos e superfícies de aplainamento efetuados no oeste da Austrália (Anand e Paine, 2002) e no sudeste do Brasil (Carmo e Vasconcelos, 2004), assinalaram que as superfícies de aplainamento mais antigas apresentam perfis de alteração mais espessos. A idade das formações superficiais foi utilizada para a datação relativa das superfícies de aplainamento, por exemplo, no Quadrilátero Ferrífero (Varajão et al. 2009; Varajão et al. 2020a) e na Serra do Espinhaço Meridional (Varajão et al. 2020b); ou seja, formações superficiais (saprólito e solo) desenvolvidas sob clima tropical nas superfícies de aplainamento, previamente formadas, sob condições de clima quente e árido.

Durante o Eoceno, sob condições extremas de clima quente e úmido (“aberração climática”; Zachos et al. 2005), formaram-se couraças ferruginosas (canga) e aluminosas (bauxita) sobre as partes altas do relevo, ou seja, nos restos das superfícies Gondwana, Pós-Gondwana e Japi/Sul-Americana; que foram datadas por Spier et al. (2006), Carmo e Vasconcelos (2012), Monteiro et al. (2014) e, Vasconcelos e Carmo (2018). Cabe registrar a jazida de bauxita do Batatal, situada a 1850 m de altitude na serra de Capanema, superfície Gondwana (Quadrilátero Ferrífero).

Posteriormente, o clima permaneceu ameno, por um longo período (Eoceno-Mioceno) no qual a superfície Japi/Sul-Americana desenvolveu um relevo mamemolar meias-laranjas, caracterizado por *summital surface* ou os mar-de-morros dos planaltos

crystalinos. Durante este período os solos previamente formados, submetidos a mudanças climáticas, sofreram transformações pedogenéticas (Millot 1983). No Oligoceno (34 Ma.) a superfície Japi/Sul-Americana foi fraturada por uma tectônica gravitacional (Ricomini *et al.* 2004; Zalán e Oliveira 2005), formando planaltos escalonados. Durante o Mioceno, o clima volta a ficar quente e úmido (“ótimo climático do Mioceno”; Zachos *et al.* 2005) e localmente formaram-se depósitos de bauxita: Faria e Macaquinho no Quadrilátero Ferrífero (Varajão e Varajão 2020), Cataguases (Lopes, 1987) e Espera Feliz (Soares, 2013, Mateus *et al.* 2016).

No Plioceno, ocorreu uma nova variação climática (Clima quente e árido; Zachos *et al.* 2005), iniciando-se o ciclo Velhas, que apresenta como sedimentação correlativa, os sedimentos do Grupo Barreiras (King 1956; Arai 2006; Nunes *et al.* 2011). Finalmente, com o contínuo soerguimento da plataforma, a superfície Velhas sofreu incisões da rede de drenagem caracterizando o ciclo denominado Paraguaçu.

2.3 A datação geocronológica dos perfis de alteração e as superfícies de erosão

Dados geocronológicos de perfis lateríticos desenvolvidos sobre as superfícies de aplainamento entre Belo Horizonte e Rio de Janeiro, por meio do método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ em óxidos de Mn (Vasconcelos e Carmo 2018), mostraram que o modelo de King (1953) de retração paralela das escarpas foi o processo dominante; assegurando a preservação dos perfis de intemperismo mais antigos. Este modelo de evolução da paisagem é capaz de explicar as diferenças de idade dos perfis; ou seja, os perfis mais antigos e mais espessos, encontram-se nas superfícies mais altas.

Como exposto neste trabalho e representado esquematicamente na Figura 1, as superfícies de aplainamento, geradas sob condições quentes e áridas, após serem soerguidas, foram intemperizadas sob condições quentes e úmidas. Deste modo, as superfícies Gondwana (Jurássico Superior-Cretáceo Inferior), Pós-Gondwana, (Cretáceo Inferior) e a Superfície Japi/Sul-Americana (Cretáceo Superior-Paleoceno), foram soerguidas (65-60 Ma.) e fortemente intemperizadas no Eoceno (55 Ma.). Portanto, ambas podem conter couraças ferruginosa (canga) e aluminosa (bauxita). Estas superfícies encontram-se bem preservadas no interior do Cráton São Francisco, seja no Quadrilátero Ferrífero (Spier *et al.* 2006, Monteiro *et al.* 2014); na Serra do Espinhaço Meridional, ou na Chapada Diamantina (Carmo e Vasconcelos 2012).

Os dados geocronológicos e geotectônicos também permitiram um refinamento das idades das superfícies de erosão, como por exemplo, ao sul do Quadrilátero Ferrífero, sobre o embasamento granito-gnáissico da Faixa Araçuaí, onde se dá a articulação das bacias dos Rios Paraná, São Francisco, Doce e Paraíba do Sul. Nessa região, no mapa de King (1956) são encontrados apenas fragmentos da superfície Japi/Sul-Americana. Provavelmente, esta região tenha se tornado mais instável durante os pulsos tectônicos ocorridos no Oligoceno (38 Ma.) e Mioceno (20-15 Ma). Por consequência, foram gerados patamares escalonados definidos por James (1933) como Superior e Médio; que foram englobados por King (1956) como pertencentes ao Ciclo Velhas. Deve-se ressaltar,

Nos últimos cinquenta anos as idades relativas das Superfícies de erosão Pós-Gondwana e Japi-Sul-Americana foram confirmadas através do refinamento dos dados paleontológicos, estratigráficos e tectônicos; bem como, recentemente, por meio das datações geocronológicas de seus perfis lateríticos. Entretanto, nos patamares erosivos no sudeste de Minas Gerais essas datações revelaram uma incongruência, uma vez que sua idade Miocênica (Vasconcelos e Carmo 2018), não se coaduna com idade Pliocênica da superfície Velhas (King 1956).

Referências Bibliográficas

- ALMEIDA, F. F. M. DE. Fundamentos geológicos do relevo paulista. **Boletim IGG**, v. 41, p. 167-263, 1964.
- ALMEIDA, F. F. M. DE. Relações tectônicas das rochas alcalinas mesozoicas da região meridional da Plataforma Sul-Americana. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 13, n. 3, p. 139-158, 1983.
- ALMEIDA, F. F. M. DE; ASSINE M.L.; CARNEIRO C.D.R. A megadesertificação Mesozóica. In: HASUI Y.; CELSO D.R.C.; ALMEIDA F.F.M. DE; BARTORELLI A. (Org.) **Geologia do Brasil**. São Paulo: Beca, 2012. p. 419-429.
- ARAI, M. A. Grande elevação eustática do Mioceno e sua influência na origem do Grupo Barreiras. **Geologia USP**, v. 6, n. 2, p. 1-6, 2006.
- ANAND, R. R.; PAINE, M. Regolith geology of the Yilgarn Craton, Western Australia: implications for exploration. **Australian Journal Earth Science**, v. 49, p. 3-162, 2002.
- BIGARELLA, J. J. ; AB'SÁBER, A. N. Paläogeographische und Paläoklimatische Aspekte des Känozoikums in Südbrasilien. **Zeitschrift für Geomorphologie**, Berlin, v. 8, n. 3, p. 286-312, 1964.
- BRAUN, O. P. G. Contribuição à Geomorfologia do Brasil Central. **Revista Brasileira de Geografia**, v. 32, n.3, p. 3-39, 1971.
- BRYAN, K. Erosion and sedimentation in the Papago Country, Arizona, U. S. **Geological Survey Bulletin**, v. 730, p. 19-90, 1922.
- BRYAN, K. The retreat of slopes. **Annals of the Association of American Geographers**, v. 30, p. 254-268, 1940.
- CARMO, I. O.; VASCONCELOS, P.M. Geochronological evidence for pervasive Miocene weathering, Minas Gerais, Brazil. **Earth Surface Process Landforms**, v. 29, n. 11, p. 1303–1320, 2004. [Doi:10.1002/esp.1090](https://doi.org/10.1002/esp.1090)
- CARMO, I. O.; VASCONCELOS, P. M. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ weathering geochronology on manganese oxides from Bahia NE/Brazil. In: INTERNATIONAL GEOLOGICAL CONGRESS UNEARTHING OUR PAST AND FUTURE – RESOURCING TOMORROW, 2012, Brisbane. **Anais...** Brisbane: 2012. p. 3504.

- CARNEIRO, C. D. R.; ALMEIDA, F. F. M. DE; HASSUI, I.; ZALÁN, P. V.; TEIXEIRA J. B. G. Estágios evolutivos do Brasil no Fanerozóico. In: HASUI Y.; CELSO D.R.C.; ALMEIDA F.F.M. DE; BARTORELLI A. (Org.) **Geologia do Brasil**. São Paulo: Beca, 2012. p. 131-136.
- CHEREM, L. F. S.; VARAJÃO, C. A. C.; BRAUCHER, R.; BOURLÈS, D.; SALGADO, A. A. R.; VARAJÃO, A. F. D. C. Long-term evolution of denudational escarpments in southeastern Brazil. **Geomorphology**, v. 173–174, p. 118–127, 2012.
- CHEREM, L. F. S.; VARAJÃO, C. A. C.; MAGALHÃES Jr A. P.; VARAJÃO, A. F. D. C.; SALGADO, A. A. R.; OLIVEIRA L. A. F. de; BERTOLINI W. Z. O Papel das capturas fluviais na morfodinâmica das bordas interplanálticas do sudeste do Brasil. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 14, n. 4, p. 299-308, 2013.
- DAVIS, W. M. The Geographical Cycle. **Geographical Journal**, v. 14, n. 5, p. 481-504, 1899.
- DE MARTONNE, E. Problemas morfológicos do Brasil tropical atlântico. **Revista Brasileira de Geografia**, Rio de Janeiro, v. 5, n. 4, p. 523-550; v. 6, n. 2, p. 155-178, 1943.
- ERHART, H. **La genèse des sols en tant que phénomène géologique. Esquisse d'une théorie géologique et géochimique. Biostasie et rhéxistasie**. Paris: Masson, 1951.
- FREITAS, R.O. Ensaio sobre a tectônica moderna do Brasil. **Boletim da Faculdade de Filosofia, Ciência e Letras**, Universidade de São Paulo, v. 130 (Geologia 6), p. 1-120, 1951.
- JAMES, P. E. The surface configuration of southeastern Brazil. **Annals of Association of American Geographers**, Albany, v. 33, n. 3, p. 165-193, 1933. Tradução: JAMES, P. E. A configuração da superfície do sudeste do Brasil. **Boletim Geográfico**, Rio de Janeiro, v. 45, p. 1105-1121, 1946.
- KING, L. C. Canons of landscape evolution. **Bulletin Geological Society of America**, v. 64, p. 721-752, 1953. [DOI:10.1130/0016-7606\(1953\)64\(721:COLE\)2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1953)64(721:COLE)2.0.CO;2).
- KING, L. C. Geomorfologia do Brasil Oriental. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 18, n. 2, p. 147-256, 1956.
- LOPES, L. M. **A evolução mineralógica, micromorfológica e geoquímica da bauxita e materiais correlatos da região de Miraf**. 1987. Dissertação (Mestrado) – Instituto de Geociências, Universidade São Paulo, São Paulo.
- MATEUS A. C. C.; OLIVEIRA, F. S.; VARAJÃO A. F. D. V; SOARES C. C. S.; SCHÜNEMANN A. L. Gênese de depressões fechadas em vertentes associadas à couraça aluminosa na porção sul da Serra do Caparaó, Minas Gerais/Espirito Santo. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 17, n. 2, p. 369-387, 2016. [DOI:10.20502/rbg.v17i2.816](https://doi.org/10.20502/rbg.v17i2.816)
- MILLOT, G. Planation of continents by intertropical weathering and pedogenic process. In: MELFI, A. J.; CARVALHO, A. (Eds): **Proceedings of the II Seminar on**

- Laterization Process.** São Paulo, Brazil: IGCP-IUGS UNESCO USP, July 4-12, 1983, p. 53-63.
- MONTEIRO, H. S.; VASCONCELOS, P.M.; FARLEY, K.A.; SPIER, C.A.; MELLO, C.M. (U/Th) He geochronology of goethite and the origin and evolution of cangas. **Geochimica Cosmochimica Acta**, v. 131, p. 267-289, 2014.
- NUNES, F. C.; SILVA, E. F. da; VILAS BOAS, G. da S. Grupo Barreiras: características, gênese e evidências de neotectonismo. EMBRAPA, Boletim de Pesquisa e Desenvolvimento, Rio de Janeiro, v. 194, p. 1-31, 2011.
- PARRISH, J. T.; ZIRGLER, A. M.; SCOTSESE, C. R. Rainfall patterns and the distribution of the Mesozoic and Cenozoic. **Paleogeography, Paleoclimate and Paleocology**, v. 40, p. 67-101, 1982.
- PENCK, W. **Die Morphologische Analyse.** Stuttgart: 1924. (Tradução: PENCK, W. Morphological Analysis of Land Forms: A Contribution to Physical Geology. London: Macmillan, 1953.
- RICCOMINI, C.; SANT'ANNA, L. G.; FERRARI, A. L. Evolução geológica do rift continental do Sudeste do Brasil. In: MANTESSO-NETO, V.; BARTORELLI, A.; CARNEIRO, C.D.R.; BRITO-NEVES, B. B. (Ed.). **Geologia do continente Sul-Americano: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida.** São Paulo: Beca, 2004. p. 383-405.
- ROSS, J. L. S. O Relevo Brasileiro, as Superfícies de Aplainamento e os Níveis Morfológicos. **Revista do Departamento de Geografia**, v. 5, p.7-24, 1991.
- SOARES, C. C. V. **Gênese e Evolução Mineralógica, Micromorfológica e Geoquímica da Bauxita de Espera Feliz, MG.** 2013. Dissertação (Mestrado) – Departamento de Geologia, Universidade Federal de Ouro Preto, Minas Gerais.
- SPIER, C. A.; VASCONCELOS, P. M.; OLIVEIRA, S. M. B. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronological constraints on the evolution of lateritic iron deposits in the Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil. **Chemical Geology**, v. 234, n. 1-2, p. 79–104, 2006. <http://dx.doi.org/10.1016/j.chemgeo.2006.04.006>.
- TARDY, Y.; KOBILSEK, B.; PAQUET, H. Mineralogical composition and geographical distribution of African and Brazilian laterites. The influence of continental drift and tropical paleoclimates during the last 150 million years and implications for India and Australia. **Journal of African Earth Sciences**, v. 12, p. 283-295, 1991. DOI: [10.1016/0899-5362\(91\)90077-C](https://doi.org/10.1016/0899-5362(91)90077-C)
- VARAJAO, A. F. D. C.; MATEUS, A. C. C.; SANTOS, M. C.; VARAJAO, C. A. C.; OLIVEIRA F.S.; YVON J. The Cenozoic deposits of the ancient landscapes of Quadrilátero Ferrífero highlands, Southeastern Brazil: Sedimentation, pedogenesis and landscape evolution. **CATENA**, v. 195, 104813, 2020a. DOI: [10.1016/j.catena.2020.104813](https://doi.org/10.1016/j.catena.2020.104813)

- VARAJÃO, C. A. C. A questão da ocorrência das superfícies de erosão do Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 21, p. 131-145, 1991.
- VARAJÃO, C. A. C.; SALGADO, A. A. R.; VARAJÃO, A. F. D. C.; BRAUCHER, R.; COLIN, F.; NALINI JÚNIOR H. A. Estudo da Evolução da Paisagem do Quadrilátero Ferrífero (Minas Gerais, Brasil) por meio da mensuração das taxas de erosão (^{10}Be) e da pedogênese. **Revista Brasileira da Ciência do Solo**, v. 33, p. 1409-1425, 2009.
- VARAJÃO, C. A. C.; VARAJÃO, A. F. D. C.; OLIVEIRA, F.S.; BARRETO, H.N.; SALGADO, A. A. R. Solos e superfícies de erosão: uma contextualização da evolução da paisagem na Serra do Espinhaço Meridional (SdEM), Minas Gerais. **Revista Espinhaço**, v. 9, n. 1, p. 17-42, 2020b.
- VARAJÃO, C. A. C.; VARAJÃO, A. F. D. C. Bauxitas do Quadrilátero Ferrífero. In: CASTRO P. T. A.; ENDO I.; GANDINI A.L. (Eds.). **Quadrilátero Ferrífero: Avanço dos conhecimentos nos últimos 50 anos**. Belo Horizonte: 3i Editora, 2020, p. 342-359.
- VASCONCELOS, P. M.; CARMO, I. DE O. 2018. Calibrating denudation chronology through $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ weathering geochronology. **Earth Science Reviews**, v. 179, p. 411-435, 2018. doi.org/10.1016/j.earscirev.2018.01.003
- ZACHOS, J.; PAGANI, M.; SLOAN, L.; THOMAS E.; BILLUPS, K. Trends, rhythms, and aberrations in global climate 65 Ma to present. **Science**, v. 292, p. 686-693, 2001. DOI: 10.1126/science.1059412
- ZALÁN, P.V.; OLIVEIRA, J.A.B. Origem e evolução estrutural do Sistema de Riftes Cenozóicos do Sudeste do Brasil. **Boletim Geociências Petrobras**, v. 13, n. 2, p. 269-300, 2005.

32. ETNOGEOMORFOLOGIA - RELAÇÕES ENTRE POPULAÇÕES TRADICIONAIS E A PAISAGEM FÍSICA

Simone Cardoso Ribeiro¹, Vanessa Martins Lopes², Osvaldo Girão da Silva² &
Antônio Carlos de Barros Corrêa²

¹Universidade Regional do Cariri - URCA; Dept. Geociências/URCA - Rua Cel. Antônio Luís, 1161 - Pimenta - Crato/CE - 63105-000; simone.ribeiro@urca.br

²Universidade Federal de Pernambuco - UFPE; wan.martins19@gmail.com; osgirao@gmail.com; dbiase2001@terra.com.br

Resumo: Com a demanda crescente por recursos naturais, a análise e o diagnóstico ambiental do uso da terra passaram a representar aspectos fundamentais para a compreensão dos padrões de ocupação, organização e reorganização espacial da paisagem. A ausência de conhecimento sobre a realidade físico-ambiental e cultural das regiões favorece, muitas vezes, a implantação de programas governamentais não viáveis para moradores locais, servindo como estímulo à migração. Assim, a compreensão do conhecimento tradicional sobre o meio ambiente, seus processos e formas vem sendo visto como essencial na compreensão das realidades ambientais locais das pessoas. Isto ocorre especialmente para as comunidades cujas atividades produtivas são intrinsecamente relacionadas ao estado ambiental das paisagens em equilíbrio dinâmico. Neste contexto, conhecer os saberes locais é crucial para o potencial sucesso ou fracasso de qualquer tipo de desenvolvimento baseado nestas atividades, assim como para ações de planejamento e gestão ambiental e territorial voltadas para as populações e suas ações. Este capítulo busca discutir as formas de conhecimento geomorfológico produzidas por populações tradicionais do Nordeste brasileiro, considerando seus ambientes, suas matérias e seus recursos, ou seja, como entendem os processos e formas do relevo, e como usam este conhecimento para o manejo do ambiente em que vivem e se, e como, utilizam estes saberes para algum tipo de classificação da paisagem. Para isso, desenvolve-se uma abordagem metodológica no âmbito da Etnogeomorfologia, através de sua contextualização dentro das Etnociências, buscando o conhecimento das populações tradicionais sobre os processos e formas do relevo voltado para nortear o desvendamento, a apreensão, e a sistematização, com base científica, de todo um conjunto de teorias e práticas relativas ao ambiente, oriundas de experimentação empírica do mesmo por culturas tradicionais. Tal abordagem metodológica visa contribuir para orientar a inserção e o desenvolvimento de pesquisas junto às comunidades de cultura tradicional, para dar subsídios às políticas públicas de planejamento e gestão ambiental e territorial, sob a ótica

do desenvolvimento local, partindo do pressuposto de que as informações que as pessoas possuem sobre seu ambiente, e a maneira pela qual elas categorizam estas informações, vão influenciar seu comportamento em relação a ele. Exemplos apresentados serão os estudos de Etnogeomorfologia Sertaneja, produzidos em municípios do Cariri cearense, e de Etnogeomorfologia costeira, desenvolvidos no município de Goiana-PE, que objetivaram identificar o conhecimento, respectivamente, dos produtores rurais e dos pescadores artesanais acerca dos processos e formas geomorfológicas presentes nas áreas, e como esse conhecimento é utilizado para a efetivação de suas atividades.

Palavras-Chave: Geomorfologia; Etnociência; Conhecimento Tradicional, Processos exógenos; Sertão; Litoral.

Abstract: With the growing demand for natural resources, the analysis and environmental diagnosis of land use came to represent fundamental aspects for understanding the patterns of occupation, organization and spatial reorganization of the landscape. The lack of knowledge about the physical, environmental and cultural reality of the regions often favors the implementation of non-viable government programs for local residents, serving as a stimulus to migration. Thus, the understanding of traditional knowledge about the environment, its processes and forms has been seen as essential in understanding the local environmental realities of people, especially those whose productive activities are intrinsically related to the environmental state of landscapes in dynamic balance, being crucial for the potential success, or failure, of any type of development based on these activities, as well as for environmental and territorial planning and management actions aimed at populations and their activities. This chapter seeks to discuss the forms of geomorphological knowledge produced by traditional populations of Northeast Brazil, considering their environments, their materials and resources, that is, how they understand the processes and geomorphological forms, and how they use this knowledge to manage the environment in which they live. they live and if, and how, they use this knowledge for some type of landscape classification. For this, a methodological approach is developed within the scope of Ethnogeomorphology, through its contextualization within Ethnoscience, which seeks the knowledge of traditional populations about geomorphic processes and forms aimed at guiding the unveiling, understanding, and systematization, based on scientific, of a whole set of theories and practices related to the environment, derived from empirical experimentation of the same by traditional cultures. This methodological approach aims to contribute to guide the insertion and development of research with communities of traditional culture, to provide subsidies to public policies for environmental and territorial planning and management, from the perspective of local development, based on the assumption that the information people have about their environment, and the way in which they categorize this information, will influence their behavior towards it. Examples presented will be the studies of Backlands Etnogeomorphology, produced in municipalities of Cariri Cearense, and coastal Etnogeomorphology, developed in the municipality of Goiana-PE,

which aimed to identify the knowledge, respectively, of rural producers and artisanal fishermen about the processes and geomorphological forms present in the areas, and how this knowledge is used to carry out their activities.

Keywords: Geomorphology; Ethnoscience; Traditional Knowledge, Exogenous Processes; Backlands; Coast.

Tema: Etnogeomorfologia

1. INTRODUÇÃO

A apreensão do conhecimento tradicional sobre o meio ambiente foi considerada essencial no entendimento da realidade ambiental local das pessoas, especialmente comunidades cujas atividades econômicas se baseiam em produção primária. Para estas populações, o conhecimento sobre o funcionamento da natureza é capital para o potencial sucesso ou fracasso de qualquer desenvolvimento com base nessas atividades.

A identificação, apreensão e sistematização do conhecimento vernacular que as populações tradicionais desenvolveram ao longo de sua associação histórica com a natureza, tanto no que se refere à moradia, como principalmente à produção de subsistência, sobre as formas de relevo, suas características e processos, assim como as relações com usos e gestão do espaço, podem e devem ser consideradas como ponto de partida para uma parceria mais eficaz entre produtores primários e técnicos, visando uma intervenção dos órgãos públicos no planejamento e direcionamento das políticas produtivas rurais e extrativistas.

Assim, o reconhecimento e valorização deste conhecimento tradicional vêm sendo discutidos na academia em função de toda uma lógica que preconiza a importância dos atores sociais locais em seu próprio desenvolvimento territorial-ambiental.

Nessa perspectiva, as Etnociências surgem como um caminho a ser trilhado na busca pelo entendimento desses saberes, e a Etnogeomorfologia se apresenta como a vertente geomorfológica dessa investigação, identificando como os produtores primários – sejam estes agropecuaristas, pescadores, extrativistas – entendem a dinâmica geomórfica sob a perspectiva de sua cultura, produzida por um empirismo secular de lida com o ambiente.

2. CIÊNCIA E A ETNOCIÊNCIA: CONTEXTUALIZANDO A ETNOGEOMORFOLOGIA

A análise científica dos saberes tradicionais tem sido um importante caminho de reavaliação dos paradigmas de desenvolvimento colonial e agrícola e fornece a base para o desenho de novos modelos alternativos para se compreender o meio natural.

Como afirma Escobar (2005), há um crescimento significativo de pesquisas e trabalhos que demonstram que comunidades com cultura local entendem a natureza de

formas extremamente diferentes das modernas predominantes, uma vez que se apropriam, de forma cognitiva e prática, dos ambientes naturais de maneiras muito particulares, com *“uma quantidade de prática – significativamente diferentes – de pensar, relacionar-se, construir e experimentar o biológico e o natural”*.

Desde a Antiguidade o pensamento ocidental foi construído essencialmente pelas ideias racionalistas dentro de um sistema de lógica eurocêntrico. Assim, toda e qualquer forma de compreensão do mundo diferente do que se compreendia na Europa foi classificada como “exótica” durante boa parte da era Moderna de nossa história. Como afirma Porto-Gonçalves (2005), deve-se atentar para

“não reproduzir a geopolítica do conhecimento que, sob o eurocentrismo, caracteriza o conhecimento produzido fora dos centros hegemônicos e escrito em outras línguas não-hegemônicas como saberes locais ou regionais (...), pois o fato de os gregos terem inventado o pensamento filosófico, não quer dizer que tenham inventado O pensamento. O pensamento está em todos os lugares onde os diferentes povos e suas culturas se desenvolveram, e assim, são múltiplas as epistemes com seus muitos mundos de vida. Há, assim, uma diversidade epistêmica que comporta todo o patrimônio da humanidade acerca da vida, das águas, da terra, do fogo, do ar, dos homens”.

O conhecimento advindo de culturas que mantém com a natureza relações diferentes daquelas baseadas nas convicções modernas da Ciência vem sendo resgatado a partir da constatação de que qualquer planejamento ou gestão ambientais necessitam

“levar em consideração os modelos de natureza baseados no lugar, assim como as práticas e racionalidades culturais, ecológicas e econômicas que as acompanham” pois “o fato é que o lugar – como experiência de uma localidade específica com algum grau de enraizamento, com conexão com a vida diária, mesmo que sua identidade seja construída e nunca fixa – continua sendo importante na vida da maioria das pessoas, talvez de todas” (ESCOBAR, 2005).

Assim, há uma ausência do “lugar” nos trabalhos da Ciência Moderna, o qual tem sido ignorado pela maioria dos pensadores da filosofia ocidental (CASEY, 1993 *in* ESCOBAR, 2005). Como salienta Escobar (2005) *“o fato é que o lugar – como experiência de uma localidade específica com algum grau de enraizamento, com conexão com a vida diária, mesmo que sua identidade seja construída e nunca fixa – continua sendo importante na vida da maioria das pessoas, talvez para todas”*.

E o enfraquecimento do conhecimento sobre este lugar (que se relaciona com o local, o trabalho e as tradições) frente ao global (igualado ao espaço, ao capital e à história) tem decorrências significativas em nossa compreensão da cultura, do conhecimento, da natureza e da economia pois *“a experiência de desenvolvimento significa para a maioria das pessoas um rompimento do lugar”*, o que no âmbito ecológico, está vinculado *“à invisibilidade dos modelos culturalmente específicos da natureza (...)”*(ESCOBAR, 2005).

E estes modelos locais, segundo o autor, “*evidenciam um arraigamento especial a um território concebido como uma entidade multidimensional que resulta dos muitos tipos de práticas e relações*” e “*estabelecem vínculos entre os sistemas simbólico/culturais e as relações produtivas que podem ser altamente complexas*” (ESCOBAR, 2005).

Dentro desta perspectiva, a Etnociência aparece como um dos caminhos que mais tem contribuído para se compreender o conhecimento das populações tradicionais, ou seja, aquelas que apresentam “*padrões de comportamento transmitidos socialmente, modelos mentais usados para perceber, relatar e interpretar o mundo*” (DIEGUES, 1996, p. 87). Isto ocorre porque a Etnociência “*parte da linguística para estudar o conhecimento das populações humanas sobre os processos naturais, tentando descobrir a lógica subjacente ao conhecimento humano do mundo natural, as taxonomias e classificações totais*” (DIEGUES, 1996, p.78).

Na maioria das sociedades tradicionais a natureza é compreendida de forma diferente àquela comumente disseminada no chamado mundo ocidental das ideias: não como propriedade privada, mas gerida de forma a garantir a manutenção dos seus ciclos, em particular para o desenvolvimento da agricultura. A produção sempre se baseou em um sistema de elementos combinados em que o lucro não é integral ou não é primordial, mas a subsistência, a manutenção da vida.

Segundo Claval (2002), cultura pode ser entendida, entre outros conceitos, como um conjunto de práticas, saberes e valores que cada um recebe e se adapta a situações de mudança, ao mesmo tempo que aparece como uma realidade única (resultante da experiência de cada pessoa) e social (resultante de processos de comunicação).

Leff (2002) corrobora essa visão ao afirmar que qualquer conhecimento sobre o mundo e seus componentes é condicionado pelo ambiente geográfico, ecológico e cultural em que se desenvolve determinado contexto social de formação, visto que as práticas de produção são dependentes do ambiente e da estrutura compartilhada de diferentes culturas. Essas práticas, por sua vez, geram formas de percepção e técnicas específicas de apropriação e transformação da natureza. Segundo ele, o desenvolvimento do conhecimento teórico acompanhou o conhecimento prático, e essas relações se aceleraram “*com o advento do capitalismo, com o surgimento da ciência moderna e a institucionalização da racionalidade econômica*” (LEFF, 2002, p. 21).

3 - A ETNOGEOGRAFIA: UM CONCEITO EM CONSTRUÇÃO

A relação entre a evolução das formas de relevo e o uso e gerenciamento delas pelas sociedades é inerente. São as sociedades, principalmente em suas funções econômicas, que produzem o espaço e para tal modificam a dinâmica geomórfica. Como salienta Sauer (1931 in NIR, 1983), o homem deve ser considerado um agente geomorfológico, pois ele tem cada vez mais as condições para a desnudação e agradação na superfície da Terra, o que é corroborado por Nir (1983), quando diz que o homem intervém na condição de estabilidade das paisagens no momento em que as usa para suas diversas atividades

econômicas/de assentamento. Segundo o autor, as transformações produzidas nos relevos a partir de sua ocupação e uso causam modificações nos processos geomórficos, que provocarão novas mudanças nas formas, havendo o surgimento de uma *Antropogeomorfologia*, ou seja, formas e processos correlatos do relevo produzidos/modificados pela ação antrópica.

Nesse pressuposto, e considerando que as ações humanas dentro de uma sociedade são regidas por duas vertentes principais – a econômica e a cultural, a Etnogeomorfologia pode ser definida como

“uma vertente da Geomorfologia que busca identificar e sistematizar os conhecimentos sobre formas e processos do relevo que comunidades de cultura tradicional produziram ao longo de gerações e hoje ainda são utilizados no modo como organizam seu espaço produtivo” (RIBEIRO, 2016, p. 178-179)

Temos que enquanto a Antropogeomorfologia estuda como as sociedades *agem* sobre os relevos, a Etnogeomorfologia busca entender *o conhecimento* sobre o relevo que as sociedades tradicionais produziram e usam para esta ação.

Assim, a Etnogeomorfologia seria um diálogo entre saberes acadêmico-científicos oriundos de toda uma evolução científica ocidental, baseados na razão e no método, e aqueles vernaculares, produzidos pela experiência vivida, passado através das gerações a partir de sua utilização nas demandas diárias de sobrevivência (RIBEIRO, 2015).

Como os processos endógenos acontecem lentamente, em uma escala geológica (a menos que eventos rápidos sejam tectônicos e vulcanismo), e, portanto, só podem ser entendidos a partir de observações e detalhes, muitos em medições de subsuperfície são os processos exógenos e erosão (compreendendo as etapas de destacamento do material, transporte e deposição) que constituem a questão central da Etnogeomorfologia. Como afirma Ab'Saber (1969, p.4).

(...) custa muito entender que a paisagem de afloramentos rochosos dá conta de apenas um determinado osso topográfico, e de fato são os sucessivos processos morfoclimáticos que realmente criam suas próprias modelagens e feições de relevo.

Os processos esculturais do relevo dependem principalmente de quatro fatores: a mineralogia do substrato rochoso, a morfologia estrutural (anteriormente produzida por forças endógenas), a ação climática e a ação humana sobre o terreno. Como estes dois últimos fatores, visíveis à superfície e levados a termo na escala histórica de tempo (muitos deles ocorrendo de forma praticamente instantânea aos olhos do observador), as comunidades tradicionais vem convivendo e buscando compreendê-los ao longo de sua histórica de uso e manejo das terras, em especial às de produção econômica (RIBEIRO, 2012).

Assim, conhecimentos como o geomorfológico, o geográfico, o pedológico/etnopedológico, o ecológico/etnoecológico, e o antropológico são necessários, voltando-se a Etnogeomorfologia principalmente para a gestão e planejamento do uso do solo, mas também podendo ser uma metodologia bastante rica

para o ensino de geomorfologia na educação básica, partindo do que o aluno já sabe sobre o tema, o conhecimento prévio ou cotidiano, adquirido através de experiências no seu dia a dia, e/ou na convivência com outras pessoas ou com a própria natureza (figura 1). Porém, o aspecto educacional não será tratado neste artigo, uma vez que suas discussões estão ainda em fase embrionária.

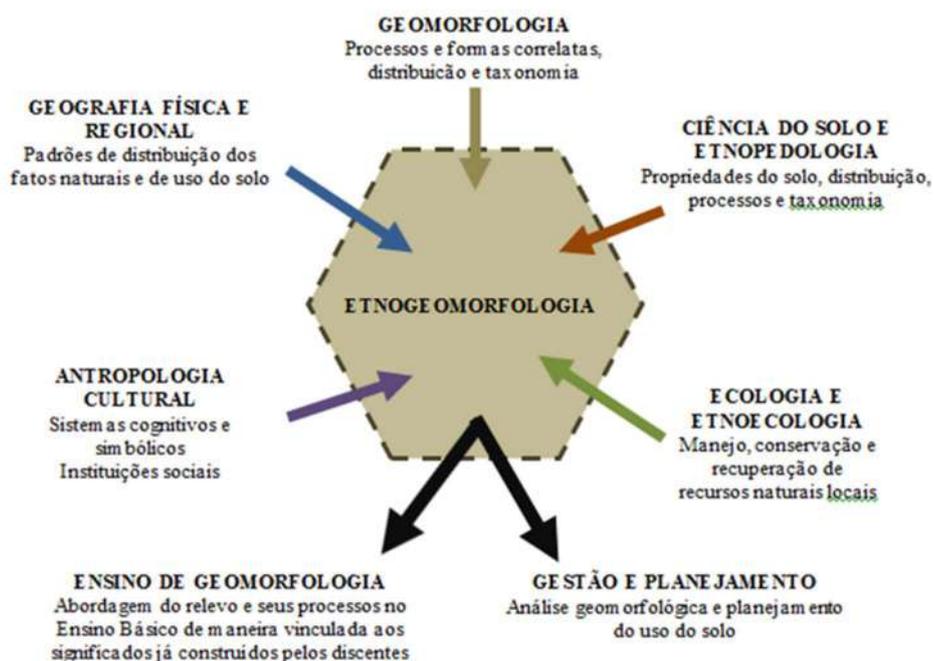


Figura 1. Etnogeomorfologia e suas relações interdisciplinares em busca de maior compreensão dos etnoconhecimentos sobre o relevo para planejamento/gestão e ensino. Fonte: Adaptado de Ribeiro (2012).

Assim, os objetivos dos estudos etnogeomorfológicos devem estar voltados para responder as seguintes questões básicas: 1) como as comunidades tradicionais compreendem e utilizam as formas de relevo? 2) como reconhecem, nomeiam e classificam estas formas e seus processos esculturadores? 3) de que maneira este conhecimento tradicional é utilizado na escolha dos usos e do manejo do espaço?

Para chegarmos à compreensão de como e com que eficácia os atores sociais (produtores primários) transformam a paisagem morfológica através de suas ações produtivas, necessário se fez sabermos como esta paisagem evolui de forma natural, de acordo com as leis físico-químico-biológicas que regem a morfoesculturação do relevo, assim como se estes agentes de transformação identificam e compreendem estes processos naturais e as influências de seus atos produtivos sobre os mesmos.

Desta forma, o ponto de vista multifocal torna-se fundamental e, assim, buscou-se criar um método que combinasse três vertentes dos estudos da paisagem (FIGURA 2):

- ✓ uma voltada para a visão integrativa de seus componentes - em especial o Geossistema e sua relação com o Território e a Paisagem, no chamado GTP

de Bertrand (2009), e a Ecodinâmica de Tricart (1977) e sua releitura feita por Bólos (1981, 1992) – a partir da qual são feitas as análises sobre os processos morfoesculturadores;

- ✓ uma baseada na concepção de Geografia Cultural de Sauer (2007), relacionada às diferentes ações impressas nas formas atuais da paisagem pelas sociedades que nela habitam, de acordo com suas história e cultura, da qual é inferido o conjunto de conhecimentos e técnicas tradicionais que as comunidades tradicionais tem e praticam sobre seu locus de vida e produção;
- ✓ e uma terceira, tendo os estudos perceptivos de Tuan (1980, 1983), como baliza mestra, codificando como esta paisagem é incorporada na dimensão cognitiva de seus atores, ou seja, como a percepção que os atores sociais do espaço tem dos elementos da paisagem – seus processos e formas – vai influenciar de forma decisiva suas ações sobre esta, modificando-a, moldando-a ou ao menos contribuindo para seu uso e manejo.



Figura 2. Lógica da combinação de pontos de vistas sobre a paisagem (a tríade Geossistema-Cultura-Percepção), utilizados nos estudos etnogeomorfológicos. Fonte: Ribeiro (2012).

4. CONHECIMENTOS TRADICIONAIS EM DUAS ÁREAS REPRESENTATIVAS DO NORDESTE BRASILEIRO: LITORAL E SERTÃO

Nas comunidades tradicionais, onde predominam os modos de produção pouco ou nada modernos, observa-se uma relação intrínseca entre o conhecimento empírico-funcional e o cultural, onde o ritmo da vida é determinado pela natureza. A cultura tradicional desses grupos se fundamenta, assim, nas especificidades do meio natural, e em seus ciclos nem sempre constantes.

Para exemplificar os estudos de Etnogeomorfologia produzidos na região do Nordeste brasileiro dois estudos de casos serão apresentados, sendo um desenvolvido em área de produção agropastoril semiárida no Ceará e outra no litoral de Pernambuco, com pescadores artesanais.

4.1 - Conhecimento tradicional sertanejo – A Etnogeomorfologia das áreas secas

O Nordeste semiárido é caracterizado por vastas extensões de pediplanos, esculpados principalmente em rochas cristalinas pré-cambrianas com solos rasos e pedregosos. Os cursos fluviais são predominantemente de regime intermitente e a vegetação de caatinga tem nessas áreas, a maior representatividade. Esses elementos estão direta ou indiretamente relacionados ao clima, quente com chuvas irregulares e concentradas.

Do ponto de vista ocupacional, as áreas semiáridas do interior nordestino são de baixa densidade populacional, com pequenas cidades e fazendas predominantemente grandes e médias, que praticam a agricultura tradicional e o gado de trato extensivo para o abate.

Podemos caracterizar a sub-bacia do rio Salgado, sul do Ceará, como um amplo anfiteatro voltado para o norte circundado pelas elevações sedimentares da chapada do Araripe (superfície de cimeira regional) e por maciços cristalinos residuais, ambos tendo sua evolução relacionada aos processos de pediplanação.

A dissecação geral do relevo apresenta-se fraca (textura topográfica grosseira, com valor de 1,08), indicando avançado estágio erosivo. Porém, nas áreas mais próximas às nascentes das drenagens há dissecação mais efetiva, sendo encontradas formas mais amorreadas, enquanto no pediplano, os processos de aplainamento já produziram relevos colinosos, bastante rebaixados, onde as drenagens correm em planícies bastante largas e recebem contribuição hídrica de pouquíssimos afluentes. Como afirma Ribeiro et al (2012, p. 2)

“Esta pediplanação, por meio do alargamento dos vales fluviais e rebaixamento paralelo das encostas, vêm nivelando o relevo de forma a produzir um aplainamento efetivo, o qual trunca estruturas cristalinas e sedimentares. Nestas planuras, mesmo as estruturas/litologias mais resistentes a estes processos vem sendo desgastadas, constituindo, porém, relevos relativamente elevados (cristas residuais) com amplitudes altimétricas na ordem de 40 a 100 metros.”

Em torno das elevações (residuais e/ou da cimeira do Araripe) pode ser identificado o desenvolvimento de pedimentos, verdadeiras superfícies de transporte dissecadas em colinas, onde os recuos das vertentes das elevações ocorrem de forma mais ativa (assim como nas encostas do Araripe), dando a estas áreas uma relativa instabilidade geomórfica.

Os conhecimentos etnogeomorfológicos da sub-bacia do rio Salgado vem sendo pesquisados por Ribeiro (2012, 2015, 2016) e Ribeiro et al (2012, 2015), com os produtores rurais sertanejos de cultura de subsistência, mostrando-se recorrentes entre as

comunidades visitadas, tanto em relação aos conceitos sobre erosão, movimentos gravitacionais de massa e sedimentação quanto às denominações e tipos de classificação das formas de relevo, o que lhes confere certa regionalização de conceitos.

Apesar de haver diferenças no tocante principalmente às formas de relevo - pois os locais estudados foram escolhidos exatamente buscando essas diferenças na morfologia – as classificações e nomenclaturas utilizadas pelos entrevistados se mostraram bastante similares. Foram identificadas oito formas de relevo: “chapada”, “talhado”, “serra”, “pé-de-serra”, “tabuleiros”, “serrotes”, “areias” e “baixios” (quadro 1), havendo uma setorização da paisagem:

1 - as áreas altas subdividem-se em chapada, talhado, pé-de-serra, serra e serrotes, individualizadas principalmente em relação às declividades e aos tipos de solos que apresentam;

2 - as áreas baixas subdividem-se em tabuleiros, areias e baixios, diferenciadas principalmente segundo o tipo de solo (arenoso ou argiloso) e o aporte de umidade, sendo os baixios também identificados pela quase ausência de declividades.

Quadro 1. Descrição das unidades etnogeomorfológicas identificadas por produtores rurais sertanejos no Cariri cearense.

UNIDADES ETNOGEOMORFOLÓGICAS	DESCRIÇÃO/CARACTERIZAÇÃO	
CHAPADA	relevo mais elevado de toda a região, sua superfície de cimeira, com forma plana e solos profundos, onde os processos morfoesculturadores são mínimos, não havendo entalhamento significativo	
TALHADO	escarpa arenítica, com altíssima declividade (próxima a 90 graus), decorrente dos processos evolutivos de recuo das escarpas da referida chapada, e que produz o material que compõe os colúvios dos “pés-de-serra” e dos “baixios”	
SERRA	relevos mais altos e declivosos, onde os solos são mais rasos e pedregosos e os principais processos morfoesculturadores são de degradação – erosões e movimentos gravitacionais de massa	
PÉ-DE-SERRA	declividades medianas, verdadeiras superfícies de transporte (e algumas vezes de acumulação, quando a declividade decai)	localizam-se junto às maiores elevações, sendo pedimentos compostos basicamente de colúvios mal selecionados
TABULEIROS		colinas rebaixadas pelos processos de pediplanação, apresentando declividades ainda mais baixas e solos mais rasos e menos pedregosos que os primeiros
SERROTE	colinas relacionadas com processos morfoesculturadores mais severos - representantes de fases do processo de pediplanação mais desenvolvidas	desníveis maiores compostos de solos pedregosos
AREIAS		muito rebaixadas e com solos mais arenosos.
BAIXIOS	terrenos mais baixos da paisagem, planos, com solos mais profundos originados da acumulação de sedimentos trazidos das partes mais elevadas adjacentes	

Fonte: Adaptado de Ribeiro (2012)

Deste modo, podemos fazer uma relativa comparação entre a classificação do relevo feita a partir do conhecimento geomorfológico acadêmico, e aquela baseada na etnogeomorfologia sertaneja, oferecendo um quadro correlativo entre estas duas formas de saber complementares quando se trabalha com desenvolvimento local (figura 3).

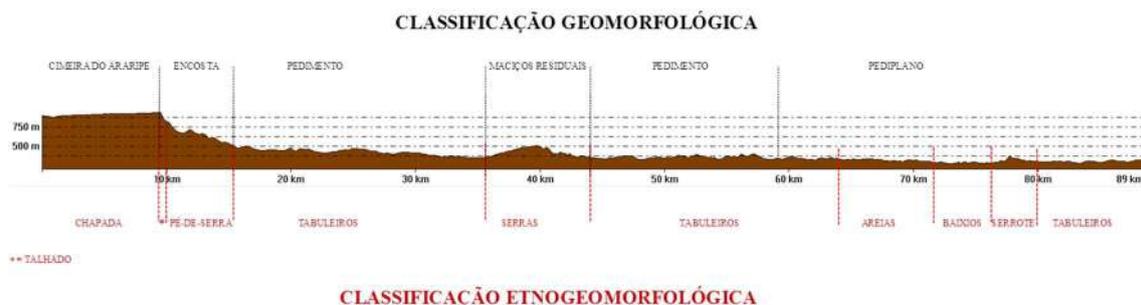


Figura 3. Correlação entre classificações geomorfológica acadêmica e etnogeomorfológica da sub-bacia do rio Salgado, segundo a topografia. FONTE: Ribeiro (2012).

No tocante aos processos geomórficos exógenos, alguns se mostraram recorrentes e que são bem compreendidos por todos, como se pode observar no quadro 2.

Ponderando que os etnoconhecimentos geomórficos (etnogeomorfologia) destes produtores rurais, foram desenvolvidos a partir de observações dos processos durante gerações (“empiricismo prático”), podemos considerá-los como muito aproximados daqueles acadêmicos, distinguindo-se deles apenas pelas denominações dadas (às formas e processos) e ao componente eminentemente prático de seus conceitos, uma vez que foram produzidos de forma concomitante às necessidades de melhor compreender o ambiente do qual dependem para a sobrevivência.

Portanto, para fins de um desenvolvimento onde se procura uma maior articulação entre as potencialidades locais (recursos naturais, recursos humanos, cultura, infraestrutura, etc.), para organizar a produção com vistas a melhorias de vida da população, podemos propor a mesclagem dos conhecimentos acadêmicos e tradicionais, no tocante aos saberes etnogeomorfológicos, a fim de estimular as práticas benéficas à produção e ao ambiente, assim como esclarecer de forma mais consistente, mais coerente, dentro da lógica cognitiva dos atores locais, o porquê de algumas formas de manejo do solo serem prejudiciais à manutenção de um ambiente saudável e de uma produção constante.

Quadro 2 - Processos geomórficos reconhecidos pelos produtores rurais sertanejos do Cariri cearense

PROCESSO GEOMÓRFICO	DENOMINAÇÃO ETNOGEOMORFOLÓGICA	EXPLICAÇÃO
Erosão difusa	“perda da goma da terra”	relacionada principalmente a grandes quantidades de chuvas (“ <i>inverno muito forte</i> ”), mas também ao fato dos solos estarem “ <i>cansados</i> ”. Segundo eles, quando não se devolve ao solo o que os cultivos retiram, os solos vão enfraquecendo e as chuvas fortes retiram a “ <i>goma da terra</i> ”, ou seja, o que dava união às partículas dos solos (argilas e matéria orgânica), assim como a “ <i>vitamina da terra</i> ” (nutrientes), o que dá força ao plantio, indo, ambas, para os locais mais baixos do terreno ou para os rios e riachos, mesmo que não seja visível (sem cicatrizes).
Erosão concentrada (sulcos, microrravinas, ravinas e voçorocas)	“solo cortado”, “valetas”, “levadas” e “grotas”	Deixa cicatrizes nos terrenos e também é vista como decorrência das chuvas fortes, porém, relacionadas principalmente (mas não somente) ao solo descoberto e ao uso de tratores, uma vez que o arado muito profundo traça os caminhos preferenciais para o escoamento das águas e acaba sendo “ <i>cavado</i> ” cada vez mais por elas.
Movimentos gravitacionais de massa	“desabamento”	ocorrem devido ao encharcamento e consequente aumento de peso dos solos localizados em áreas de <i>maiores declividades</i> : segundo eles os quando há uma chuva muito intensa, o solo das áreas de “serras” ou do “talhado” (ou seja, com maiores declividades) absorve muita água, tornando-se mais pesados e acabam “ <i>desabando</i> ”.
Deposição	“crescimento do baixio” e “riachos mais rasos”	Identificam locais onde os “ <i>baixios cresceram</i> ” (acumularam sedimentos e expandiram suas áreas), assim como, onde os “ <i>rios ficaram mais rasos</i> ” (assorearam).

Fonte: Adaptado de Ribeiro (2012)

4.2 - Conhecimento tradicional dos pescadores – a Etnogeomorfologia Costeira e Estuarina

O estudo do conhecimento especificamente etnogeomorfológico no litoral, que inclui além da morfologia emersa, as feições submersas (marinhas e fluviomarinhas) e ainda os processos hidrodinâmicos costeiros que modelam a paisagem, foi trabalhado recentemente por Lopes (2017), e revelou vastos conhecimentos sobre formas estuarinas e costeiras, bem como sobre processos hidrodinâmicos, geomorfológicos e sedimentológicos esculturadores da costa.

Os conhecimentos do mar abrangem, dentre outros elementos, os ecossistemas marinhos, as marés, as correntes, a temperatura e a salinidade. Na terra há a demanda pelo domínio das técnicas de preparação para a pescaria, como o trabalho de tecer das redes, e a organização social da pesca. Já o céu requer conhecimentos sobre as condições atmosféricas, ventos, chuvas, secas e a influência de astros como a Lua (SALDANHA, 2005; SILVA, 2006).

Para o pescador os meios de produção não empregam os homens marítimos, mas, são por eles empregados e utilizados como uma espécie de extensão do corpo, para que possam sentir o mar e os pescados, objetivando a concretização de sua arte. O tipo de vento, por exemplo, é identificado e sentido “pelo balanço do barco”, ocasionado pelas marés e/ou ondas, esse movimento informa ao pescador o comportamento do oceano e quais as melhores decisões a serem tomadas de acordo com esse contexto (RAMALHO, 2011).

Allut (2000) destaca que o pescador compreende o mar por suas tonalidades, pelo som que ele emite e pelo cheiro da maresia que ele exala. Segundo o autor, esses aspectos indicam se as condições marítimas estão favoráveis ou não para a pesca. Assim, não é por causalidade que a distribuição dos recursos pesqueiros no espaço marinho é compreendida, mas associa-se à condicionantes ambientais que incluem o substrato de fundo e suas peculiaridades topográficas, a temperatura e salinidade da água, a dinâmica das marés e correntes, as características biológicas dos ecossistemas marinhos (e também fluviais e lacustres).

Diante do exposto, é notório que a compreensão da configuração geomorfológica e processual da zona costeira é um dos pré-requisitos para uma pesca bem sucedida, já que “o relevo marinho condiciona formas distintas de pescaria e a configuração dessa geologia define quais são os locais apropriados para a utilização de cada uma das artes de pesca” (SALDANHA, 2005, p.123). Dentro dessa perspectiva, Cardoso (2001) aborda sobre a importância do relevo emerso e submerso na atividade pesqueira:

O relevo interage nas pescarias em sua porção emersa e submersa. A configuração da linha da costa e sua continuidade abaixo d'água condicionam formas distintas de pescaria, tais como o arrastão de praia, o cerco da costeira, o cerco fixo, o cerco flutuante, entre outros. O relevo emerso é parte da referência para os processos de marcação dos pesqueiros, dos caminhos e dos obstáculos submersos no fundo do mar - parcéis, pedras, naufrágios. (...) O relevo emerso é responsável ainda, em associação com a

circulação das águas oceânicas, por características próprias do comportamento do mar, como áreas abrigadas, áreas batidas, áreas de embate de ondas. (...) Se o relevo emerso é visível e facilmente apreendido, a configuração do fundo marinho somente é conhecida a partir do uso de instrumentos. Ainda que equipamentos modernos cumpram esta função, o conhecimento de pescadores artesanais construiu formas simples de apreensão do fundo marinho. (p.70-72)

Corroborando com essa ideia, Diegues (1999) ressalta que os pesqueiros de boa produtividade, descobertos e guardados cuidadosamente pelo pescador artesanal, possuem marcas de referência que podem ser físicas e visíveis, mas que também podem ser invisíveis. Segundo Maldonado (1993) citado pelo autor, esses pesqueiros são marcados e guardados em segredo através do sistema de caminho e cabeça pelos pescadores do Nordeste, ou seja, o pescador descobre esses pesqueiros através de um complexo sistema de triangulação de pontos para o qual usa como referência dentre outros elementos, acidentes geográficos da costa e picos de morro. Portanto, conhecer o relevo emerso e submerso significa saber se localizar no espaço marinho, dominar territórios no mar, traçar rotas aquáticas seguras, encontrar e guardar pesqueiros, obtendo, portanto, uma maior produtividade.

Vários condicionantes ambientais influenciam a atividade pesqueira, como variações sazonais, aspectos geográficos, condições climáticas e flutuações naturais das populações exploradas. Mas também é impactada por diversos condicionantes sociais como competição por espaço e uso dos recursos com demais setores produtivos, como o da pesca industrial; oscilações nos padrões de consumo; impactos socioambientais causados pela expansão urbana, industrial e do turismo e encaminhamentos decorrentes de políticas públicas e propostas de manejo (quando existentes) (GARCEZ, 2007). A associação desses condicionantes revela a situação de vulnerabilidade e incertezas que permeiam a vida do pescador artesanal, além da invisibilidade desses grupos diante das tomadas de decisões do poder público.

O trabalho de investigação etnogeomorfológica costeira foi desenvolvido no litoral norte de Pernambuco, no município de Goiana, compreendendo quatro comunidades de pescadores artesanais: Atapuz, Barra de Catuama, Carne de Vaca e São Lourenço. A área está inserida na Bacia Sedimentar da Paraíba, cuja porção emersa apresenta uma espessura de depósitos sedimentares em torno de 300 metros na linha de costa, não havendo grabens profundos (ALCANTARA; TORRES; LIMA, 2014; BARBOSA; LIMA FILHO, 2005).

A faixa costeira de Goiana apresenta significativa diversidade litológica, com depósitos Cretáceos-paleocênicos do Grupo Paraíba, depósitos Plio-pleistocênicos da Formação Barreiras e Depósitos Quaternários, litologia essa com grande influência an gênese do relevo da área em questão, dividindo-o em três unidades: Tabuleiros Costeiros, Domínio Colinoso e Planície Costeira (CPRH, 2003; OLIVEIRA, 2003 e SILVA, 2012).

Na área estudada encontram-se dois dos quinze estuários do estado: o Goiana-Megaó, do tipo planície costeira e o Itapessoca, do tipo ria (SILVA *et al.*, 2011). De acordo com os dados oceanográficos, a costa de Pernambuco é do tipo mesomaré, dominada por ondas derivadas da ação de ventos alísios brandos de direção E-SE entre os meses de abril e setembro, e de maior magnitude nos meses de agosto e setembro, e no período de outubro a março, com direção N-NE e menor intensidade. As marés, com valores de altura variando de 2,4 metros para sizígia máxima e 0,7 metros para a maré de quadratura, são semidiurnas (ASSIS, 2007).

A cobertura vegetal é composta por remanescentes de Mata Atlântica, localizados principalmente nos rebordos de tabuleiros e morros de alta declividade e, em menor proporção, nas colinas e modelados suaves da porção oriental da área. Os manguezais ocupam as áreas de influência das oscilações das marés, mas já não são mais tão amplamente encontrados, uma vez que se encontram degradados pela ocupação de maior intensidade, especialmente urbana, assim como pela pesca predatória, deposição de resíduos sólidos e também pelo avanço dos empreendimentos de carcinicultura.

A área contempla ainda a Reserva Extrativista Acaú- Goiana, que visa à proteção e conservação dos recursos naturais renováveis a fim de garantir o seu uso sustentável (CPRH, 2003).

Neste contexto geoambiental, os pescadores artesanais reconhecem diversas formas de relevo, dentro de sua percepção etnocientífica, sendo estas pertencentes aos ambientes terrestre, estuarino e marinho. O quadro 3 sintetiza as formas reconhecidas, trazendo os seus conceitos científicos e etnogeomorfológicos.

Quadro 3 - Classificação etnogeomorfológica identificadas pelos pescadores artesanais do litoral Norte de Pernambuco.

NOMENCLATURAS		CONCEITOS	
ACADÊMICA	LOCAL	ACADÊMICO	LOCAL
Encosta	Ladeira	“Declive nos flancos de um morro, de uma colina ou de uma serra” (GUERRA, 1993).	“A parte que desce”, “descendo”.
Praia	Praia, Beira de Praia, Beira-Mar	Acúmulo de sedimentos em geral não consolidados, variando em tamanho, de areia muito fina até seixos, e ocasionalmente pedregulhos, contendo muitas vezes material conchoso (BARBOSA, 2007; BIRD, 2008).	“Costa é igual à beira de praia”.
Apicum	Salgado ou “Saigado”	Zona de solo geralmente arenoso, ensolarada, de elevada salinidade ou acidez, desprovida de cobertura vegetal ou abrigando uma vegetação herbácea (NASCIMENTO, 1993 <i>apud</i> SCHAEFFER-NOVELLI, 2008).	“Área limpa que fica no meio do mangue” onde “a maré faz divisa com a terra” com “areia branquinha, parece sal”.

Margens	Beirada, Bardo, Encostada ou costada	Terra que ladeia um rio ou corrente de água e constitui-se em Área de Preservação Permanente – APP (MELO <i>et.al.</i> , 2008).	“O barranco alto entorno do rio”, “o limite até onde é raso”, “a área que fica na divisa água-mangue”.
Barras arenosas marinhas e fluviais	Croa, Croá ¹	Estruturas morfológicas muito notáveis em ambientes praias, situadas na zona submersa próxima da costa e importantes no que diz respeito ao volume de sedimentos armazenados (BARBOSA, 2007; CALLIARI <i>et. al.</i> , 2003).	“Uma parte seca, com areia”, “junta aquele banco de areia quando chove”.
Recifes e Beachrocks	Pedra da Galé, Arrecife	Os recifes são produtos da construção ativa de organismos marinhos junto a sedimentos que crescem em combinação com seus detritos, construindo estruturas rígidas e resistentes a ação das ondas (POPP, 2014). <i>Beachrocks</i> caracterizam-se por areias quartzosas, até cascalhos e conchas de moluscos, consolidados por cimento carbonático, dispondo-se sobre uma faixa estreita e retilínea paralela à linha de praia (CASTRO; SUGUIO, 2011).	“Uma pedra que nasceu no meio do mar” e que “roda o mundo”; “é uma pedra só, só que em determinados locais ela aparece mais para fora ou para dentro”; “aqui ela não aparece muito... tem canto que é raso que ela aparece todinha”.
Leito	Canal, Rio	Canal escavado na parte mais baixa do vale, modelado pelo escoamento da água, ao longo da qual se deslocam, em períodos normais, as águas e os sedimentos do rio (MELO <i>et.al.</i> , 2008).	“A área mais funda do rio”.
Foz	Boca de rio, Boca da Barra	O local onde um rio deságua, podendo ser outro rio, lago, lagoa ou mar (MELO <i>et al.</i> , 2008).	“Onde acaba um e começa o outro”, “lugar fundo que vai para o mar aberto”.
Afluentes	Braço de rio	Curso de água, cujo volume ou descarga contribui para aumentar outro, no qual deságua (APRH, 2007).	“O rio grande é o mar aberto, é o mar aberto o rio grande, e os rios pequeno (braço de rio) é o rio que tem mangue, que desce água doce”.
Camboa ou Maceiós	Camboa, Maceió	Pequenos rios próximos ao oceano, que enchem com os fluxos das marés e secam parcialmente ou totalmente com o refluxo (BELLO, 2006; MARINHO, 2011).	“Maceió é as valeta (...) quando chega o inverno elas enche”, “a água corre direto para o mar”, “pequeno braço de rio”.

¹ Cardoso (2001) cita algumas formas geomorfológicas associadas ao fundo marinho, dentre elas está as *croas*, denominadas pelos pescadores de “*coroas*”, ou seja, de maneira muito similar ao observado aqui.

Canal	Canal, Barra	“Zona deprimida do perfil de praia submarina, com disposição mais ou menos paralela à praia emersa, normalmente associada a uma barra submarina” (APRH, 2007).	“A parte mais funda”, “área escura que fica entre as croas”.
Nascente ou Alto curso fluvial	Cabeceira do rio	Porção superior dos cursos d’água (nascentes) ou porção superior dos estuários, até onde se observa a variação da maré (MARINS, 2010).	É onde “divide com água doce” e acaba a salinidade.
Canal de Mar e Canal de Maré	Braço de Mar, Braço de Maré	O braço/canal de mar é definido como “um canal largo de mar que penetra terra adentro, sem relação com as suas dimensões absolutas”. Já o braço/canal de maré, é um canal que se estende por considerável distância terra adentro, sendo mantido pelo fluxo das marés enchente e vazante. Glossário de Termos Geológicos (2013).	“O braço de mar entra para o rio”, “o braço de maré é o mar manso, e o mar lá fora é brabo”.
Mar proximal (Plataforma Continental Interna)	Mar de Dentro, Mar de Terra ² , Mar de Costa	Compreende o espaço marítimo mais próximo à costa (SILVA; GARCIA, 2013).	É o “mar manso” de menor profundidade.
Mar distal (Plataforma Continental Externa)	Mar de Fora, Alto Mar	Compreende todo o espaço e a distância além do limite do mar de dentro (SILVA; GARCIA, 2013).	É “mar aberto”, é mais “brabo”, “pesado” e perigoso”, “só vê céu e terra”.
Ilha	Ilha	“Porção de terra firme, situada no mar, lago ou rio, cercada de água por todos os lados” (IBGE, 1999).	Ilha do Celeiro (Itapessoca), Ilha de Itamaracá, “protege do avanço”
Laje	Laje	Afloramento rochoso submerso (as vezes emerso) e raso de grande extensão. Diz respeito a toda forma com essas características	“É só pedra!”, “laje de pedra é raso”, “a rebentação é a laje de pedra que também se chama como arrecife (...) arrecife é só o modo de dizer, porque lá também é laje de pedra, é a mesma coisa, só muda o nome”
Cabeço	Cabeço	“Feição submersa de formato arredondado presente no assoalho oceânico, entretanto, é menos proeminente que um monte submarino”. (MARINS, 2010).	“Pedras grandes” que aparecem na maré seca, uma “área seca” de pedra, “na maré baixa aparece”.

² O termo também é observado no trabalho de Cardoso e é utilizado com o mesmo sentido (2001).

Talude Continental	Paredes, Paredão	É representado pela pendente relativamente íngreme, que se estende da quebra da plataforma até o sopé continental (COUTINHO, 2005).	“Porque na rebentação é raso, mas se você for andando pra dentro da rebentação para lá a gente já chama ‘as parede’, porque, por exemplo, você tá andando aqui raso, raso, chega ali tanto faz uma profundidade imensa (...)”.
---------------------------	---------------------	---	--

Fonte: Adaptado de Lopes (2016).

Outras formas também foram mencionadas, como o “poço” ou “poça”, um local fundo do leito do rio, a “baixada, parte mais funda”, o “lugar fundo onde a maré cava”. Outra forma análoga a essa é “fundão” ou “purão”, também uma área submersa profunda - porém, através das descrições parece ter maior dimensão e ser localizada na área da foz, sendo “o local onde os navios passavam antigamente”.

Os processos modeladores da paisagem geomorfológica costeira e estuarina são controlados pela hidrodinâmica, especialmente pela ação das marés. Silva e Garcia (2013) sobre as marés descritas pelos pescadores de Lucena/PB, ressaltam que estas, junto com o vento e a lua, determinam as boas condições para a pesca. Porém, enfatizam que a maré é o de maior peso, corroborando assim com o que foi observado em Goiana/PE. A dinâmica das marés é classificada e descrita como exposto nos Quadros 4, 5 e 6. Conhecimentos similares foram encontrados nos trabalhos de Alves e Nishida (2002), Ramalho (2004), Nascimento (2014) e Silva e Garcia (2013).

Quadro 4. Ciclo diário das marés segundo classificação etnogeomorfológica.

CICLO DIÁRIO DAS MARÉS			
Nomenclatura Acadêmica	Nomenclatura Local	Conceito Acadêmico	Conceito Local
Maré enchente	Maré de enchente	O processo de subida do nível da maré, ou seja, transição da baixamar, para preamar (APRH, 2007).	“Quando ela está enchendo”
Maré vazante	Maré de vazante	O processo de descida do nível da maré, ou seja, transição da preamar até baixamar (APRH, 2007).	“Quando ela está vazando”
Preamar	Maré alta, maré cheia	“Nível máximo de uma maré cheia” (APRH, 2007).	_____
Baixamar	Maré baixa	“Nível mínimo de uma maré” (APRH, 2007).	_____

Fonte: Adaptado de Lopes (2016).

Quadro 5. Ciclo mensal das marés segundo classificação etnogeomorfológica.

CICLO MENSAL DAS MARÉS			
Nomenclatura Acadêmica	Nomenclatura Local	Conceito Acadêmico	Conceito Local
Marés de sizígia ou marés vivas	Maré grande	“Maré com maior amplitude que ocorre quando a Lua, a Terra e o Sol estão alinhados, isto é, durante as fases de Lua Nova e Lua Cheia.” (APRH, 2007).	É uma “maré alta acima do normal”, “alaga o mangue todo”, “é uma maré secadeira”, “corre muito”.
_____	Maré de quebramento	É o intervalo entre as fases lua cheia – quarto minguante e lua nova- quarto crescente, quando o nível das marés está decrescendo gradativamente.	Quando ela está “baixando, secando, quebrando”, ela passa seis dias diminuindo até a fase de “cabeça de água morta”. “Quando a gente pensa que ela tá secando ela já tá enchendo”.
Maré de quadratura	Maré morta, maré pequena	“Maré com menor amplitude que ocorre quando a Lua está em quadratura com o Sol, isto é, durante o quarto crescente e o quarto minguante”. (APRH, 2007).	“Não cresce e nem seca”, “ela não tem velocidade de jogar a água lá em cima, não tem correnteza”, “enche mais devagar e com menos força, “só bota no nível do bardo (margens)”.
_____	Cabeça de água morta	É o nível mais baixo que a maré de quadratura pode chegar.	É os últimos dias da “maré morta”, onde ela “amanhece o dia parada e depois vai lançar”, “a maré mais baixa é cabeça de água morta, quando vai dar lançamento.”
_____	Maré de lançamento	É o intervalo entre as fases quarto minguante- lua nova ou quarto crescente- lua cheia, quando o nível das marés está aumentando gradativamente.	“Passa a semana crescendo”, “onde ela botou ela já vai botar mais para cima”, ela é muito “corredeira”.

Fonte: Adaptado de Lopes (2016).

Quadro 6. Ciclo anual das marés segundo classificação etnogeomorfológica.

CICLO ANUAL DAS MARÉS			
Nomenclatura Científica	Nomenclatura Local	Conceito Científico	Conceito Local
Marés vivos equinociais	Maré de carnaval, Maré de março, Maré de Agosto	“Maré que ocorre quando o Sol está próximo ao Equinócio, sendo caracterizada por variações de marés de sizígia maiores do que a média” (MARINS, 2010).	“O mar cresce mais”, “chega aonde as outras não chegam(...) é a maior maré que se vê”.

Fonte: Adaptado de Lopes (2016).

Foi identificada também nomenclatura para as marés de acordo com a sua relação com as fases da lua, ocorrendo da seguinte forma:

- “Noite” ou “dia de lua” (lua cheia) ocorre a “maré de lua” (maré de sizígia);
- “Noite de escuro” (lua nova) ocorre a “maré de escuro” (maré de sizígia);
- “Dia de quarto” (quarto crescente e minguante) ocorre a “maré de quarto” (maré de quadratura).

Outros processos hidrodinâmicos foram reconhecidos pelos pescadores artesanais do Norte de Pernambuco, e se encontram descritos no Quadro 7.

Quadro 7 - Outros processos hidrodinâmicos reconhecidos pelos pescadores

OUTROS PROCESSOS HIDRODINÂMICOS			
Nomenclatura Científica	Nomenclatura Local	Conceito Científico	Conceito Local
Corrente de maré	Correnteza, carreira d’água	“Movimentação horizontal alternante da água em função da subida ou da descida das marés” (MARINS, 2010).	Aparece quando a maré está enchendo ou vazando e tem sua força e direção ditada pela ação do vento, é a “velocidade da maré”, “a maré grande tem correnteza maior ³ ”.
Refluxo	Repuxo	Movimentação da água, após o espraio, na direção do oceano (APRH, 2007).	“O repuxo ocorre mais onde tem as ondas”, “em área de mar aberto dá mais repuxo, que é aquela onda que bate ali e quando ela volta, ela pula e levanta”.

Fonte: Adaptado de Lopes (2016).

³ A afirmação do pescador é validada por Bird (2008), que destaca que as mais fortes correntes de maré são geradas por marés vivas, porque há um maior volume de água sendo movido.

Algumas conclusões podem ser delineadas a partir dessas reflexões, a partir da análise das descrições dos pescadores, sobre as feições etnogeomorfológicas emersas e submersas:

1. Há significativa diversidade de formas reconhecidas, especialmente no ambiente submerso;

2. Semelhança das morfologias submersas com aquelas emersas, conjecturadas por meio de relações nos aspectos topográficos: “o rio é que nem a terra, a senhora não vê a terra que é baixo e alto? A mesma coisa é o rio, tem lugar que tem uma barreira dentro d’água, que o rio é bem raso, e tem lugar que é bem alto”;

3. A compreensão da dinamicidade/sazonalidade de algumas formas como, por exemplo, as croas: “as croa avançou”, “com o tempo as croa desaparece, o mar leva pra outro canto”, “antes aqui não tinha essas croa, veio de uns anos pra cá”;

4. A “universalidade”, ou seja, a ocorrência de algumas formas “em todo o mundo”, como é relatada sobre a Pedra da Galé (arrecifes/beachrocks): “é uma pedra que cruza o Brasil de uma ponta a outra, do Rio Grande do Sul ao Amazonas”, “arrodeia o mundo”;

5. As relações intrínsecas das formas de relevo com os habitats das espécies marinhas e estuarinas, aqueles podendo ser identificados como elementos ambientais determinantes para estas: “a Pedra da Galé tem corais onde o peixe fica morador do local”, “cabeço de pedra junta mais peixe”, “a tainha come na croa”;

Assim, como sinaliza Lopes (2017), os conhecimentos etnogeomorfológicos identificados, especialmente sobre processos, são concebidos pelos entrevistados como *determinantes* na atividade pesqueira, demonstrando que a origem desses conhecimentos se deve à apropriação da natureza para realizar a atividade de pesca.

5. CONSIDERAÇÕES FINAIS

As questões abordadas neste capítulo, decorrentes de análises produzidas a partir de abordagens etnogeomorfológicas de ambientes geomórficos diferentes, podem auxiliar nos processos de planejamento e de usos mais equilibrados das paisagens, uma vez que os sistemas de produção primária tradicionais podem e devem ser aprimorados.

Assim, a “etnogeomorfologia” dessas comunidades tradicionais, poderá vir a ser uma contribuição efetiva para melhorias no uso e manejo de suas áreas produtivas, uma através de um maior entendimento da lógica de como os principais (re)organizadores destas paisagens atuam sobre elas. Este viés teórico-metodológico pode ser um passo significativo para que intervenções políticas e técnicas, tendo maior respeito à cultura popular, sejam realmente eficazes para estas comunidades.

Como afirmam Ribeiro (2012) e Lopes (2017), a análise da percepção dos produtores primários sobre a dinâmica do seu ambiente de vivência e principalmente, de seu *locus* produtivo – sejam estas o solo/formas de relevo do sertão ou as formas e dinâmicas marinha e estuarina do litoral - se faz, assim, imprescindível para uma melhor adequabilidade das ações de desenvolvimento socioambiental local, podendo ser

viabilizadas a partir de políticas públicas de ordenamento territorial, como os planos de gerenciamento de bacias hidrográficas e de gerenciamento costeiro.

Referências Bibliográficas

AB'SABER, A. N. Gênese das vertentes pendentes em inselbergs do nordeste brasileiro. **Geomorfologia**. n.14, p. 6-8, 1969.

ALCANTARA, V. C.; TORRES, F. S. M.; LIMA, E. A. M. Evolução Geológica. *In*: TORRES, F. S. M.; PFALTZGRAFF, P. A. S. (org.) **Geodiversidade do estado de Pernambuco**. Recife: CPRM, 2014. p.15-32.

ALLUT, A. G. O Conhecimento dos especialistas e seu papel no desenho de novas políticas pesqueiras. *In*: DIEGUES, A. C. (org.). **Etnoconservação: novos rumos para a conservação da natureza**. 2. ed. São Paulo: NUPAUB-USP, 2000. p. 101- 123.

ALVES, R. R. N.; NISHIDA, A. K. A Ecdise do Caranguejo-Uçá, *Ucides Cordatus* L. (Decapoda, Brachyura) na visão dos caranguejeiros. **Interciencia**, v. 27, n. 3, p. 110-117, 2002.

ASSIS, H. M. B. **Influência da hidrodinâmica das ondas no zoneamento litorâneo e na faixa costeira emersa, entre Olinda e Porto de Galinhas, Pernambuco**. 2007. Tese (Doutorado em Geociências) – Centro de Tecnologia e Geociências, Universidade Federal de Pernambuco, Recife.

BARBOSA, J. A.; LIMA FILHO, M. Os Domínios da Bacia da Paraíba. *In*: CONGRESSO BRASILEIRO DE P&D EM PETRÓLEO E GÁS, 3., Salvador, 2005. **Anais...** Salvador: [s.n.], 2005. p. 1-6.

BERTRAND, G. E BERTRAND, C. O sistema GTP (Geossistema, Território, Paisagem). O retorno do geográfico? *In*: BERTRAND, C. e BERTRAND, G. **Uma geografia transversal e de travessias – o meio ambiente através dos territórios e das temporalidades**. Maringá/PR: Massoni, 2009. P. 305-306.

BÓLOS I CAPDEVILA., M. de Problemática actual de los estúdios de paisaje integrado. **Revista de Geografia**, v. 15, n.1-2, p.45-68,1981. Disponível em: <http://www.raco.cat/index.php/RevistaGeografia/article/viewFile/45940/56766> . Acesso em 17 de setembro de 2010.

BÓLOS, M. (org.) **Manual de ciencia del paisaje – teoría, métodos y aplicaciones**. Barcelona: Masson, 1992.

CARDOSO, E. S. **Pescadores Artesanais: natureza, território, movimento social**. 2001. Tese (Doutorado em Geografia Física) - Faculdade de Filosofia, Letras e Ciências Humanas, Universidade de São Paulo, São Paulo.

CASTRO, D. F. **A Pesca Artesanal de Pernambuco: Ações do governo do estado para o desenvolvimento sustentável da pesca artesanal**. [20-?]. Disponível em: http://www.semas.pe.gov.br/c/document_library/get_file?uuid=81fb1e5d-a03d-4995-b97f-5ba7e619142e&groupId=709017 Acesso em: 29 jul. 2019.

CLAVAL, P. “A volta do cultural” na Geografia. **Mercator - Revista de Geografia da UFC**, v. 01, n. 01, p. 19-28, 2002.

COMPANHIA PERNAMBUCANA DO MEIO AMBIENTE-CPRH. **Diagnóstico socioambiental do Litoral Norte de Pernambuco**. CPRH: Recife, 2003.

DIEGUES, A. C. S. **O mito moderno da natureza intocada**. São Paulo: HUCITEC, 1996.

DIEGUES, A. C. **Os saberes tradicionais e a biodiversidade no Brasil**. São Paulo: NUPAUB- USP/ PROBIO – MMA/ CNPq, 1999.

ESCOBAR, A. O lugar da natureza e a natureza do lugar: globalização ou pós-desenvolvimento? In: LANDER, E. (org) **A colonialidade do saber: eurocentrismo e ciências sociais. Perspectivas latino-americanas**. Ciudad Autónoma de Buenos Aires/AR: CLACSO (Colección Sur Sur) 2005, p. 133-168. Disponível em <http://bibliotecavirtual.clacso.org.ar/ar/libros/lander/pt/Escobar.rtf>. Acesso em 10.jul.2009.

GARCEZ, D. S. **Caracterização da pesca artesanal autônoma em distintos compartimentos fisiográficos e suas áreas de influência, no estado do Rio de Janeiro**. 2007. Tese (Doutorado em Geografia)- Centro de Ciências Matemáticas e da Natureza, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro.

LEFF, E. **Epistemologia ambiental**. 2.ed. São Paulo: Cortez, 2002.

LOPES, V. M. **Etnogeomorfologia costeira e estuarina em comunidades de pescadores artesanais no litoral de Goiana, Pernambuco**. 2017. Dissertação (Mestrado em Geografia) - Centro de Filosofia e Ciências Humanas, Universidade Federal de Pernambuco, Recife.

MALDONADO, S. C. A caminho das pedras: percepção e utilização do espaço na pesca simples. In: DIEGUES, A. C. (Org). **A imagem das águas**. São Paulo: Hucitec, 2000. p. 59-68.

NIR, D. **Man, a geomorphological agent – an introduction to Anthropic Geomorphology**. Jerusalem/Israel: Keter Publishing House, 1983.

OLIVEIRA, L. T. **Aspectos Hidrogeológicos da Região Costeira Norte de Pernambuco (Paulista a Goiana)**. 2003. Dissertação (Mestrado em Geociências) - Centro de Tecnologia e Geociências, Universidade Federal de Pernambuco, Recife.

PORTO-GONÇALVES, C.W. Apresentação da edição em português. In: LANDER, E.(org) **A colonialidade do saber: eurocentrismo e ciências sociais. Perspectivas latino-americanas**. Ciudad Autónoma de Buenos Aires/AR: CLACSO (Colección Sur Sur) 2005, p. 9-15. Disponível em <http://bibliotecavirtual.clacso.org.ar/ar/libros/lander/pt/ApreemPort.rtf>. Acesso em 10.jul.2009

RAMALHO, C. O mundo das águas e seus laços de pertencimento. **Raízes**, Campina Grande, v. 23, n. 01-02, p. 62–72, jan./dez. 2004.

RAMALHO, C. W. N. O sentir dos sentidos dos pescadores artesanais. **Revista de Antropologia**, v. 54, n. 1, p. 315-352, 2011.

RIBEIRO, S.C. Etnogeomorfologia na Perspectiva da Gestão Ambiental e Aprendizagem na Educação Básica. **Espaço Aberto/PPGG - UFRJ**, v. 6, n.1, p. 175-190, 2016.

RIBEIRO, S.C. Etnogeomorfologia sertaneja – estudo dos conhecimentos dos produtores rurais do sitio Canabrinha, distrito de Palestina do Cariri – Mauriti/CE acerca dos processos morfodinâmicos. **Geosaberes**, v. 6, número especial 2, p. 103 – 112, 2015.

RIBEIRO, S.C. **Etnogeomorfologia sertaneja: proposta metodológica para a classificação das paisagens da sub-bacia do rio Salgado/CE**. 2012. Tese (Doutorado em Geografia) – Instituto de Geociências, Centro de Ciências Matemáticas e da Natureza, Universidade Federal do Rio de Janeiro.

RIBEIRO, S.C.; LIMA, G. G.; MARÇAL, M. S.; CORRÊA, A. C. B. Etnogeomorfologia sertaneja: metodologia aplicada nos sítios Farias e Santo Antônio, Barbalha/CE. **Revista Geonorte** — Edição Especial, v. 2, n.4, p. 408-420, 2012.

RIBEIRO, S.C.; LIMA, G. G.; MARÇAL, M. S.; CORRÊA, A. C. B. Proposta de classificação geomorfológica da sub-bacia do rio Salgado na Mesorregião Sul Cearense. In: Simpósio Nacional de Geomorfologia, 9., 2012, Rio de Janeiro/RJ. **Anais...** Rio de Janeiro/RJ: UGB/UFRJ, 2012. p. 1-3. Disponível em <http://www.sinageo.org.br/2012/trabalhos/8/8-155-162.pdf> Acesso em 23 de junho de 2020.

RIBEIRO, S.C.; MARÇAL, M.S. e CORREA, A.C.B. Etnogeomorfologia sertaneja – o conhecimento tradicional do produtor rural nordestino sobre o relevo e seus processos na sub-bacia do rio Salgado/CE. **GEOgraphia**, v. 17, n.33, p. 205-224, 2015.

SALDANHA, I. R. R. **Espaços, recursos e conhecimento tradicional dos pescadores de manjuba (Anchoviella lepidentostole) em Iguape / SP.** 2005. Dissertação (Mestrado em Ciência Ambiental) - Programa de Pós-Graduação em Ciência Ambiental, Universidade de São Paulo, São Paulo.

SAUER, C.O. Geografia cultural. In: CORREA, R.L. e ROSENDAHL, Z. **Introdução à geografia cultural.** Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, 2007. p. 19-26

SCHAEFFER-NOVELLI, Y. **Situação atual do grupo de ecossistemas: manguezal, marisma e apicum, incluindo os principais vetores de pressão e as perspectivas para sua conservação e usos sustentáveis.** Brasília: Agência Nacional de Petróleo, Gás Natural e Biocombustíveis, 2008.

SILVA, F. A. N. **Análise do comportamento sedimentológico e hidrodinâmico da desembocadura norte do Canal de Santa Cruz-PE.** 2012. Dissertação (Mestrado em Geociências) - Centro de Tecnologia e Geociências, Universidade Federal de Pernambuco, Recife.

SILVA, J. B. **Territorialidade da Pesca no Estuário de Itapessoca-PE: técnicas, petrechos, espécies e impactos ambientais.** 2006. Dissertação (Mestrado em Geografia) - Centro de Filosofia e Ciências Humanas, Universidade Federal de Pernambuco, Recife.

SILVA, J. B.; GALVÍNCIO, J. D.; CORRÊA, A. C. B.; SILVA, D. G.; MACHADO, C. C. C. Classificação Geomorfológica dos Estuários do Estado de Pernambuco (Brasil) com Base em Imagens do LANDSAT 5/TM. **Revista Brasileira de Geografia Física**, v. 01, p. 118-133, 2011.

SILVA, S. M.; GARCÍA, M. F. O mar está pra peixe? Trabalho e natureza na pesca artesanal em Lucena, Brasil. **SEMATA**, Ciências Sociais e Humanidades, v. 25, p. 179-204, 2013.

TRICART, J. **Ecodinâmica.** Rio de Janeiro: FIBGE, 1977.

TUAN, Y. **Topofilia – um estudo da percepção, atitudes e valores do meio ambiente.** São Paulo: DIFEL, 1980.

TUAN, Y-F. Espaço e Lugar: A perspectiva da Experiência. Tradução de Livia de Oliveira, São Paulo: DIFEL, 1983.

33. DESAFIOS E PERSPECTIVAS DAS PESQUISAS SOBRE O PATRIMÔNIO GEOMORFOLÓGICO NO BRASIL

Vanda de Claudino-Sales¹ & Laryssa Sheydder de Oliveira Lopes²

¹ Mestrado Acadêmico em Geografia da Universidade Estadual Vale do Acaraú - UVA. E-mail: vcs@ufc.br.

² Instituto Federal do Maranhão - IFMA, Campus Bacabal. E-mail: laryssa.lopes@ifma.edu.br.

Resumo: As pesquisas sobre geodiversidade e geopatrimônio estão em franco crescimento no Brasil. Pode-se afirmar que se tem atribuído importância à proteção do patrimônio natural no território nacional, mas esse fato não vem sendo acompanhado de uma consciência do valor do patrimônio geomorfológico em particular, sobretudo no que tange à sua importância enquanto recurso ambiental, educativo, turístico e como suporte para a vida e as atividades humanas. Tal fato em parte deriva de pendências relativas a questões teóricas e conceituais básicas embasadoras dos conceitos de geomorfodiversidade e geomorfopatrimônio, que se acham ainda pouco trabalhados, e as indefinições impedem o avanço da temática. As perspectivas de crescimento das pesquisas e da inventariação do patrimônio geomorfológico nacional são, no entanto, promissoras, de forma a eventualmente ampliar as formas de proteção e preservação dos seus atributos em um futuro próximo.

Palavras-Chave: Geodiversidade. Geopatrimônio. Patrimônio Geomorfológico.

Abstract: The research about geodiversity and geoheritage are booming in Brazil. It can be said that the importance attributed to the protection of natural heritage in the national territory has been increasing, but this fact has not been accompanied by an awareness of the value of geomorphological heritage in particular, especially with regard to its importance as an environmental, educational, touristic and as a support for human life and activities. This fact partly derives from pending issues related to basic theoretical and conceptual issues that underlie the concepts of geomorphodiversity and geomorphoheritage, which are still little worked on, and this prevents the advance of the thematic. The prospects for growth in research and in the inventory of the national geomorphological heritage are, however, promising, in order to eventually expand the forms of protection and preservation of its attributes in the near future.

Keywords: Geodiversity. Geoheritage. Geomorphological Heritage.

Tema: Patrimônio Geomorfológico

1. INTRODUÇÃO

O tema patrimônio tem adquirido grande importância na sociedade contemporânea, seja como forma de culto ao passado, seja como reverência aos elementos sociais e naturais de dimensão monumental, podendo ser trabalhado na perspectiva cultural e natural. Porém, a maioria das publicações sobre a temática “patrimônio” trata apenas do conceito de Patrimônio Cultural (KARPINSKI, 2018). A discussão acerca do que venha a ser patrimônio natural ainda é rarefeita no que diz respeito à existência de reflexões teóricas que possibilitem a ampla compreensão do conceito.

Por outro lado, nos últimos anos, a produção bibliográfica vem utilizando também o termo “Patrimônio Ambiental”. A perspectiva do patrimônio ambiental é a de incluir a sociedade no seu bojo, já que, com frequência, o conceito de ambiente inclui tudo o que afeta diretamente todos os elementos naturais, tais como a água, a luz, o ar, solo e o conjunto dos seres vivos, inclusive os organizados em sociedade, como a sociedade humana (ART, 1998).

O uso frequente do conceito de Patrimônio Ambiental, e não de Patrimônio Natural, deriva das críticas ao conceito de Natureza como sendo um elemento meramente físico e biológico. Muitos ponderam que, com a “virada cultural” e os estudos “pós-coloniais”, seria tênue a fronteira entre natureza e cultura (EHRENFELD, 1993). Com efeito, vários autores colocam que não haveria mais sentido, nos dias atuais, da existência de uma rígida separação entre homem e mundo natural (SANTOS, 1996). Dentro desse contexto, passou-se com frequência a utilizar a ideia de existência de patrimônio exclusivamente cultural, mesmo quando se trata de bens ou recursos naturais (SCIFONI, 2006).

Essa não é, no entanto, a compreensão da Organização das Nações Unidas para a Educação, Ciência e Cultura (UNESCO), que no seu programa de Sítios do Patrimônio Mundial separa o Patrimônio em Cultural e Natural. Pautada na Convenção do Patrimônio Mundial, de 1972, a UNESCO define e classifica sítios do patrimônio natural de *per se*, os quais são considerados enquanto expressão de grandiosidade de processos naturais, físicos, geológicos e/ou biológicos, agregados à beleza estética. Esse conjunto, pelo olhar da Convenção do Patrimônio Mundial, necessitaria de preservação para garantir sua inviolabilidade e a sua existência ao longo do tempo, visando o seu usufruto pelas gerações futuras (CLAUDINO-SALES, 2019a).

Nessa perspectiva, foram definidos no Brasil até o momento sete sítios do Patrimônio Natural e um sítio misto, esse último apresentando elementos notáveis do ponto de vista tanto cultural quanto natural (UNESCO, 2020). Os sítios definidos são o Parque Nacional de Iguaçu (Figura 1), as Reservas Sudoeste da Mata Atlântica, as Reservas da Costa do Descobrimento, as Áreas Protegidas do Cerrado (Parques Nacionais da Chapada dos Veadeiros e das Emas), a Área de Conservação do Pantanal, o Complexo de Conservação da Amazônia Central, as Ilhas Atlânticas Fernando de Noronha e Atol das Rocas e, por último, Paraty e Ilha Grande (Cultura e Biodiversidade). Verifica-se, apenas pela denominação e localização, que em todos esses sítios brasileiros

do Patrimônio Mundial domina o sentido de grandiosidade, magnificência, exuberância e singularidade dos elementos naturais.

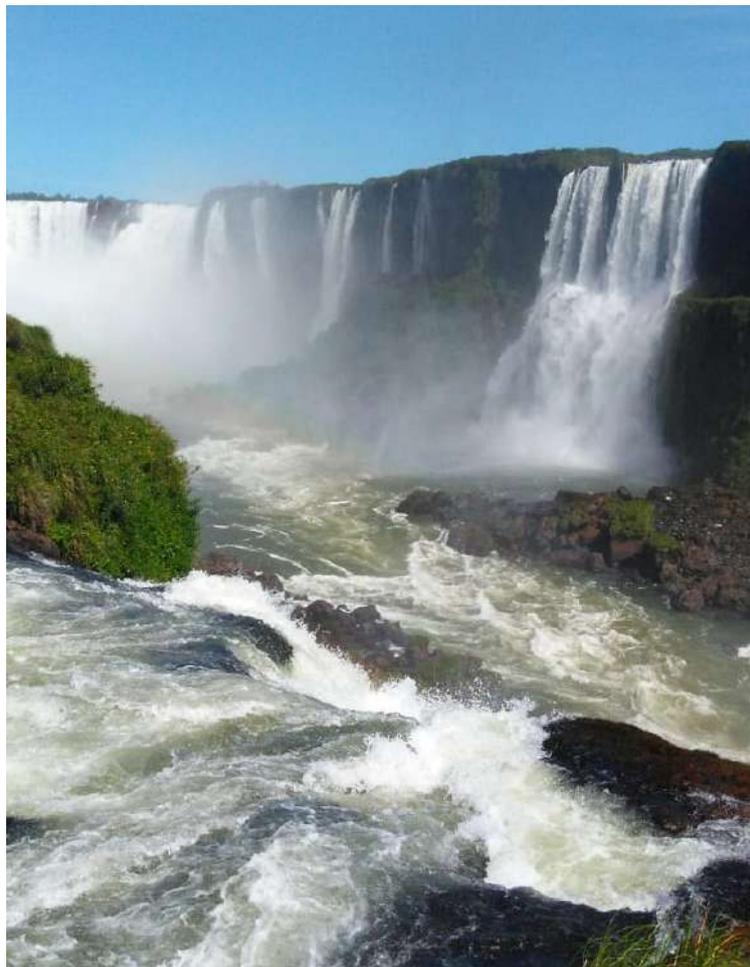


Figura 1. Grandiosidade e magnificência definem os sítios do Patrimônio Mundial Natural da UNESCO, a exemplo das Cataratas da Foz do Iguazu. Foto: Sousa, J. L. (2018).

Efetivamente, a UNESCO classifica sítios do Patrimônio Mundial como sendo áreas detentoras de valor universal excepcional do ponto de vista da beleza natural, da ciência ou da conservação. Essa conceituação e classificação abriu espaço para a prática de patrimonialização, que passou desde então a permear políticas públicas municipais, estaduais, nacionais e globais.

A patrimonialização representa a atribuição de valores a elementos, signos culturais e símbolos (sítios históricos, cidades, paisagens naturais, ritmos, festas etc.), realizada na perspectiva da conservação. Nesse cenário, da valorização ou da atribuição de valores a sítios naturais, surge o conceito de geopatrimônio e, no bojo deste, mais recentemente, também o de patrimônio geomorfológico.

Os elementos constituintes da geodiversidade de um lugar possuem valores intrínsecos e ecológicos que existem de *per si*, independentemente da percepção humana. Todavia, quando os elementos da geodiversidade são utilizados pela sociedade para

diversos fins – uso turístico, didático, econômico, religioso, científico, dentre outros - eles passam a ser dotados de valores antropocêntricos, prática entrelaçada dessa feita à percepção humana. Os elementos da geodiversidade aos quais são atribuídos valores representam o geopatrimônio. Como categorias do geopatrimônio, podemos citar os patrimônios geológico, hidrológico, pedológico e geomorfológico, sendo este último enfatizado neste artigo.

Partindo assim da ideia de concessão de valores a determinadas áreas, tal qual definido pela UNESCO a partir da Convenção do Patrimônio Mundial, Panizza (2001) define patrimônio geomorfológico como sendo as formas de relevo às quais foi atribuído determinado valor. Essa conceituação é bem aceita no meio científico e é a usada neste artigo. No entanto, cabe discussão sobre os valores definidos para o patrimônio natural, o que já não é tão consensual no meio acadêmico e de gestão visando a conservação da natureza.

A temática “Patrimônio Geomorfológico” está crescendo em nível nacional em todas as instâncias na última década, de forma a se transformar em um assunto pungente para um grande número de pesquisadores que atuam em diversas especialidades da geomorfologia. No entanto, coloca-se que as discussões teóricas não parecem estar acompanhando a inventariação do patrimônio geomorfológico nacional na mesma dimensão, o que se faz necessário.

Em adição, como o tema geodiversidade e patrimônio em geociências surgem no âmbito da Geologia, a produção acerca do patrimônio geomorfológico é ainda reduzida frente à produção que trata do geopatrimônio. Avaliamos, no entanto, que se faz necessária uma intervenção maior por parte dos geógrafos, considerando-se que a geomorfologia é sobretudo produzida por geógrafos, em particular no Brasil. O presente capítulo tem esta perspectiva de indicar os elementos teóricos que vêm sendo tratados na produção nacional na temática, bem como indicar possíveis novos rumos de reflexão. Estes objetivos serão detalhados nos itens a seguir.

2. PATRIMÔNIO GEOMORFOLÓGICO: ASPECTOS TEÓRICOS

O patrimônio geomorfológico surge agregado ao patrimônio geológico. No entanto, Claudino-Sales (2018) argumenta que o patrimônio geomorfológico apresenta processos, escalas espaciais e elos sociais que se constituem em elementos geográficos por excelência e merecem identidade própria. Embora os valores abióticos geralmente estejam associados ao patrimônio geológico, não se pode ignorar a Geomorfologia como Ciência da Terra, mesmo que tenha avançado de forma menos abrangente que a Geologia.

Assim, coloca-se que o patrimônio geomorfológico se qualifica como um objeto de estudo da geomorfologia. Por geomorfologia, cabe dizer, entende-se um conhecimento específico e sistematizado que tem como objetivo analisar as formas de relevo, buscando compreender os processos pretéritos e atuais a partir do estudo sistemático das atividades tecnogênicas (endógenas) e mecanismos morfoclimáticos (exógenos).

A análise geomorfológica implica no conhecimento da evolução do relevo através do estudo de suas formas e das sucessivas deposições de materiais resultantes dos processos endógenos e exógenos (CASSETI, 1994). O estudo do relevo tem importância fundamental no processo de ocupação do espaço, como suporte e recurso, que consequentemente reflete no comportamento das paisagens e nas suas consequências. Dessa forma, a geomorfologia se coloca por excelência como a ciência adequada para produzir conhecimento associado com patrimônio geomorfológico.

No final da década de 1980, durante a *II International Geomorphology Conference*, que ocorreu em Frankfurt, a *International Association Geomorphology (IAG)* estabeleceu como objetivos desenvolver e promover a ciência geomorfológica através da cooperação e divulgação de conhecimentos internacionalmente. No ano de 2001, criou o Grupo de Trabalho *Geomorphosite*, com objetivos de definir o conceito de geomorfossítio; estruturar uma metodologia de avaliação; estruturar um método de mapeamento e propor medidas de proteção aos geomorfossítios.

A abordagem da temática geopatrimônio da perspectiva da geomorfologia e do patrimônio geomorfológico já vem sendo feita há pelo menos uma década. Em nível internacional, citam-se os trabalhos de Panizza (2001), Reynard e Pralong (2004), Pralong (2005), Coratza e Giusti (2005), Reynard (2006, 2009), Rodrigues e Fonseca (2008), Panizza e Piacente (2008), Vieira e Cunha (2002, 2004, 2006), Pereira (2006), Migoñ (2014), dentre outros, e em nível nacional, as publicações de Claudino-Sales (2010; 2018), Borba (2011), Oliveira, Pedrosa e Rodrigues (2013), Oliveira e Rodrigues (2014), Lopes (2017), Figueiró e Von Ahn (2019), dentre outros.

Um importante passo foi dado no Brasil para o crescimento da inventariação e análise do patrimônio geomorfológico no ano 2011, com a inclusão da União Brasileira de Geomorfologia (UGB) na Comissão Brasileira de Sítios Geológicos e Paleobiológicos (SIGEP), responsável pelo inventário do geopatrimônio brasileiro. A presença de geomorfólogos na Comissão poderia ter evitado alguns equívocos na categorização dos sítios já inventariados.

Claudino-Sales (2010) pondera que as análises dos geomorfossítios eram pobres do ponto de vista científico, e isso se deve ao fato delas serem feitas por não especialistas em geomorfologia, comprometendo questões conceituais básicas, como a morfologia do relevo, até as explicações dos aspectos evolutivos das paisagens.

Rodrigues (2019, p. 79) reforça:

[...] o balanço que se pode fazer dos últimos 20 anos de pesquisa sobre patrimônio geomorfológico é muito satisfatório. De uma situação mais ou menos generalizada de inclusão do patrimônio geomorfológico no patrimônio geológico, passou-se a uma clara autonomia e afirmação da autonomia dos geossítios de caráter geomorfológico (geomorfossítios), que representam a maior parte dos geossítios da Terra.

Mas o que torna o patrimônio geomorfológico uma categoria de geopatrimônio de destaque? As formas de relevo e os processos geomorfológicos podem ser delimitados

em diferentes escalas, aos quais, de acordo com a percepção humana, podem ser atribuídos valores - científico, cultural, estético, turístico, econômico, ecológico, dentre outros. Os locais que concentram os sítios de elevado interesse geomorfológico são denominados geomorfossítios e devem ser alvo de medidas de conservação, divulgação e monitoramento.

Para Reynard e Panizza (2005), o patrimônio geomorfológico representa o conjunto de formas de relevo e processos geomorfológicos capazes de expressar de forma singular uma parte da evolução da superfície da Terra. As geoformas representam uma memória que se sucede ao longo do tempo e por isso possui valores científico-educacional, histórico-cultural, estético e econômico/social significativos. Para Lopes (2017), o patrimônio geomorfológico está em constante interação com os elementos biológicos e culturais, fator que o torna diferenciado em relação às demais categorias do geopatrimônio.

Migoñ (2014) enfatiza a indiferença com que os processos geomorfológicos são tratados em relação às formas e isso se deve ao fato de que os processos são mais difíceis de serem demonstrados e compreendidos de forma tão didática quanto ao relevo estático, isso porque eles são episódicos e muitas vezes imperceptíveis à observação humana.

Em relação à classificação, Vieira e Cunha (2004) salientam que o agrupamento de elementos geomorfológicos com características e processos evolutivos distintos pode gerar resultados indiscriminados que comprometem a avaliação. Figueiró, Vieira e Cunha (2014) sugeriram uma classificação com base em duas categorias: paisagística e as geoformas. A primeira divide-se em: paisagísticas naturais; paisagísticas culturais e os sítios arqueológicos líticos. Enquanto a segunda categoria divide-se em duas subcategorias: as formas (litorâneas; tectônicas; plutônicas; vulcânicas; formas erosivas em estruturas sedimentares; fluviais; derivados do intemperismo; glaciais; e derivadas de impactos) e os depósitos (eólicos; marinhos/flúvio-marinhos; lacustres, fluviais e glaciais/periglaciais).

Ademais, patrimônio geomorfológico apresenta algumas especificidades que o destaca das demais categorias de geopatrimônio, a saber: o aspecto estético, a dinâmica e a escala. O aspecto estético é o que se sobressai nas pesquisas, visto que pode influenciar na escolha dos locais a serem inventariados; está intimamente relacionado às atividades econômicas, como o turismo, que se apropria da beleza das paisagens como atrativo para movimentar suas atividades. Mais especificamente, o geoturismo se apropria do patrimônio geomorfológico e contribui no sentido educacional, uma vez que promove o conhecimento e a valorização do geopatrimônio, gerando serviços de apoio à atividade turística e de conservação, assim contribuindo para a sensibilização despertada pela transmissão de conhecimento.

No tocante à dinâmica, os geomorfossítios diferenciam-se por apresentarem mudanças que por muitas vezes ocorrem em um período de tempo curto, assim como também podem revelar aspectos do passado e da dinâmica atual num mesmo local e que

se formaram sob condições ambientais significativamente diferentes. Faz parte dessa dinâmica a constante interação da geomorfologia com os aspectos bióticos e culturais.

A utilização do conceito de escala leva em consideração as dimensões de formas, depósitos e paisagens, assim como a associação e articulação entre seus elementos (LOPES, 2017). Nessa perspectiva, Cunha e Vieira (2004) salientam:

[...] sobretudo a nível dos elementos do patrimônio geomorfológico, não é fácil o enquadramento a níveis escalares bem compartimentados. Não se trata apenas de uma questão de dimensão das formas, depósitos ou paisagens consideradas, já de si muito variável, mas também de modo de associação e articulação de seus diferentes componentes. [...] Muitas vezes, ainda se considera como elemento patrimonial apenas uma parte do elemento geomorfológico, considerado que, no entanto, mantém uma solidariedade genética e funcional com o todo mais amplo que se integra (CUNHA; VIEIRA, 2004, p. 20).

A escala pode ser identificada como local, área ou panorâmico. Um sítio geomorfológico do tipo local é aquele que apresenta uma geoforma isolada na paisagem ou formando um pequeno grupo que é melhor visualizado quando o observador está próximo a ele. Um sítio do tipo área é aquele que apresenta várias geoformas, ou grupo de geoformas, onde há necessidade de deslocamento do observador dentro da área para poder compreender os aspectos geomorfológicos do local. E em um sítio do tipo panorâmico há a determinação de um ponto de observação das geoformas, do conjunto de geoformas ou do processo geomorfológico, em uma perspectiva ampla. Sítios em que o destaque é o processo geomorfológico atuante são do tipo panorâmico (LOPES, 2017).

Reynard e Coratza (2013) apontam três valores que podem ser atribuídos ao patrimônio geomorfológico: i) valor científico; ii) valores adicionais (estético, educacional, ecológico, cultural etc.) e iii) valores de uso e gestão (voltados para a economia e para a sociedade). Os valores científicos e adicionais são identificados como particulares e os de uso e gestão, de interesse social.

O valor educacional de um geomorfossítio está na relevância que ele tem de facilitar a transmissão da informação científica, que predominantemente, utiliza termos pouco acessíveis e compreendidos pelo público leigo. Ele direciona o público para a compreensão de modo globalizado de uma determinada área de estudo, não devendo consistir em uma simples exposição de formas e processos (LOPES, 2017).

O relevo pode se revestir de uma significação ecológica quando os processos morfogenéticos são condicionantes para a sobrevivência de uma espécie e apresentam uma dinâmica cuja interpretação é fundamental para o conhecimento da história evolutiva da Terra e de algumas espécies de fauna e flora.

Em relação aos valores de uso e gestão, é importante destacar a questão da vulnerabilidade. Dentro do conjunto geopatrimonial, o patrimônio geomorfológico é o mais vulnerável porque, além de ser a base na qual se desenvolvem as atividades humanas, também tem forte apelo turístico, predominantemente associado ao seu valor estético e, desta forma, exige estratégias de geoconservação ainda mais contundentes.

Em sua proposta de avaliação do patrimônio geomorfológico, Lopes (2017) inclui a avaliação do Grau de Suscetibilidade, uma vez que a partir do momento em que os geomorfossítios são alvos de visitação, deve-se avaliar o quanto eles estão suscetíveis às perturbações geradas por estas atividades e pelas características intrínsecas do próprio sítio. A autora utilizou como critérios: a intensidade de uso; a existência de controle de visitação do local; a existência de Proteção Legal; vulnerabilidade em relação às ameaças antrópicas ou à própria dinâmica natural da área à fragilidade, que remete às características naturais próprias do sítio.

3. O GEOMORFODIVERSIDADE E GEOMORFOPATRIMÔNIO: QUESTÕES E QUESTIONAMENTOS

Os termos geomorfodiversidade e geomorfopatrimônio foram utilizados pela primeira vez em língua portuguesa por Claudino-Sales (2019b). Eles foram introduzidos para auxiliar a discussão específica da temática geomorfológica no âmbito das discussões sobre geodiversidade e geopatrimônio. Nessa perspectiva, algumas questões acham-se ainda indefinidas, com indicam os parágrafos seguintes.

Brilha (2016) afirma que para que um local seja considerado um geossítio é necessário que possua um alto valor científico. Em tal contexto, outros valores que eventualmente estejam presentes, a exemplo dos valores estético, cultural e turístico, transformariam o local apenas em “sítio de geodiversidade”. Essa concepção tem sido questionada sob diversos aspectos, em particular na definição do patrimônio geomorfológico.

Efetivamente, alguns autores indicam a necessidade de se considerar um geomorfossítio do ponto de vista do valor estético e científico. A perspectiva é de se considerar o valor científico associado ao valor estético como elementos fundamentais para a definição de geomorfossítios, devendo ambos coexistirem (ARAÚJO; DINIZ, 2020). Já Lopes e Silva (2020) indicam a necessidade de dar peso ao critério estético, atrelado ao valor científico, quando se trata da valoração para uso turístico.

A definição de que um determinado local pode ser considerado como geomorfossítio se tiver valores científico e estético indica uma valoração que poderá trazer frutos em termos de zoneamentos ambientais e definição de áreas de preservação baseadas na geodiversidade, de forma a incluir como preservado o que é único e excepcional. Isto se deve ao fato de se considerar que nem toda a diversidade geomorfológica pode ser objeto de preservação, senão não haveria meios de comportar as demandas da sociedade moderna, que precisa urgentemente de preservação ambiental como meio de sobrevivência da própria espécie humana e de garantia de permanência da diversidade do mundo biológico.

Outra questão que se coloca em termos de patrimônio geomorfológico diz respeito ao uso dos conceitos de paisagem e geossistema na perspectiva de abordagem da geomorfodiversidade. A paisagem, segundo preconizada por vários pesquisadores, inclui tudo o que é perceptível ao olho humano, incluindo assim elementos culturais e

biológicos (SANTOS, 1988). Os geossistemas, por sua vez, consideram fatores bióticos e abióticos em sua conceituação (BERTRAND, 1972). Assim, ambos os conceitos agregam o meio biótico no seu bojo, o que não coaduna com o conceito de geodiversidade apresentado pelos pesquisadores que discutem o assunto, que trata do meio abiótico de forma particular (DIXON, 1996; GRAY, 2004; BRILHA; 2005; PEREIRA. 2010; GRAY, 2013).

Assim, parece ser possível considerar que o elemento fundamental da análise em geomorfodiversidade e patrimônio geomorfológico não é relativo ao uso de geossistemas ou do conceito de paisagem, mas sim do que podemos definir como geoformas (CLAUDINO-SALES, 2020). Por geoforma entende-se as diferentes formas da superfície da Terra que caracterizam o relevo (CPRM, 2008). As geoformas podem assim ser consideradas como suporte para diferenciações de áreas de interesse geomorfológico (DINIZ *et al.*, 2020) (Figura 2) e parecem ser a categoria mais apropriada para a definição da geomorfodiversidade de uma determinada área, trazendo inclusive de forma intrínseca conotações estéticas na essência.



Figura 2. Geoformas (boulders, matacões, lajedos) explicitando processos naturais (saproilitização, esfoliação esfairodal, termoclastia) que ocorrem ao longo do tempo geológico, registrados no denominado “Lajedo de Pai Mateus” (PB), que representa uma área de interesse geomorfológico caracterizado por interesse científico (etchplanação em área semiárida) e estético (beleza cênica). Foto: Maia, R. P., 2017.

Um último questionamento se coloca na perspectiva da abordagem em geomorfodiversidade e geomorfopatrimônio, aqui indicado na seguinte questão: a dimensão antrópica estaria incluída na geomorfodiversidade? Embora a percepção humana esteja agregada à ideia de geomorfopatrimônio, posto que a dimensão estética está associada ao que aqui se considera geomorfossítio, ou levando-se em conta ainda que os sítios da geomorfodiversidade agregam valores que são oriundos da vida em sociedade

(cultural, econômico, de gestão), parece razoável considerar, em função da própria base conceitual do termo geodiversidade (meio abiótico), que as geoformas que definem geomorfodiversidade e geomorfopatrimônio são trabalhadas por ações internas e externas que atuam ao longo do tempo geológico, sendo assim elementos de cunho natural.

Nessa perspectiva, a geodiversidade não comportaria o meio antrópico, ainda que possa vir a correlacionar as variáveis abióticas de uma dada região com questões antrópicas – e inclusive biológicas –, em função de interesses diversos, como de zoneamento ambiental, gestão, exploração econômica de geomorfossítios, dentre outras possibilidades.

A leitura de que as geoformas que fazem a geomorfodiversidade derivam de processos naturais que atuam na superfície da Terra traz consigo, para além da não inclusão da dimensão antrópica, também outra implicação: não existe patrimônio geomorfológico *ex-situ*, diferentemente do patrimônio geológico *strictu sensu*. Com efeito, vários elementos geológicos (rochas, estruturas) podem ser expostos em museus abertos e fechados. As geoformas, por outro lado, existem na natureza, *in situ*, e é a partir dessa realidade que a inventariação e catalogação do patrimônio geomorfológico e da diversidade geomorfológica devem ser consideradas.

4. DESAFIOS E PERSPECTIVAS DOS ESTUDOS DO PATRIMÔNIO GEOMORFOLÓGICO NO BRASIL

O reconhecimento da importância do patrimônio geomorfológicos pode ser confirmado por inúmeros trabalhos, dissertações e teses publicados, no entanto, o que se observa é uma resistência no uso das palavras-chave relativas à categoria – patrimônio geomorfológico, geomorfossítios, geoformas – havendo, predominantemente, o uso dos termos “patrimônio geológico e geossítios” no seu sentido *strictu sensu*, mesmo que todo o conteúdo abordado nestas publicações esteja claramente relacionado ao patrimônio geomorfológico.

Outras iniciativas vêm ao longo dos anos sedimentando o conceito de patrimônio geomorfológico, como a realização de eventos nacionais e internacionais, que trouxeram a discussão, ora na programação do evento, no formato de palestras e mesas redondas, ora como tema central, como ocorreu no XII Simpósio Nacional de Geomorfologia (SINAGEO), no ano de 2018 - “Paisagem e geodiversidade; a valorização do patrimônio geomorfológico brasileiro”. É importante citar também o Encontro Luso-Brasileiro de Patrimônio Geomorfológico (ELBPG), que após duas edições em conjunto com o Simpósio Brasileiro de Patrimônio Geológico (SBPG) realizou, em 2019, em Guimarães, Portugal, sua terceira edição de forma independente.

Ainda é preciso avançar os debates acerca da valoração segundo os quais, tradicionalmente, são destacados os valores cênicos e estético em detrimento do critério científico. Particularmente, o patrimônio geomorfológico tem como característica principal o apelo estético, no entanto, este não pode ser o critério de maior peso para a definição de um inventário.

O próprio critério de estético ainda merece um aprofundamento de discussão, uma vez que, segundo Lopes (2017), é difícil de ser avaliado, porque o conceito de belo é subjetivo uma vez que depende, em grande parte, das escolhas pessoais do observador. Fica mais fácil ser avaliado quando o objeto é um exemplo consensual, muitas vezes influenciado pela valorização turística, como nos casos dos parques nacionais dotados de belos exemplares geológicos e geomorfológicos. Ainda de acordo com Lopes (2017), o valor estético está relacionado a alguns fatores como: as condições de observação do sítio e os contrastes da paisagem, que levam em consideração as cores e o desenvolvimento vertical, isto é, locais em que há uma variedade de cores e altitudes mais elevadas são considerados mais bonitos do que as paisagens planas e monótonas (Figura 3).

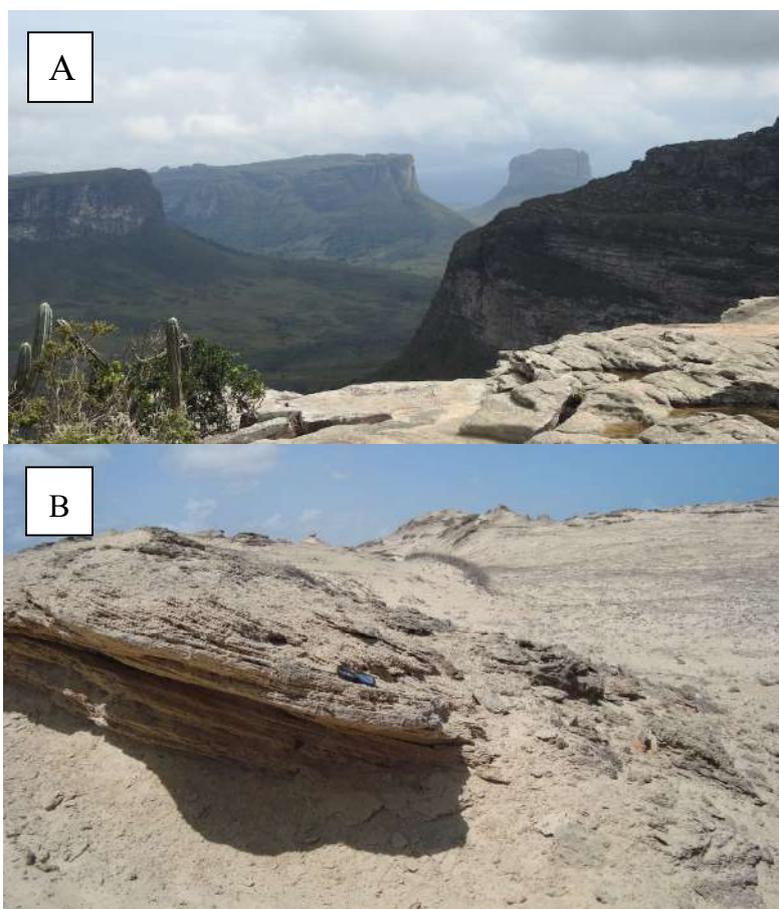


Figura 3. Representação do conceito de belo de sítios geomorfológicos com base no contraste de cores e desenvolvimento vertical da paisagem. (A) Mesas na Chapada Diamantina (BA) e (B) Eolianitos de Flecheiras / Mundaú (CE). Foto: Lira, J. (2016), Carvalho, A. M. (2019).

Em se tratando de inventário, oficialmente, a Comissão Brasileira de Sítios Geológicos e Paleobiológicos (SIGEP) já catalogou 116 sítios, dos quais 23 foram enquadrados na categoria geomorfológica. Sítios já conhecidos em nível nacional e internacional, muitos deles são famosos destinos turísticos, como o Pão-de-Açúcar (RJ), Parque Nacional de Sete Cidades (PI), Morro do Pai Inácio (BA), Parque Nacional do Iguaçu (PR), Ponta de Jericoacoara (CE), dentre outros (SCHOBENHAUS *et al*, 2002;

WINGE *et al.*, 2009; 2013). Foi preparada também uma lista com 49 sítios aprovados e não publicados, dos quais 19 são de categoria geomorfológica. O que se verifica é que há um imenso vazio de áreas, especialmente na região Norte do país, que merece uma atenção especial quanto à indicação de novos locais de relevante interesse geomorfológico.

Von Ahn e Simon (2019) chamam atenção para a cartografia geomorfológica, que tem sido negligenciada nos estudos de inventário e valoração do geopatrimônio. O mapeamento aparece, geralmente, ao final da quantificação dos geomorfossítios e tem a importância de representação cartográfica, permitindo facilitar a percepção imediata da distribuição das formas de relevo no território, tanto para especialistas, quanto para o público em geral. Ele fornece uma imagem sucinta e sistemática do relevo e de sua dinâmica, facilitando a identificação dos geomorfossítios.

O mapeamento geomorfológico traz, além da base geológica, a representação precisa das formas de relevo e dos processos associados, os dados morfoclimáticos e morfoestruturais, essenciais para o entendimento do geomorfossítio em estudo.

O mapa é um dos elementos fundamentais na interpretação e comunicação do geopatrimônio ao seu público, seja qual for a categoria, sendo, portanto, um importante instrumento de geoconservação. O mapeamento, através de seu trabalho de comunicação e interpretação, contribui para a valorização e divulgação do geopatrimônio.

De acordo com Regolini-Bissing (2010), há quatro tipos de mapas: o Mapa Índice, Mapa Turístico, Mapa Geocientífico e o Mapa Interpretativo, sendo este último o mais indicado como estratégia de geoconservação. O mapa interpretativo traz tanto as informações turísticas quanto as informações geocientíficas, e tem o papel de comunicar estas informações ao público não-especialista, servindo, portanto, para a popularização do conhecimento das Ciências da Terra. Para Lopes (2017), o objetivo não deve ser apenas informar a ocorrência e localização de elementos geocientíficos individuais, mas fornecer informações sobre a distribuição e interação dos vários elementos para que haja uma compreensão por parte do público.

5. CONCLUSÃO

O estudo da geodiversidade tem ganhado força à medida que avança em abordagens interdisciplinares, passando por Geologia, Geomorfologia, Geografia, Ecologia e outros campos do saber científico. É notório perceber que ainda continua havendo predomínio da categoria de geopatrimônio como patrimônio geológico *strictu sensu*. Houve nas últimas décadas um aumento de pesquisas voltadas para a análise dos locais de interesse geomorfológico, com clara autonomia e afirmação da importância do patrimônio geomorfológico nos estudos de geodiversidade, seja através do aumento de publicações sobre o assunto, seja por meio da realização de eventos científicos que o colocam como temática principal.

Novos enfoques necessitam, no entanto, serem desenvolvidos para que a temática seja efetivamente concretizada como uma linha de pesquisa em geomorfologia. Faz-se

necessário um maior aprofundamento conceitual para que as geoformas e suas categorias, assim como as relações entre elas e a sociedade, sejam apreendidas na totalidade, o que se faz através da inventariação, classificação e gestão da geomorfodiversidade e do patrimônio geomorfológico.

Na mesma direção, coloca-se a necessidade de realização de mapeamentos geomorfológicos orientados para a temática. São também importantes as ações e materiais de cunho geoeducativo, que igualmente vêm ganhando espaço nas pesquisas sobre geodiversidade no território nacional.

Assim, coloca-se que as perspectivas dos estudos acerca da temática geomorfodiversidade no Brasil são de uma forma geral, consideradas como positivas, e o interesse crescente pelo tema confirma esta consideração. Os desafios ainda são muitos, do ponto de vista teórico, prático e operacional, mas acredita-se que os próximos anos mostrarão os caminhos a serem adotados com o objetivo de transformar a geodiversidade em uma alternativa de pesquisa em geomorfologia e, principalmente, em uma ferramenta de preservação do patrimônio geomorfológico no país.

Referências Bibliográficas

ARAÚJO, I. G. D.; DINIZ, M. T. M. Patrimônio geomorfológico: a estética como valor científico e fundamental. *In*: CLAUDINO-SALES, V. de. (Org.). **Geodiversidade do semiárido**. Sobral: Editora UVA, 2020.

ART, W. H. **Dicionário de ecologia e ciências ambientais**. São Paulo: UNESP / Melhoramentos, 1998. 583p.

BERTRAND, G. Paisagem e Geografia Física global: esboço metodológico. CRUZ, O. (trad.) **Cadernos de Ciências da Terra**, São Paulo: USP IGEOG, n. 43, 1972.

BORBA, A. W. Geodiversidade e geopatrimônio como bases para estratégias de geoconservação: conceitos, abordagens, métodos de avaliação e aplicabilidade no contexto do Estado do Rio Grande do Sul. **Pesquisas em Geociências**, Porto Alegre, v. 38, n. 1, p. 3-13, maio 2011. ISSN 1807-9806. Disponível em: <https://seer.ufrgs.br/PesquisasemGeociencias/article/view/23832>. Acesso em: 26 dez. 2020. Doi: <https://doi.org/10.22456/1807-9806.23832>.

BRILHA, J. B. R. **Patrimônio geológico e geoconservação**: a conservação da natureza na sua vertente geológica. Braga: Palimage, 190 p., 2005.

BRILHA, J. Inventory and Quantitative Assessment of Geosites and Geodiversity Sites: a Review. **Geoheritage**, v. 8, n. 2, p. 119-134, 2016. Disponível em: http://www.cprm.gov.br/geossit/app/webroot/files/Brilha_2016_Geoheritage.pdf. Acesso em: 11 maio 2019.

CASSETI, V. **Elementos de geomorfologia**. Goiânia: Editora UFG, 1994.

CLAUDINO-SALES, V. **Coastal World Heritage Sites**. Amsterdam: Springer, 2019a.

CLAUDINO-SALES, V. Geomorfopatrimônio e geomorfodiversidade: afirmando o patrimônio geomorfológico. *In* : V Simpósio de Patrimônio Geomorfológico, Crato. 2019. **Anais ...** V Simpósio de Patrimônio Geomorfológico, 2019b.

CLAUDINO-SALES, V. Morfopatrimônio, morfodiversidade: pela afirmação do patrimônio geomorfológico strictu sensu. **Revista da Casa da Geografia de Sobral (RCGS)**, v. 20, n. 3, p. 3-12, 1 dez. 2018. Disponível em: <https://doi.org/10.35701/rcgs.v20n3.409>. Acesso em: 10 dez. 2020.

CLAUDINO-SALES, V. **Novas abordagens e perspectivas da Geomorfologia**. Webinar Genat UFRN Youtube, 27 de agosto de 2020.

CLAUDINO-SALES, V. Paisagens geomorfológicas espetaculares: geomorfossítios do Brasil. **Revista de Geografia**. Recife: UFPE – DCG/NAPA, v. especial VIII SINAGEO, n. 3, set. 2010. Disponível em: <https://periodicos.ufpe.br/revistas/revistageografia/article/viewFile/228895/23306>. Acesso em: 20 fev. 2021.

CORATZA, P.; GIUSTI, C. Methodological proposal for the assessment of the scientific quality of geomorphosites. **Italian Journal of Quaternary Sciences**. v. 1, n. 18, p. 307-313, 2005. Disponível em: <http://www.aiqua.it/index.php/the-journal/il-quaternario-1988-2011/volume-18-1/329-methodological-proposal-for-the-assessment-of-the-scientific-quality-of-geomorphosites/file>. Acesso em: 15 jan. 2021.

CPRM (Serviço Geológico do Brasil). CPRM, Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais . **Geodiversidade do Brasil: conhecer o passado, para entender o presente e prever o futuro**. Rio de Janeiro: CPRM, 2008.

CUNHA, L.; VIEIRA, A. Patrimônio geomorfológico: recurso para o desenvolvimento local em espaços de montanha. Exemplos no Portugal Central. **Cadernos de Geografia**. Coimbra, FLUC, n. 21/23, 2004. Disponível em: https://www.uc.pt/fluc/depgeotur/publicacoes/Cadernos_Geografia/Numeros_publicados/CadGeo21_23/artigo02. Acesso em: 23 jan. 2021.

DINIZ, M. T. M.; ARAUJO, I. G. D.; TERTO, M. L. O.; SILVA, S. D. R. Nem paisagem, nem geossistema, geoforma como categoria fundamental da geodiversidade. **William Morris Davis Revista de Geomorfologia**, v. 1, n. 1, p. 251-263, 2020. Disponível em: <https://williamorrisdavis.uvanet.br/index.php/revistageomorfologia/article/download/35/26/>. Acesso em: 16 nov. 2020.

DIXON, G. **Geoconservation: An International Review and Strategy for Tasmania**. Parks and Wildlife Service, Tasmania and Australian Heritage Commission, 1996.

EHRENFELD, D. **Beginning again: people and nature in the new millennium**. New York: Oxford University Press, 215 p., 1993.

FIGUEIRÓ, A. S.; VON AHN, M. M. Cartografia do patrimônio geomorfológico voltada à interpretação geoturística. **Revista Ibero-Afro-Americana de Geografia Física e Ambiente**. v. 1, n. 2, 2019. Disponível em: <https://revistas.uminho.pt/index.php/physisterrae/article/view/2210>. Acesso em: 05 set. 2020.

FIGUEIRÓ, A. S.; VIEIRA, A. A. B.; CUNHA, L. Proposta de classificação do Patrimônio geomorfológico com vistas à construção de um banco de dados luso brasileiro. **Anais... ENCONTRO LUSO-BRASILEIRO DE PATRIMÔNIO GEOMORFOLÓGICO E GEOCONSERVAÇÃO**, Portugal, 2014.

GRAY, J. M. **Geodiversity: valuing and conserving abiotic nature**. Londres: John Wiley & Sons Ltd, 2013, 2ª edição.

- GRAY, J. M. **Geodiversity: Valuing and conserving abiotic nature**. Londres: John Wiley & Sons Ltd, 2004.
- KARPINSKI, C. Patrimônio natural, documentação e pesquisa. **TransInformação**, v. 30, n. 3, p. 314-323, 2018. Disponível em: <https://www.scielo.br/pdf/tinf/v30n3/0103-3786-tinf-30-03-00314.pdf>. Acesso em: 10 jan. 2021.
- LOPES, L. S. O. **Avaliação do patrimônio geomorfológico do litoral piauiense**. 214f. Tese de Doutorado. Programa de Pós-Graduação em Geografia. Universidade Federal de Pernambuco. Recife, 2017.
- LOPES, L. S. O.; SILVA, O. G. Patrimônio Geomorfológico: do valor estético ao científico. *In*: CLAUDINO-SALES, V. (Org). **Geodiversidade no semiárido**. Sobral: Editora UVA, 2020.
- MIGÓN, P. The significance of landforms: the contribution of geomorphology to the World Heritage Programme of UNESCO. **Earth Surface Processes and Landforms**. n. 39, 2014.
- OLIVEIRA, P. C. A.; PEDROSA, A. S.; RODRIGUES, S. C. Uma abordagem inicial sobre os conceitos de geodiversidade, geoconservação e patrimônio geomorfológico. **Raega - O Espaço Geográfico em Análise**, [S.l.], v. 29, p. 92-114, dec. 2013. ISSN 2177-2738. Disponível em: <https://revistas.ufpr.br/raega/article/view/30083>. Acesso em: 03 nov. 2020. Doi: <http://dx.doi.org/10.5380/raega.v29i0.30083>.
- OLIVEIRA, P. C. A.; RODRIGUES, S. C. Patrimônio Geomorfológico: conceitos e aplicações. **Espaço Aberto**, v. 4, n. 1, p. 73-86, 2014. Disponível em: <https://revistas.ufrj.br/index.php/EspacoAberto/article/view/2434>. Acesso em: 03 nov. 2020.
- PANIZZA, M. Geomorphosites: concepts, methods and examples of geomorphological survey. **Chinese Science Bulletin**. v. 4-6, n. 46, p. 4-5, 2001.
- PANIZZA, M.; PIACENTE, S. Geomorphosites: a bridge between scientific research, cultural integration and artistic suggestion. **Italian Journal of Quaternary Sciences**. Volume speciale, v. 1, n. 18, p 3-10, 2005.
- PATRIMÔNIO Mundial do Brasil. Disponível em: < <https://pt.unesco.org/fieldoffice/brasil/expertise/world-heritage-brazil> > . Acesso em: maio de 2020.
- PEREIRA, P. J. S. **Patrimônio geomorfológico: conceptualização, avaliação e divulgação**. Aplicação ao Parque Natural de Montesinho. 2006, 370f. Tese de Doutorado em Geociências. Universidade do Minho, 2006.
- PEREIRA, R. G. F. A. **Geoconservação e desenvolvimento sustentável na Chapada Diamantina (Bahia, Brasil)**. 318 f. Tese (Doutorado em Geologia). Universidade do Minho. Portugal, 2010.
- PRALONG, J. P. A method for assessing tourist potential and use of geomorphological sites. **Géomorphologie: relief, processus, environnement**. v. 1, n. 3, p. 315-321, 2005.
- REGOLINI-BISSING, G. Mapping geoheritage for interpretive purpose: definition and interdisciplinary approach. *In*: REGOLINI-BISSING, G.; REYNARD, E. **Mapping geoheritage**. Lausanne: Université de Lausanne, 2010.

REYNARD, E. **Fiche d'inventaire des géomorphosites**. Université de Lausanne. Institute Géographie, rapport non-publié. 2006. Disponível em: <http://www.unil.ch/igul/page17893.html>. Acesso em: 20 fev. 2015.

REYNARD, E. **Geomorphosites**. European Union: Munchen, 2009.

REYNARD, E.; CORATZA, P. Scientific research on geomorphosites: a review of the activities of the IAG working group on Geomorphosites over the last twelve years. **Geogr. Fís. Dinam. Quat.** n. 36, p. 159-168, 2013. Disponível em: http://www.glaciologia.it/wpcontent/uploads/FullText/full_text_36_1/13_GFDQ_36_1_Reynard%20159-168.pdf. Acesso em: 08 jul. 2020.

REYNARD, E.; PANIZZA, M. Géomorphosites: définition, évaluation et cartographie: une introduction. **Géomorphologie: relief, processus, environment**. Paris: n. 3, p. 177-180, 2005. Disponível em: <https://journals.openedition.org/geomorphologie/337>. Acesso em: 11 nov. 2020

REYNARD, E.; PRALONG, J. P. **Paysagens geomorphologiques**. Paris: Institut Géographie de l'Université Laussane, 2004.

RODRIGUES, M. L. Que futuro para o patrimônio geomorfológico. **Anais... ENCONTRO LUSO-BRASILEIRO DE PATRIMÔNIO GEOMORFOLÓGICO**, III. Lisboa, 2019.

RODRIGUES, M. L.; FONSECA, A. A valoração do geopatrimônio no desenvolvimento sustentável de áreas rurais. **Anais... COLÓQUIO IBÉRICO DE ESTUDOS RURAIS**, VII. Portugal, 2008.

SANTOS, M. E. P. Algumas considerações acerca do conceito de sustentabilidade: suas dimensões política, teórica e ontológica. *In*: RODRIGUES, A. M. **Desenvolvimento sustentável, teorias, debates e aplicabilidades**. Campinas: UNICAMP/IFCH, 1996. p. 13-48. (Textos Didáticos, n. 23)

SANTOS, M. E. P. **Metamorfoses do espaço habitado**. São Paulo: HUCITEC, 1988.

SCHOBENHAUS, C; CAMPOS, D. de A; QUEIROZ, E. de T; WINGE, M; BERBET-BORN, M. L. C. **Sítios geológicos e paleobiológicos do Brasil**. Brasília: DNPM, 2002.

SCIFONI, S. Os diferentes significados do Patrimônio Natural. **Diálogos**, v. 10, n. 3, p. 55-78, 2006. Disponível em: <https://periodicos.uem.br/ojs/index.php/Dialogos/article/view/38966>. Acesso em; 15 fev. 2021

VIEIRA, A.; CUNHA, L. A importância dos elementos geomorfológicos na valorização da paisagem: exemplos em morfologia cárstica e granítica. **Anais... COLÓQUIO IBÉRICO DE GEOGRAFIA**, IX. AEG e APG, Huelva, 2002.

VIEIRA, A.; CUNHA, L. Patrimônio geomorfológico — de conceito a projecto. O Maciço de Sicó. **Publicações da Associação Portuguesa de Geomorfólogos**, v. 3, p. 147-153, 2006. Disponível em: http://oficinaexperimental.wikispaces.com/file/view/geomorfologia_sico.pdf. Acesso em: 21 jun. 2019.

VIEIRA, A.; CUNHA, L. Patrimônio geomorfológico: tentativa de sistematização. *In*: **SEMINÁRIO LATINO-AMERICANO DE GEOGRAFIA FÍSICA**, III, UNAM, Puerto Vallarta, México, 2004.

VON AHN, M. M; SIMON, A. L. H. Geodiversidade e antropogeomorfologia: possibilidades para a conservação do geopatrimônio em áreas de mineração. **Caminhos de Geografia**. v. 20, n. 72, 2019.

WINGE, M; SCHOBENHAUS, C; SOUZA, C. R. de G; FERNANDES, A. C. S; QUEIROZ, E. T. de; BERBERT-BORN, M; CAMPOS, D. de A. **Sítios geológicos e paleontológicos do Brasil**. v, 2. Brasília: CPRM, 2009.

WINGE, M; SCHOBENHAUS, C; SOUZA, C. R. de G; FERNANDES, A. C. S; QUEIROZ, E. T. de; BERBERT-BORN, M; SALLUN FILHO, W; QUEIROZ, E. T. **Sítios geológicos e paleontológicos do Brasil**. v, 3. Brasília: CPRM, 2013.

34. USO DO LIDAR NA GEOMORFOLOGIA: APLICAÇÕES E DESAFIOS FUTUROS

João Paulo de Carvalho Araújo¹, Rafaela Soares Niemann¹, Francisco Dourado²,
Manoel do Couto Fernandes¹ & Nelson Ferreira Fernandes¹

¹ Universidade Federal do Rio de Janeiro. Depto. de Geografia, Instituto de Geociências, UFRJ, Ilha do Fundão, Rio de Janeiro, RJ, Brasil; jpaulo_geo@hotmail.com; rafaelaniemann@gmail.com; manoel.fernandes@ufrj.br; nelsonff@acd.ufrj.br

² Universidade do Estado do Rio de Janeiro. E-mail: fdourado@uerj.br.

Resumo: Nas últimas décadas, novas tecnologias de sensoriamento remoto, como os sistemas de detecção e alcance da luz “*Light Detection and Ranging*” (LiDAR), revolucionaram nossa habilidade de obter dados terrestres e planetários e, conseqüentemente, impulsionaram as pesquisas geomorfológicas em diferentes ramos. Os sistemas de escaneamento aerotransportado por laser “*Airborne Laser Scanning*” (ALS) e de escaneamento terrestre por laser “*Terrestrial Laser Scanning*” (TLS) permitem obter informações do terreno com resolução espacial sub-métrica, mesmo em áreas montanhosas e cobertas por densa vegetação, lagos, rios e plataformas continentais. Os dados obtidos por estes sensores produzem mapas topográficos detalhados que revelam formas de rara visualização. Este trabalho faz uma breve revisão sobre o surgimento e evolução do sistema LiDAR no contexto das geociências, suas aplicações e potencialidades na Geomorfologia e apresenta alguns dos principais desafios futuros.

Palavras-Chave: Escaneamento Aerotransportado por Laser, Escaneamento Terrestre por Laser, Levantamentos Topográficos, Geomorfologia

Abstract: In the last decades, new remote sensing technologies, such as LiDAR (Light Detection and Ranging), have revolutionized our ability to obtain terrestrial and planetary data, and consequently boosted geomorphological research in several areas of concentration. The ALS (Airborne Laser Scanning) and TLS (Terrestrial Laser Scanning) acquisition systems allow obtaining terrain information with sub-metric spatial resolution, even in mountain areas covered by dense vegetation, lakes, rivers and continental platforms. The data obtained by these sensors are represented by detailed topographic maps that reveal morphologies of rare visualization. This work introduces a brief review of the emergence and evolution of LiDAR in the context of geosciences, its applications and potential in Geomorphology and presents some of the main future challenges.

Keywords: Airborne Laser Scanning, Terrestrial Laser Scanning, Topographic Surveying, Geomorphology

1. INTRODUÇÃO

A topografia exerce um controle fundamental sobre processos físicos que ocorrem na superfície terrestre. Ela atua sobre os movimentos de massa gravitacionais que removem e depositam materiais de uma encosta e governa o fluxo das águas sobre a superfície e em subsuperfície, assim como a maior parte dos processos erosivos. Na Geomorfologia, a representação topográfica se traduz em uma estratégia de síntese imprescindível que proporciona uma visão holística altamente elucidativa da realidade e permite o avanço do conhecimento em seus diferentes ramos. Entretanto, a escala de representação dos fatos geomorfológicos e a capacidade de realizar levantamentos topográficos de forma sistemática depende do método de aquisição dos dados da superfície.

Os primeiros geomorfólogos faziam uso de recursos técnicos simples, como croquis, inclinômetros, teodolitos, altímetros e fotografias para representar fatos e fenômenos geomorfológicos. Karl Gilbert (1843-1918), por exemplo, elaborou explicações para as espetaculares paisagens do oeste americano por meio de desenhos com grande riqueza de detalhes (GILBERT, 1877). Com o passar dos anos, as representações do relevo se tornaram cada vez mais sofisticadas. Nas últimas décadas, os aperfeiçoamentos computacionais (*hardware* e *software*) e novos sensores remotos imageadores, de radar e sonar, com melhoras nas suas resoluções espaciais, radiométricas e temporais, levaram ao aumento das informações sobre a superfície terrestre, proporcionando novas bases para o desenvolvimento de novas metodologias de análise dos fenômenos geomorfológicos (TAROLLI et al., 2009; TAROLLI, 2014).

Os dados altimétricos obtidos por diferentes tipos de sensores instrumentalizaram a Geomorfologia moderna com os chamados Modelos Digitais de Elevação (MDEs), que são representações matemáticas da distribuição espacial de uma superfície real. Os MDEs possibilitam uma melhor visualização e interpretação do relevo (ex: reconhecimento e mapeamento interativo); o reconhecimento automático e a quantificação geomorfológica (ex: extração de parâmetros morfométricos); a extração automática de redes de drenagem e reconhecimento de padrões de drenagem; e a extração das formas do relevo através de algoritmos semi-automatizados ou totalmente automatizados (EVANS et al., 2009).

A Missão Topográfica Radar *Shuttle* (*Shuttle Radar Topography Mission – SRTM*) produziu o primeiro banco de dados topográfico com cobertura continental quase global, entre as latitudes 56°S e 60°N (JPL, 2020), com resolução entre 1 arco-segundo (~ 30m) e 3 arco-segundos (~ 90m). Estes MDEs favoreceram o desenvolvimento das pesquisas em Geomorfologia no Brasil, sendo de grande importância, principalmente, para as regiões carentes de mapas topográficos em escalas de semi-detalle, como destacam Grohmann e Riccomini (2008). Outra importante iniciativa de democratização dos dados topográficos em todo o mundo se faz pelo site *OpenTopography*

(www.opentopography.org) (Crosby et al., 2020), que possui amplo catálogo de dados topográficos de diferentes fontes. Apesar da imensa contribuição no desenvolvimento das pesquisas, estes MDEs globais, incluindo aqueles advindos de outras missões e satélites como o ALOS (*Advanced Land Observing Satellite*), ASTER GDEM (*Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer – Global Digital Elevation Model*), não são adequados para estudos de fenômenos que ocorrem em escala de detalhe e apresentam limitações ao representar relevos de elevado gradiente (YANG et al., 2011).

Segundo Kohler (2001), na Geomorfologia há sempre uma necessidade de adequação entre a escala cartográfica de representação e a escala do fenômeno representado. De acordo com o autor, quanto menor a escala espacial de um fenômeno geomorfológico, maior a influência dos processos endógenos e assim, mais regredimos na escala temporal. Em contrapartida, quanto maior a escala espacial de um fenômeno geomorfológico, maior a influência dos processos exógenos e mais nos aproximamos do tempo atual. Desta forma, para grande parte da pesquisa geomorfológica, há demanda de uma maior “aproximação cartográfica” dos processos que ocorrem na escala de uma bacia de drenagem, de uma encosta ou mesmo de poucos metros quadrados.

Levantamentos de maior detalhe exigem maior esforço de campo e equipamentos, como receptores GNSS (*Global Navigation Satellite System* / sistema global de navegação por satélite) de portadoras com precisão satisfatória para a aplicação de técnicas DGPS (*Differential Global Position System* / sistema de posicionamento global em modo diferencial) e EDMs (*Electromagnetic Distance Measuring* / medidores eletrônicos de distância), como teodolitos modernos e estações totais. Contudo, estes equipamentos apresentam limitações, como taxas lentas de aquisição de dados, altos custo e restrições de alcance devido a dificuldades impostas pela topografia e pela vegetação (ROERING et al., 2013).

O LiDAR (*Light Detection And Ranging* / detecção e alcance da luz) surgiu, desta forma, como uma alternativa eficiente na obtenção de informações topográficas de detalhe, mesmo em superfícies montanhosas e densamente florestadas, aumentando bastante a capacidade de coleta de dados. Segundo Tarolli (2014), as características mais importantes desta tecnologia, em relação às tecnologias tradicionais, são a filtragem e classificação dos pontos do terreno e da vegetação e a geração de Modelos Digitais do Terreno (MDT) e Modelos Digitais da Superfície (MDS) com alta resolução espacial.

Este capítulo apresenta uma breve revisão que trata do surgimento e evolução dos sistemas de varredura *laser* terrestre e aerotransportado no contexto das geociências e, em especial, na Geomorfologia. Apresentaremos as principais aplicações do LiDAR dentro de algumas áreas de concentração da ciência geomorfológica, suas potencialidades e os desafios futuros. Não pretendemos esgotar todas as possibilidades de aplicações dentro desta ciência; antes, buscaremos dar destaque à algumas das abordagens mais consolidadas que são de grande interesse para as pesquisas realizadas no Brasil.

2. O SISTEMA LIDAR

A palavra *laser* é um acrônimo de (*Light Amplification by Stimulated Emission of Radiation* / amplificação da luz por emissão estimulada de radiação). Na década de 60, a agência do Governo Federal dos Estados Unidos “*National Aeronautics and Space Administration*” (NASA), utilizou *lasers* para realizar medidas de distância entre a Terra e refletores instalados na Lua pela missão Apollo (WENG, 2011). Ainda nos anos 60, dispositivos de medição de alta resolução, comumente conhecidos como *laser range finders* (detectores de distância a *laser*) ou *LAser Detection and Ranging* (detecção e alcance a *laser*) (LADAR) ou ainda *Light Detection and Ranging* (LiDAR), foram desenvolvidos para fins militares (BROOKER, 2009; PETRIE e TOTH, 2018). Posteriormente os *lasers* passaram a ser utilizados em aplicações civis, na engenharia e indústria (anos 70) e mais tarde, nos anos 80 e 90, se difundindo para as mais diferentes aplicações em sistemas ambientais, principalmente devido aos avanços computacionais e das tecnologias de georreferenciamento direto, em meados dos anos 90 (LARGE e GEORGE, 2009; PETRIE e TOTH, 2018).

Os sistemas de escaneamento a *laser* atuam com sensores ativos e operam segundo princípios similares ao sistema de RADAR (*Radio Detection and Ranging* / detecção e alcance por rádio). Entretanto, ao invés de usar ondas de rádio para localizar os objetos de interesse, o LiDAR utiliza os comprimentos de ondas mais curtas do espectro eletromagnético. Estes sistemas foram desenvolvidos inicialmente de duas formas, dependendo da posição do sensor: i) sistemas operados em plataformas espaciais e sistemas aerotransportados, ou escaneamento aerotransportado por *laser* / *airborne laser scanning* (ALS), estes últimos operados a partir de aeronaves de asa fixa, helicópteros e drones, também denominados Veículos Aéreos não Tripulados (VANTs); ii) sistemas de escaneamento terrestres, ou escaneamento terrestre por *laser* / *terrestrial laser scanning* (TLS), incluindo sistemas de varreduras estacionárias e varreduras móveis, em um veículo em movimento.

Levantamentos com ALS são normalmente realizados visando cobrir grandes áreas (> 1km²). A posição x, y e z de cada ponto obtido por ALS é gerada a partir dos componentes: i) um sensor *laser* que produz e emite pulsos *laser* ou *laser* em comprimento de onda contínua; ii) um Sistema Inercial de Navegação - *Inertial Navigation System* (INS); iii) um receptor GPS (*Global Position System*) que opera em uma plataforma aerotransportada e uma rede GPS que opera em terra de forma conjugada (Figura 1). Métricas do terreno, como elevação, altitude e as distâncias (*ranges*) do objeto em relação ao instrumento são calculadas a partir do registro do tempo entre emissão e a recepção do sinal *laser* refletidos de um alvo. Para mais informações de natureza técnica, consultar Wehr e Lohr (1999); Mallet e Bretar (2009); Vosselman e Maas (2010), entre outros.

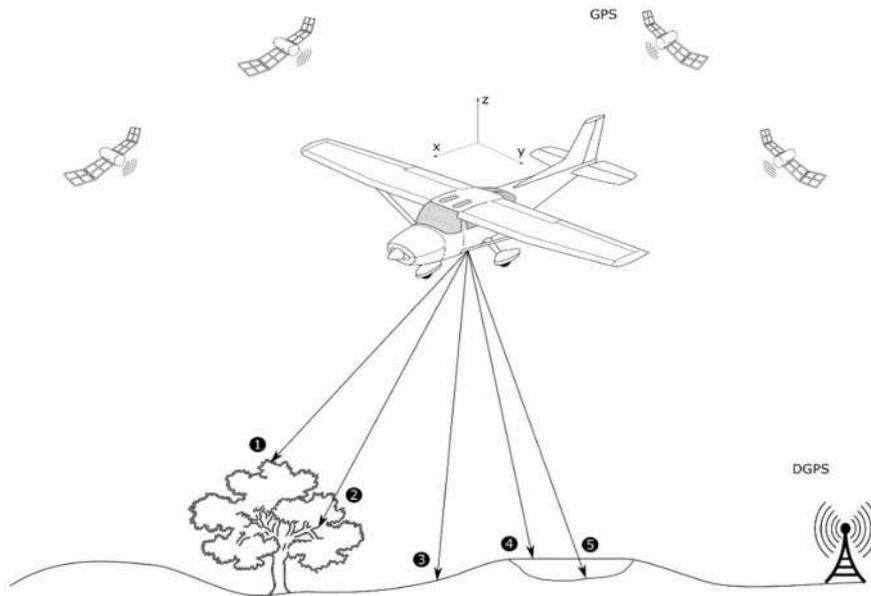


Figura 1. Princípios e componentes de um sistema ALS. 1 - primeiro retorno, copa da vegetação; 2 - segundo retorno, dossel da vegetação; 3 - primeiro retorno, terreno; 4 - primeiro retorno, espelho d'água; 5 - retorno do *laser* verde (aplicado em topobatimetria).

Os TLS surgiram posteriormente, na década de 90 e são uma evolução dos EDMs, e muito se beneficiaram da tecnologia desenvolvida pelos sistemas ALS (HERITAGE e LARGE, 2009; JABOYEDOFF, OPPIKOFER, ABELLÁN, et al., 2012). Diferentemente das varreduras ALS, estes equipamentos são operados a partir de uma base fixa, como por exemplo, um tripé - para fins de estudos em Geomorfologia, não consideraremos as varreduras terrestres sobre veículos em movimento. O sensor TLS emite um feixe *laser* que identifica o ângulo e distância dos objetos através de sua varredura regular e do tempo computado entre emissão e recepção do sinal (Figura 2). Para mais informações, consultar também Shan e Toth (2018).

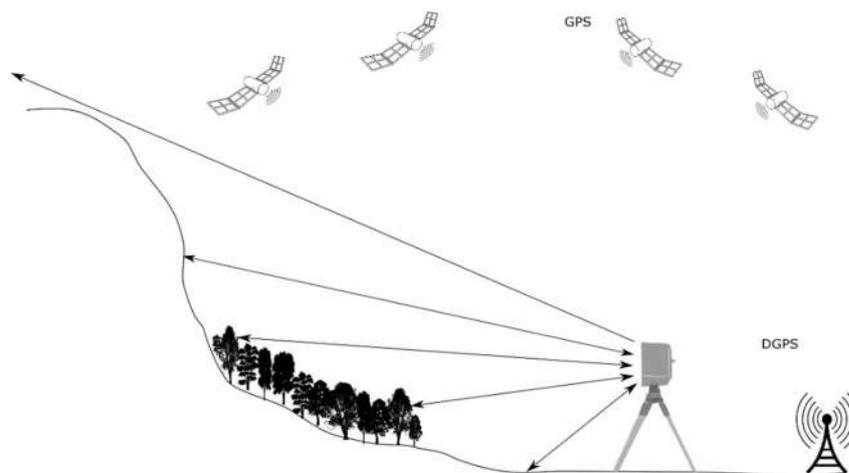


Figura 2. Princípios e componentes de um sistema TLS.

Levantamentos ALS tripulados são realizados, em sua grande maioria, por empresas privadas ou estatais devido às dificuldades técnicas e logísticas na operação dos equipamentos em aviões e helicópteros, à medida que os TLSs podem ser manipulados diretamente pelos geocientistas responsáveis pela investigação devido à sua operacionalização relativamente fácil e rápida (JABOYEDOFF et al., 2018). Levantamentos ALS podem gerar MDTs com resolução métrica à centimétrica e são mais eficazes para investigação de fenômenos geomorfológicos de maior magnitude e/ou maior alcance espacial. Vale destacar que, cada vez mais, sensores de varredura *laser* vem sendo operados embarcados em VANTs, o que facilita a aquisição de dados por operadores menos especializados.

Os TLSs podem gerar MDTs com resolução centimétrica à milimétrica, abarcam áreas muito menores e, portanto, são ideais para investigar os processos que ocorrem na escala de um único evento. A portabilidade dos TLSs torna possível a realização de repetidas leituras em um curto intervalo de tempo, ideal para trabalhos de monitoramento contínuo, como em alguns estudos de movimentos de massa, migrações de dunas, erosões costeiras, etc., e processos que demandam respostas imediatas, como aqueles relacionados a riscos naturais. Todavia, apesar da resolução espaço/temporal do TLS ser mais detalhada, a qualidade do resultado depende de uma boa perspectiva do equipamento e do alcance do sensor (JABOYEDOFF et al., 2018).

3. O LIDAR NAS GEOCIÊNCIAS: SURGIMENTO E APERFEIÇOAMENTO

Os primeiros testes utilizando sensores *laser* aerotransportados para obtenção de informações da superfície da terra foram realizados na década de 60 (MILLER, 1965; SHEPHERD, 1965). Já no ano de 1979, um sistema escaneamento *laser* aerotransportado foi utilizado pela NASA e pelo corpo de engenharia das forças armadas dos Estados Unidos no mapeamento topográfico de perfis transversais em uma bacia hidrográfica florestada, localizada próximo a Memphis, no estado do Tennessee (KRABILL et al., 1984). No início dos anos 90 a técnica foi utilizada em um dos primeiros trabalhos nas geociências, também conduzido pela NASA, em levantamento que visava avaliar mudanças topográficas das camadas de gelo na Groenlândia (KRABILL et al., 1995; KRABILL et al., 1999; KRABILL et al., 2002).

No final da década de 90, os equipamentos utilizados em levantamentos *laser* se tornaram comercialmente mais acessíveis, compactos, leves e eficientes, apesar dos altos preços e da necessidade de mão de obra altamente capacitada para operá-los (SLATTON et al., 2007). Com o passar dos anos, melhoramentos tecnológicos permitiram que um número maior de pontos *laser* alcançasse a superfície do terreno. Com o avanço na capacidade de representação topográfica em mais de duas ordens de magnitude, feições como cicatrizes de escorregamentos, voçorocas, ravinas, leito de canais fluviais, pequenos afloramentos rochosos, entre outros, passaram a ser identificados e mapeados,

aumentando consideravelmente o número de trabalhos publicados (DERRON e JABOYEDOFF, 2010; ROERING et al., 2013).

A crescente produção de trabalhos que fazem uso de MDTs LiDAR nas geociências ampliam nossa compreensão dos processos físicos que modelam a superfície terrestre e suas diversas aplicações foram objeto de revisões bibliográficas que podem ser consultadas em Roering et al. (2013); Tarolli (2014); Telling et al. (2017); Okyay et al. (2019). O assunto também vem sendo abordado em livros que tratam do tema de forma técnica e/ou por meio de estudos de caso, como em “*Laser Scanning for the Environmental Sciences*” (HERITAGE et al., 2009), “*Airborne and Terrestrial Laser Scanning*” (VOSSSELMAN e MAAS, 2010), “*LiDAR Remote Sensing and Applications*” (DONG e CHEN, 2018), entre outros (NEFF, 2018; SHAN e TOTH, 2018).

4. APLICAÇÕES DO LIDAR NA GEOMORFOLOGIA

As pesquisas em Geomorfologia utilizando LiDAR avançam a passos largos em resposta à maior acessibilidade aos dados e ao constante aperfeiçoamento tecnológico dos sensores. Neste item apresentaremos alguns exemplos de aplicações que demonstram como o LiDAR vem alavancando as pesquisas em algumas áreas de concentração da Geomorfologia.

Pesquisas relacionadas a movimentos de massa estão entre aquelas que mais se beneficiam dos avanços trazidos pelos sistemas de escaneamento a *laser* nos últimos anos, como demonstram os trabalhos de revisão de Guzzetti et al. (2012); Jaboyedoff, Oppikofer, Abellan, et al. (2012); Jaboyedoff et al. (2018); Jaboyedoff e Derron (2020). Vale ressaltar também a publicação do livro “*Laser scanning applications in landslide assessment*” (PRADHAN, 2017), que traz diferentes estudos de caso sobre o tema. Dentre as aplicações mais importantes, destacaremos: i) a identificação e mapeamento (manual, automático e semiautomático) das cicatrizes dos escorregamentos, das corridas de detritos e das descontinuidades das estruturas rochosas; ii) datação de escorregamentos; iii) monitoramento e caracterização multitemporal dos movimentos de massa.

De acordo com Guzzetti et al. (2012) a qualidade de um inventário de escorregamentos depende da sua acurácia e da assertividade das informações que aparecem no mapa. Tradicionalmente, fotografias aéreas, curvas de nível (obtidas por diversos tipos de sensores) e expedições de campo são utilizados para identificar cicatrizes e produzir os inventários de movimentos de massa. Entretanto, as bases topográficas obtidas por levantamentos tradicionais não são suficientemente detalhadas para extrair formas da superfície do terreno que indicam a ocorrência de movimentos de massa em áreas florestadas. Ardizzone et al. (2007) compararam um inventário de escorregamentos multi-temporal produzido por aerolevantamento e mapeamentos de campo com um mapeamento realizado sobre um MDT (ALS) na região central da Itália. O inventário obtido a partir do MDT LiDAR mostrou um aumento de 27% no número de escorregamentos e redução de 39% da área das cicatrizes mapeadas. Além de identificar um número maior de cicatrizes, os MDTs produzidos por varredura *laser* também

permitem distinguir as feições topográficas originadas por movimentos de massa, como a superfície de ruptura, as escarpas internas, zonas de transporte, zonas de deposição ou mesmo geometrias complexas (BURNS e MADIN, 2009; GUZZETTI et al., 2012; VAN DEN EECKHAUT et al., 2012; ARAÚJO et al., 2019). Estas informações auxiliam na interpretação das tipologias dos movimentos de massa e subsidiam discussões importantes para melhor compreensão dos seus mecanismos de deflagração. Vale destacar também que a correta identificação e delimitação das cicatrizes de escorregamentos é fundamental para a validação dos modelos de estabilidade de base física, assim como para a calibração e validação dos modelos estatísticos, sem a qual a qualidade dos resultados pode ser questionada.

A maior parte dos trabalhos de mapeamento e inventariamento de movimentos de massa em áreas florestada utiliza sistema de varredura *laser* aerotransportado (RAZAK et al., 2011; GUZZETTI et al., 2012; CHIGIRA et al., 2013; ARAÚJO et al., 2019; GÖRÜM, 2019; PÁNEK et al., 2019; ARAÚJO et al., 2021). Este tipo de varredura permite identificar movimentos de massa recentes, mas também cicatrizes e assinaturas topográficas de instabilidades muito antigas, como nos trabalhos de Schulz (2007); Van Den Eeckhaut et al. (2007); Mackey et al. (2011). Chigira et al. (2013) apresentam um bom exemplo de como estes MDTs podem ser utilizados na identificação de feições topográficas que podem indicar instabilidades. A área de estudo dos autores foi atingida por um tufão que deflagrou aproximadamente 70 grandes escorregamentos, causando fatalidades no Japão. Um exame detalhado sobre um MDT LiDAR, obtido antes do evento, revelou que nos locais onde 10 destes escorregamentos ocorreram haviam deformações gravitacionais, como pequenas escarpas e depressões lineares, posteriormente reativadas.

Já Araújo (2018); Araújo et al. (2019) utilizaram um MDT (ALS) para identificar as superfícies de ruptura (cicatrizes) e de erosão/transporte de centenas de escorregamentos, produzidos por diferentes eventos de precipitação, em duas bacias hidrográficas densamente florestadas na cidade do Rio de Janeiro. O inventário de escorregamentos permitiu inferir a superfície topográfica pré-ruptura (MDT pré-ruptura), utilizada para computar estatisticamente e deterministicamente mapas de susceptibilidade a escorregamentos translacionais. A razão entre o MDT pré-ruptura e MDT pós-ruptura permitiu calcular o volume do material mobilizado por estes escorregamentos (Figura 3), em grande parte transportado por duas corridas de detritos que causaram grandes prejuízos na região afetada.

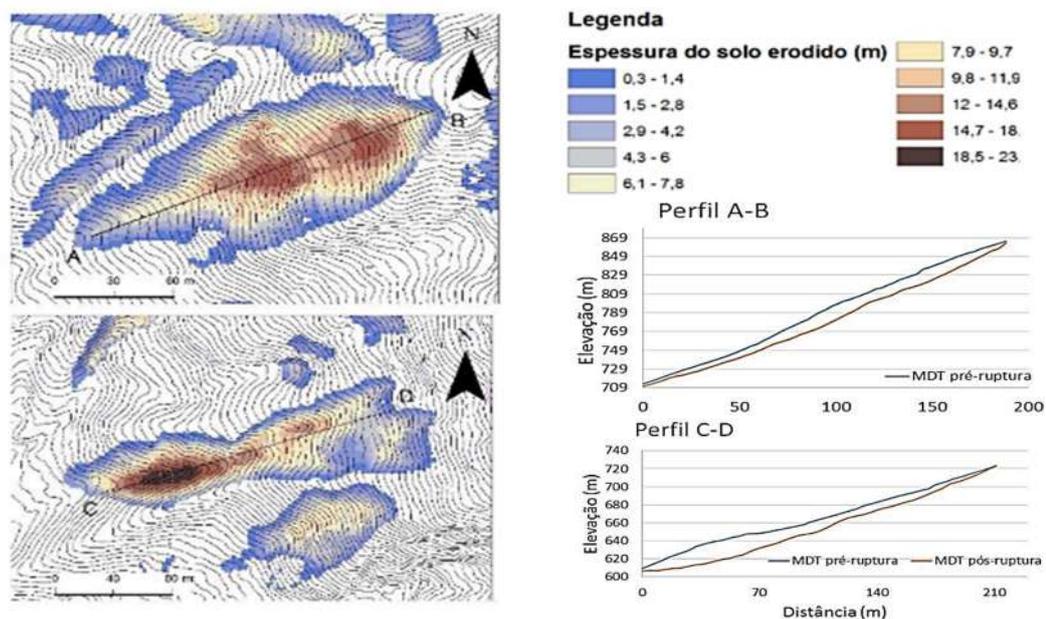


Figura 3. Diferença entre as elevações das superfícies pré-ruptura e pós-ruptura medida nas feições de escorregamento. Destaque para dois escorregamentos e seus respectivos perfis longitudinais A-B e C-D. O valor médio da espessura do solo erodido é de 3,7m e o volume do material mobilizado por todos os escorregamentos nas bacias dos rios Quitite e Papagaio é de 1.078.125 m³. Modificado de Araújo et al. (2019)

Mckean e Roering (2004) foram, provavelmente, os primeiros autores a utilizarem uma abordagem automatizada de detecção de escorregamentos por meio da determinação dos padrões espaciais da rugosidade do terreno em um MDT LiDAR. Já Van Den Eeckhaut et al. (2012) utilizaram análise orientada ao objeto para mapear escorregamentos de forma semiautomática, a partir de mapas derivados de um MDT LiDAR, como curvatura, ângulo de encosta e rugosidade. Outras abordagens utilizando diferentes técnicas para detecção automática e semiautomática de movimentos de massa podem ser consultadas em Glenn et al. (2006); Ardizzone et al. (2007); Booth et al. (2009); Berti et al. (2013); Palenzuela et al. (2015); Syzdykbayev et al. (2020).

Entretanto, as cicatrizes de escorregamento tendem a se suavizar com o tempo. Métodos de datação absoluta são utilizados para estabelecer uma relação entre as “diferentes rugosidades” das feições de escorregamento e sua idade. Lahusen et al. (2016), dataram escorregamentos por radiocarbono para calibrar uma função rugosidade/idade que prediz como a rugosidade de depósitos de escorregamentos se suavizam com o tempo. Semelhantemente, Cerovski-Darriau et al. (2014) utilizaram a técnica de termocrologia para definir uma relação entre rugosidade e idade para demonstrar a importância dos escorregamentos na evolução do relevo em sua área de estudo, estimar o volume de material erodido e quantificar como a erosão varia com o

tempo. Já Petschko et al. (2014) estimaram a idade relativa dos escorregamentos segundo índices geomorfológicos obtidos de um MDT (ALS) e imagens de ortofotos. Os autores destacam que na modelagem estatística, algumas variáveis explicativas dos escorregamentos observadas atualmente podem ter sido diferentes no passado, como o uso e cobertura, induzindo o operador do modelo ao erro quando cicatrizes de diferentes idades são agrupadas.

O LiDAR também vem sendo empregado no monitoramento e caracterização multi-temporal de escorregamentos e rastejos. O monitoramento do deslocamento de uma encosta normalmente é feito utilizando DGPS, estações totais e inclinômetros, em pontos específicos da encosta. Com o advento dos sistemas de varredura *laser* terrestre, tornou-se possível entender o deslocamento de toda a seção da encosta, e não somente em alguns poucos pontos específicos. Neste sentido, repetidas varreduras com TLS vem demonstrando excelentes resultados em estudos de monitoramento e, conseqüentemente, na compreensão dos principais mecanismos de falha dos movimentos de massa (TRAVELLETTI et al., 2008; BALDO et al., 2009; JABOYEDOFF et al., 2009; BARBARELLA et al., 2013). Travelletti et al. (2008) realizaram um experimento de chuva controlada a fim de compreender a cinemática de um escorregamento de lama (*mudslide*) em uma parcela de 120 m². O experimento de chuva foi conduzido durante quatro dias consecutivos e foi monitorado diariamente por três sensores TLS e 31 piezômetros instalados em diferentes profundidades. Desta forma, foi possível medir o deslocamento médio (velocidade), a direção e o mergulho do escorregamento na parcela de estudo.

Estudos sobre corridas de detritos também fazem uso de sensores LiDAR para a identificação e caracterização dos padrões espaciais das áreas fonte e de propagação das corridas de detritos (BULL et al., 2010; VENTURA et al., 2011; BLASONE et al., 2014; PRADHAN e BAKAR, 2017; CUCCHIARO et al., 2019), assim como das zonas de deposição (STALEY et al., 2006). Ainda, MDTs LiDAR viabilizam uma maneira fácil de quantificar os volumes de deposição das corridas de detritos, como nos trabalhos de Bull et al. (2010); Bremer e Sass (2012). Uma das principais abordagens dentro desta temática se faz pela análise multi-temporal e da diferença entre MDTs (*DTMs of Difference - DoDs*) para, por exemplo, monitorar, quantificar mudanças morfológicas e estimar o balanço de sedimentos das corridas de detritos (BULL et al., 2010; VENTURA et al., 2011; BLASONE et al., 2014; CAVALLI et al., 2017; CUCCHIARO et al., 2019). Em estudo realizado por (CUCCHIARO et al., 2019), os autores utilizaram a análise multi-temporal e *DoDs* para compreender a dinâmica dos sedimentos das corridas de detritos em um canal de drenagem onde barragens de controle foram construídas. Os autores demonstraram que as barragens mais novas afetam a transferência de sedimentos, não somente no canal principal, mas também modificam a relação de conectividade encosta/canal, alterando as vias de sedimento na área de estudo.

Por fim, estudos relacionados aos processos gravitacionais de quedas de blocos, tombamentos, rolamentos e deslocamentos utilizam LiDAR em diferentes frentes de

pesquisa. A análise das discontinuidades, por exemplo, é essencial para a compreensão das estruturas das rochas e dos mecanismos responsáveis pela deflagração desses processos. Estas análises e medições são realizadas, tradicionalmente, em trabalhos de campo, através do uso de instrumentos como trenas, bussolas geológicas, GPS, altímetros, entre outros, e são feitas de forma pontual. Os *scanners* terrestres possuem ângulo de visada ideal para mapeamento de encostas íngremes e executam extensas coberturas remotas para realização de medidas indiretas, fornecendo uma descrição geométrica 3D acurada, mesmo em superfícies de afloramento parcialmente recobertas por vegetação (GIGLI e CASAGLI, 2011; ABELLAN et al., 2014; ASSALI et al., 2016) (Figura 4). Desta forma, os sistemas TLS possibilitam uma melhor compreensão geométrica das discontinuidades que podem afetar a estabilidade das encostas rochosas (FERRERO et al., 2009; GIGLI e CASAGLI, 2011; RIQUELME et al., 2014; ASSALI et al., 2016; RIQUELME et al., 2018) para, por exemplo, identificar e quantificar fraturas pretéritas que fornecem bases para o cálculo das taxas de erosão para melhor compreensão da evolução do relevo (GUERIN et al., 2020). Outra abordagem é a de monitoramento destes processos gravitacionais rápidos, assim como da trajetória dos materiais mobilizados. Esta abordagem de estudo utiliza múltiplas varreduras TLS para detecção das deformações indicativas de eventos futuros, identificação dos mecanismos de ruptura, cálculo das mudanças de volume, da relação de magnitude-frequência, entre outros (ABELLAN et al., 2010; STRUNDEN et al., 2015; LI et al., 2019).

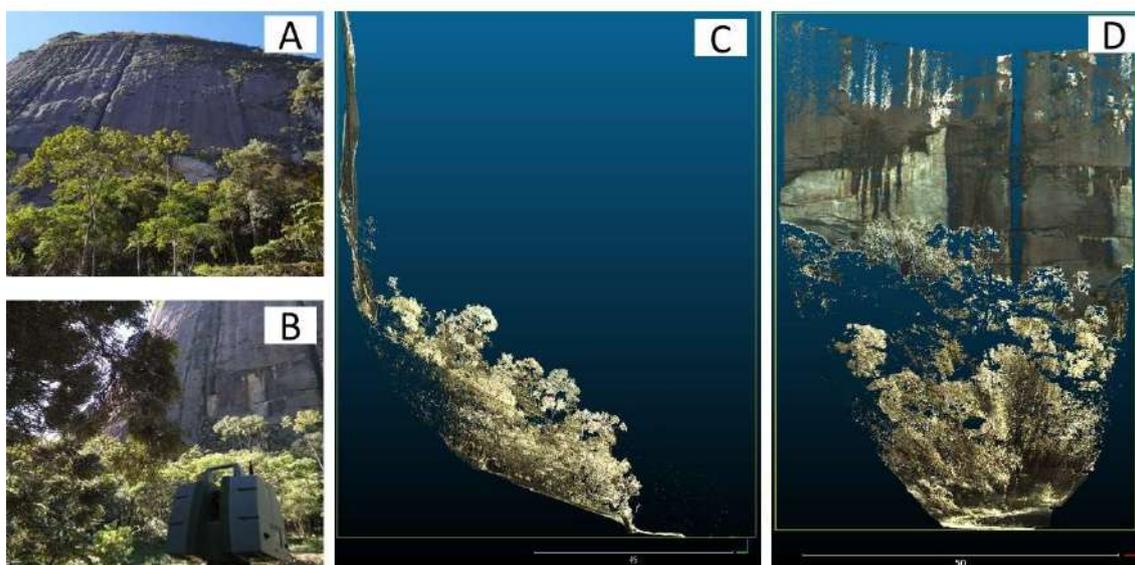


Figura 4. Varredura TLS para estudo de discontinuidades. A) Paredão rochoso localizado na Bacia do Rio Bonfim, em Petrópolis -RJ. B) Localização do sensor TLS em relação ao paredão. C) Nuvem de pontos adquiridas com TLS em perfil do paredão e talus deposicional e D) Nuvem de pontos de dados adquiridos com sensor TLS de visada frontal ao paredão rochoso. Pesquisa em andamento realizada pelo Laboratório de Monitoramento e Modelagem Pedogeomorfológica (LAMPEGE), na UFRJ. Imagens de Rafaela Soares Niemann.

Já os estudos dos processos erosivos (erosão pluvial) utilizando LiDAR buscam, na maior parte, detectar mudanças na elevação do terreno a fim de definir taxas/padrões de erosão e/ou volume sem a necessidade, por exemplo, de coleta de sedimentos em parcelas experimentais ou caixas coletoras de sedimento. Os sistemas TLS vem sendo usados, principalmente em estudos de detalhe (erosão laminar e pequenos sulcos erosivos), em parcelas erosivas ou em pequenos recortes de bacias hidrográficas, para medir a rugosidade do terreno e sua influência nos processos erosivos (EITEL et al., 2011; VERICAT et al., 2014), ou estimar, por meio de álgebra de mapas ou modelagem matemática, as taxas/padrões de erosão através de MDTs obtidos de forma continuada (*multi-temporal high-resolution digital elevation models*) (VERICAT et al., 2014; NEUGIRG et al., 2016; YERMOLAEV et al., 2018; LI, LANGPING et al., 2020; LI, LI et al., 2020). Os sistemas TLS vem sendo utilizados também em estudos que visam quantificar os processos erosivos de paisagens afetadas por incêndios (RENGERS et al., 2016; DELONG et al., 2018), para definir padrões espaciais e temporais das erosões em taludes artificiais (LI, LANGPING et al., 2020), em depósitos estéril de mineração (NEUGIRG et al., 2015) e em encostas afetadas por eventos extremos, como os tufões (CHENG et al., 2019). Já os sistemas ALS vem sendo usados, principalmente, na detecção de grandes feições erosivas, como voçorocas (*gully*), como nos trabalhos de James et al. (2007); Evans e Lindsay (2010); Perroy et al. (2010); Baruch e Filin (2011).

Em trabalho realizado no Brasil, Loureiro et al. (2020) realizaram uma pesquisa experimental com o objetivo de apresentar as potencialidades e limitações dos VANTs (imageamento) e TLS no diagnóstico e monitoramento de erosão por voçoroca. Segundo os autores, ao realizar uma varredura *laser* terrestre são necessárias ao menos três posições dentro e fora da feição erosiva, além de repetidas leituras para comparações dos dados. Apesar do TLS oferecer grande detalhamento da morfologia interna de uma voçoroca, de suas paredes, bordas, piso etc., os autores destacam que o equipamento é altamente dependente das condições do terreno. O transporte do equipamento em solo encharcado e mesmo sua fixação e montagem, pode se tornar uma tarefa difícil e pouco segura. Neste sentido, um sensor LiDAR acoplado a um VANT seria capaz de fazer uma varredura no interior da voçoroca sem a necessidade da presença física do pesquisador.

Em Geomorfologia Costeira e Eólica, em paisagens resultantes de morfogênese marinha e em ambientes de dunas, os trabalhos utilizando LiDAR buscam, na maior parte, quantificar, sob uma perspectiva morfodinâmica, mudanças morfométricas e volumétricas que ocorrem devido a processos erosivos e de movimentos de massa (WOOLARD e COLBY, 2002; WALKER et al., 2013; ANDRIOLO et al., 2018; RUESSINK et al., 2018) e devido à eventos extremos, como furacões e tempestades (HOUSER et al., 2015; PYE e BLOTT, 2016; SPLINTER et al., 2018; JOHNSON et al., 2020). Neste sentido, Le Mauff et al. (2018) apresentam um indicador de mobilidade da linha costeira, computado a partir de uma base de dados LiDAR. Yousef et al. (2013) utilizaram uma combinação de fotografias aéreas e LiDAR para determinar morfologias subaquática relacionadas ao transporte natural de sedimentos. Obu et al. (2017) utilizaram

MDTs LiDAR para estudar os processos erosivos de área costeira com *permafrost*, no Canadá. Segundo os mesmos autores, esses processos erosivos podem mobilizar grandes quantidades de sedimentos com carbono orgânico antigo e alterar os ciclos biogeoquímicos das zonas costeiras.

Em um trabalho realizado no Brasil, no estado de Santa Catarina, Grohmann et al. (2020) utilizaram *Structure from Motion-Multi View Stereo* (SfM-MVS) para obter um MDT de alta resolução em estudo sobre taxa de migração de dunas costeiras. O MDT SfM-MVS gerado pelos autores teve sua acurácia altimétrica validada com dados TLS. As superfícies produzidas pelos MDTs apresentaram grande semelhança, porém o MDT TLS exibiu superfície mais suavizada, com cristas de dunas bem marcadas enquanto que o MDT SfM-MVS apresentou uma rugosidade em pequena escala, que pode dificultar a identificação visual de algumas informações da superfície do terreno. Segundo os autores, esta rugosidade pode ser um problema se o objetivo da pesquisa for a classificação de formas de relevo com base em parâmetros morfométricos, como a identificação de cristas de dunas com base na curvatura da superfície. Por outro lado, os autores destacam que levantamentos TLS possuem um custo intermediário, quando comparados com levantamentos ALS e SfM-MVS, e exigem mais trabalho de campo e de processamento, a medida que o SfM-MVS se apresenta como uma solução de baixo custo, com resultados rápidos e confiáveis para modelagem 3D e monitoramento contínuo de dunas costeiras.

Os mapeamentos em Geomorfologia Fluvial são realizados, tradicionalmente, por meio de trabalhos de campo, apoiados por fotografias aéreas, imagens de satélites e MDEs. Os trabalhos de campo podem enfrentar grandes limitações devido às dificuldades de acesso em campo, presença de vegetação e limitada resolução espacial da base de dados. Já os MDEs, obtidos por métodos tradicionais, são usados na extração automatizada da rede de drenagem, dos canais localizados nas cabeceiras de drenagem (ordem zero) e na identificação de rupturas de drenagem. Para além dos trabalhos de mapeamento, estes MDEs permitem modelar os fluxos de água e sedimentos em bacias hidrográficas, realizar análises de migração de divisores de drenagem ao longo do tempo, entre outros objetivos.

Com o surgimento de nova geração de MDTs LiDAR, a maior parte obtidos de forma aerotransportada, tornou-se possível representar, de modo mais preciso, as formas do terreno que caracterizam as zonas de convergência e divergência de drenagem e outras derivações do MDT, como ângulo da encosta, direção de fluxo e a área de contribuição; importantes para a extração automatizada da rede de drenagem. Diferentes abordagens metodológicas vem sendo aplicadas para a obtenção destas informações, em bacias hidrográficas de relevo montanhoso (VIANELLO et al., 2009; PASSALACQUA et al., 2010; PIROTTI e TAROLLI, 2010; BARBOSA e AVELAR, 2015), relevo suave (LIU e ZHANG, 2011; PERSENDT e GOMEZ, 2016) e mesmo em áreas cuja rede de drenagem foi construída/modificada pelo homem, como por exemplo, para a detecção de valas antropogênicas em áreas agrícolas e de pastagem (ROELENS et al., 2018). As varreduras *laser* aerotransportadas também apoiam o mapeamento e caracterização morfológica das

planícies de inundação, dos canais de drenagem e dos seus leitos (JONES et al., 2007; CAVALLI et al., 2008; NOTEBAERT et al., 2009; TREVISANI et al., 2009), assim como os terraços fluviais (DEL VAL et al., 2015; HUGHES et al., 2015).

No trabalho de Barbosa e Avelar (2015), realizado no Brasil, na cidade do Rio de Janeiro, a rede de drenagem foi definida a partir de várias combinações entre valores calculados para uma área de contribuição mínima (%) e um índice de posição topográfico. Apesar dos bons resultados, os autores destacam que, em razão da resolução detalhada do MDT LiDAR, erros podem surgir devido à presença de estradas, aterros e afloramentos rochosos, demandando ajustes de campo com DGPS e fotointerpretação. Já Trevisani et al. (2009) realizaram uma caracterização morfológica do leito do rio Cordon (Alpes Italianos), através de índices morfométricos computados de um MDT LiDAR e análises geoestatísticas. Os resultados demonstraram a capacidade do MDT LiDAR em reconhecer padrões fluviais marcantes no terreno, como cascatas em leito rochoso e corredeiras com degraus, em detrimento de outras morfologias menos marcantes, como pequenas depressões em degraus ao longo do perfil do canal e pequenas cascatas.

Os sistemas de varredura *laser* terrestre também vem sendo usados na resolução de problemas em Geomorfologia Fluvial, mesmo que de forma menos sistemática. As principais vantagens desses sistemas são: i) sua resolução subcentimétrica, que possibilita, por exemplo, a captura da geometria de seixos individuais e ii) sua portabilidade, que permite quantificar a evolução espacial dos canais de drenagem. Lague (2020) explora o potencial destes sistemas com exemplos de aquisições de dados e métodos de processamento. Segundo o autor, as principais aplicações apresentam as seguintes abordagens: i) medição e distribuição do tamanho de grãos de forma automatizada, por exemplo, em pesquisas que exploram a relação entre o tamanho do grão, o atrito hidráulico e a geometria do canal; ii) transporte de sedimentos, com abordagem morfodinâmica; iii) monitoramento da erosão da margem dos canais para, por exemplo, estimar o balanço de sedimentos; iv) cálculo da taxa de erosão em rios de leito rochoso; v) digitalização da vegetação ribeirinha para, por exemplo, estimar o atrito hidráulico gerado pela vegetação e explorar a relação entre manchas de vegetação e a disposição de sedimentos. Para mais exemplos, consultar também Oguchi et al. (2013).

Por fim, Lague e Feldmann (2020) destacam as vantagens trazidas por novos sensores LiDAR para levantamento batimétrico (*airborne lidar topo-bathymetry* - ALTB) em Geomorfologia Fluvial. Os autores apresentam as principais aplicações desses sensores, qual sejam: i) análise 3D das geometrias dos canais em múltiplas escalas para caracterização, por exemplo, de unidades geomorfológicas, definição de seção transversal, perfil longitudinal, etc.; ii) acoplagem de modelos de hidrológicos (2D) com dados topo-batimétricos fluviais (3D) para, por exemplo, estimar a velocidade de fluxo, calcular a profundidade das águas e medir as tensões de cisalhamento relacionadas ao transporte de carga de fundo, erosão da margem do canal, mobilidade de rochas, etc.; iii) e análise morfodinâmica do canal para medição dos padrões de erosão e sedimentação dos rios através de leituras repetidas.

5. DESAFIOS FUTUROS

Para ser uma ciência completa das formas e das paisagens a Geomorfologia não deve se limitar geograficamente às porções terrestres (BAKER, 2008). Segundo o autor, alçar-se para além da Terra, em busca de informações sobre corpos extraterrestres, tem sido uma empreitada que avança na fronteira do conhecimento geomorfológico. Métodos de captura indireta para obtenção de informações topográficas utilizando *laser* vem sendo usados nessa empreitada, a exemplo do primeiro mapeamento topográfico global da Lua, na missão *Clementine* (SMITH et al., 1997) e pelos sistemas *Mars Orbiter Laser Altimeter* (MOLA), em Marte (SMITH et al., 2001), *Mercury Laser Altimeter* (MLA), em Mercúrio (CAVANAUGH et al., 2007) e *Lunar Orbiter Laser Altimeter* (LOLA), na Lua (SMITH et al., 2010).

As aplicações do MOLA em Geomorfologia Planetária contemplam, por exemplo, estudos sobre a morfologia de paleo-depósitos deltaicos (FAWDON et al., 2018; BRAMBLE et al., 2019), o mapeamento de sistemas de falhas e detecção de atividades tectônicas (LEFORT et al., 2015; SENTHIL KUMAR et al., 2019), processos hidrológicos e de transporte de sedimentos em bacias hidrográficas (NICHOLSON et al., 2013), identificação de domínios geomorfológicos e seus processos de formação (DIOT et al., 2014), mapeamento e dinâmica dos movimentos de massa (BRUNETTI et al., 2014; MAZZANTI et al., 2016; SENTHIL KUMAR et al., 2019), entre outros que podem ser consultados no livro “*Martian Geomorphology*” (BALME et al., 2011) e em Sun (2018).

Segundo Telling et al. (2017), algumas mudanças em relação à tecnologia TLS são esperadas e irão impactar as ciências da terra, como: i) varreduras autônomas repetidas para detecção de mudanças no terreno sem a necessidade de visitas periódicas do operador. Esta autonomia remota ajudará a contar uma história mais uniforme consistente do fenômeno estudado; ii) aumento do alcance da varredura *laser*; iii) fusão da nuvem de pontos com fotografias digitais e imagens hiperespectrais. A fusão destas tecnologias ajudará não só na representação 3D do fenômeno estudado, mas na discriminação das propriedades dos materiais da cena.

Ackermann (1999) acredita que a precisão absoluta dos sistemas de varredura *laser* aerotransportado ainda será aumentada, permitindo, por exemplo que voos mais altos cubram áreas ainda maiores. O autor também vislumbra a possibilidade de fusão dos dados geométricos obtidos pelo sensor *laser* aerotransportados com imagens multiespectrais, aumentando grandemente as aplicações em sensoriamento remoto.

Entretanto, segundo Jaboyedoff, et al. (2012), o verdadeiro desafio está relacionado ao desenvolvimento de novos métodos que permitam extrair o máximo de benefícios dos MDTs obtidos por LiDAR. De acordo com os autores, embora, grandes avanços tenham sido alcançados do ponto de vista geométrico (*e.g.*, área de volume), a maior parte dos modelos conceituais ainda permanecem presos ao passado. Desta forma, para além dos ganhos de caráter técnico, novas tecnologias nos encorajam a observar e explorar o mundo sob uma nova ótica, mudando nossa percepção de como a terra se organiza e

funciona (ROERING et al., 2013). A tecnologia LiDAR apresenta uma perspectiva aprimorada de algo com o qual os geomorfologistas estão familiarizados, “a superfície da terra”. Segundo os autores supracitados, a difusão dessa tecnologia teria o poder de mudar fundamentalmente nossas habilidades cognitivas, influenciando a maneira como percebemos a paisagem em campo e nos incentivando a visitar e redefinir antigos procedimentos.

6. CONCLUSÕES

A Geomorfologia é a ciência que estuda as formas do relevo, sua gênese, composição e os processos responsáveis pelo seu modelado. As formas do relevo são a expressão espacial da superfície terrestre e sua representação instrumentaliza a ciência geomorfológica com dados valiosos para a pesquisa científica. Embora os levantamentos de campo ainda façam parte de uma importante rotina no trabalho dos geomorfologistas, as tecnologias remotas para a obtenção de dados, como aerofotogrametria, interferometria por radar de satélite, sensores remotos passivos embarcados em satélites, etc., aumentaram sobremaneira nosso conhecimento sobre a superfície terrestre.

O LiDAR surge como uma tecnologia que possibilita uma maior aproximação cartográfica dos fenômenos geomorfológicos que ocorrem em escala de detalhe. Levantamentos ALS são normalmente realizados para cobrir áreas maiores que 1km² e representam fenômenos de maior magnitude e/ou maior alcance espacial. Já os equipamentos TLS são mais portáteis e possuem resolução espacial centimétrica a milimétrica. São, portanto, ideias para a representação e monitoramento de fenômenos que demandam maior detalhamento e processos que exigem respostas imediatas, como aqueles associados a riscos naturais. Neste texto apresentamos algumas das principais aplicações destes sensores, quais sejam: i) no mapeamento interativo, automatizado ou semi-automatizado dos fatos geomorfológicos, mesmo em áreas de elevado gradiente e/ou densamente florestadas (*e.g.*, cicatrizes de movimentos de massa e demais assinaturas gravitacionais, feições erosivas, descontinuidades geológicas e classes de relevo que compõe mapas geomorfológicos em escala de detalhe); ii) na extração automatizada da rede de drenagem e reconhecimento de diferentes padrões de drenagem; iii) no monitoramento e na quantificação volumétrica e morfométrica de processos gravitacionais, erosivos (pluviais e eólicos) e fluviais, em ambientes continentais e costeiros; iv) e em levantamentos batimétricos, em ambientes fluviais e marinhos, com finalidades variadas.

Ainda que o custo relativo dos equipamentos de varredura *laser* e a contratação de levantamentos para a obtenção de dados topográficos de detalhe sejam altos, os avanços tecnológicos e o aumento das demandas vêm tornando estes equipamentos mais portáteis, eficientes e acessíveis. Iniciativas de democratização dos dados topográficos LiDAR, como o por exemplo, pelo site *OpenTopography*, também tornam estas informações mais acessíveis e proporcionam grande oportunidade para o desenvolvimento da pesquisa geomorfológica. Por fim, destacamos que estes avanços tecnológicos devem estimular o

desenvolvimento de novas abordagens metodológicas e de um novo olhar sobre as questões que interrogam a ciência geomorfológica. Este novo olhar enriquece as discussões teóricas, e este é o ponto mais importante, o avanço da ciência.

Referências Bibliográficas

ABELLAN, A. et al. Detection and spatial prediction of rockfalls by means of terrestrial laser scanner monitoring. **Geomorphology**, v. 119, p. 162-171, 2010. ISSN 0169-555X.

ABELLAN, A. et al. Terrestrial laser scanning of rock slope instabilities. **Earth Surface Processes and Landforms**, v. 39, p. 80-97, 2014.

ACKERMANN, F. Airborne laser scanning: present status and future expectations. **ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing**, v. 54, n. 2-3, p. 64-67, 7// 1999. ISSN 0924-2716.

ANDRIOLO, U.; ALMEIDA, L. P.; ALMAR, R. Coupling terrestrial LiDAR and video imagery to perform 3D intertidal beach topography. **Coastal Engineering**, v. 140, p. 232-239, 2018. ISSN 03783839.

ARAÚJO, J. P. C. **Reconstrução Topográfica e Previsão de Escorregamentos Translacionais Utilizando Modelos Estatísticos e Determinísticos de Susceptibilidade**. 2018. Tese (Doutorado). Departamento de Geografia (PPGG/UFRJ), Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro (RJ).

ARAÚJO, J.P.C.; BARELLA, C. F.; FERNANDES, N. F. Modelagem da susceptibilidade de escorregamentos utilizando o método de pesos de evidência em uma região montanhosa de clima tropical. **Rev. Geociências UNESP**, v. 40, n. 1, p. 137-155, 2021. ISSN 1980-900X.

ARAÚJO, J.P.C.; GUIMARÃES, R. F.; FERNANDES, N. F. Reconstrução topográfica digital de áreas afetadas por movimentos de massa e cálculo do volume de material mobilizado In: PINHEIRO, L. D. S. e GORAYEB, A. (Ed.). **XVIII SBFA: Geografia física e as mudanças globais**. Fortaleza, CE: UFC, 2019. cap. Geotecnologias e Modelagem aplicada aos Estudos Ambientais, p.1-5. ISBN 978-85-7282-778-2.

ARDIZZONE, F. et al. Identification and mapping of recent rainfall-induced landslides using elevation data collected by airborne Lidar. **Nat. Hazards Earth Syst. Sci.**, v. 7, n. 6, p. 637-650, 2007. ISSN 1684-9981.

ASSALI, P. et al. Solid images for geostructural mapping and key block modeling of rock discontinuities. **Computers & Geosciences**, v. 89, p. 21-31, 2016. ISSN 0098-3004..

BAKER, V. R. Planetary landscape systems: a limitless frontier. **Earth Surface Processes and Landforms**, v. 33, n. 9, p. 1341-1353, 2008.

BALDO, M. et al. LIDAR monitoring of mass wasting processes: The Radicofani landslide, Province of Siena, Central Italy. **Geomorphology**, v. 105, n. 3-4, p. 193-201, 2009. ISSN 0169555X.

BALME, M. R. et al., Eds. **Martian Geomorphology**. Geological Society Special Publications n° 356. London: The Geological Society, p.307, Geological Society Special Publications n° 356ed. 2011.

- BARBARELLA, M.; FIANI, M.; LUGLI, A. Landslide monitoring using multitemporal terrestrial laser scanning for ground displacement analysis. **Geomatics, Natural Hazards and Risk**, v. 6, n. 5-7, p. 398-418, 2013. ISSN 1947-5705
- BARBOSA, L. S.; AVELAR, A. S. **Channel network extracted from a LiDAR DTM in a mountainous forested basin, Tijuca's Massif, Rio de Janeiro, Brazil.** 27th International Cartographic Conference & 16th General Assembly. Rio de Janeiro, 2015.
- BARUCH, A.; FILIN, S. Detection of gullies in roughly textured terrain using airborne laser scanning data. **ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing**, v. 66, n. 5, p. 564-578, 2011. ISSN 09242716.
- BERTI, M.; CORSINI, A.; DAEHNE, A. Comparative analysis of surface roughness algorithms for the identification of active landslides. **Geomorphology**, v. 182, p. 1-18, 2013. ISSN 0169-555X.
- BLASONE, G. et al. Monitoring sediment source areas in a debris-flow catchment using terrestrial laser scanning. **CATENA**, v. 123, p. 23-36, 2014. ISSN 0341-8162.
- BOOTH, A. M.; ROERING, J. J.; PERRON, J. T. Automated landslide mapping using spectral analysis and high-resolution topographic data: Puget Sound lowlands, Washington, and Portland Hills, Oregon. **Geomorphology**, v. 109, n. 3-4, p. 132-147, 2009. ISSN 0169555X.
- BRAMBLE, M. S. et al. Testing the deltaic origin of fan deposits at Bradbury Crater, Mars. **Icarus**, v. 319, p. 363-366, 2019. ISSN 00191035.
- BREMER, M.; SASS, O. Combining airborne and terrestrial laser scanning for quantifying erosion and deposition by a debris flow event. **Geomorphology**, v. 138, n. 1, p. 49-60, 2012. ISSN 0169-555X.
- BROOKER, G. M. **Introduction to Sensors for Ranging and Imaging**. SciTech Publishing, 2009.
- BROWN, R. A.; PASTERNAK, G. B. How to build a digital river. **Earth-Science Reviews**, v. 194, p. 283-305, 2019. ISSN 0012-8252.
- BRUNETTI, M. T. et al. Analysis of a new geomorphological inventory of landslides in Valles Marineris, Mars. **Earth and Planetary Science Letters**, v. 405, p. 156-168, 2014. ISSN 0012821X.
- BULL, J. M. et al. Assessing debris flows using LIDAR differencing: 18 May 2005 Matata event, New Zealand. **Geomorphology**, v. 124, n. 1, p. 75-84, 2010. ISSN 0169-555X.
- BURNS, W. J.; MADIN, I. **Protocol for inventory mapping of landslide deposits from light detection and ranging (lidar) imagery**. Portland, OR. 2009
- CAVALLI, M. et al. Assessment of erosion and deposition in steep mountain basins by differencing sequential digital terrain models. **Geomorphology**, v. 291, p. 4-16, 2017. ISSN 0169-555X.
- CAVALLI, M. et al. The effectiveness of airborne LiDAR data in the recognition of channel-bed morphology. **CATENA**, v. 73, n. 3, p. 249-260, 2008. ISSN 0341-8162.
- CAVANAUGH, J. F. et al. The Mercury Laser Altimeter Instrument for the MESSENGER Mission. v. 131, n. 1, p. 451-479, August 01 2007. ISSN 1572-9672.

- CEROVSKI-DARRIAU, C. et al. Quantifying temporal variations in landslide-driven sediment production by reconstructing paleolandscapes using tephrochronology and lidar: Waipaoa River, New Zealand. **Geochemistry, Geophysics, Geosystems**, v. 15, n. 11, p. 4117-4136, 2014. ISSN 1525-2027.
- CHENG, Y.-C.; YANG, C.-J.; LIN, J.-C. Application for Terrestrial LiDAR on Mudstone Erosion Caused by Typhoons. **Remote Sensing**, v. 11, n. 20, 2019. ISSN 2072-4292.
- CHIGIRA, M. et al. Topographic precursors and geological structures of deep-seated catastrophic landslides caused by Typhoon Talas. **Geomorphology**, v. 201, p. 479-493, 2013. ISSN 0169-555X.
- CROSBY, C. J.; ARROWSMITH, J. R.; NANDIGAM, V. Chapter 11 - Zero to a trillion: Advancing Earth surface process studies with open access to high-resolution topography. In: TAROLLI, P. e MUDD, S. M. (Ed.). **Developments in Earth Surface Processes**: Elsevier, v.23, 2020. p.317-338. ISBN 0928-2025.
- CUCCHIARO, S. et al. Multi-temporal analysis of the role of check dams in a debris-flow channel: Linking structural and functional connectivity. **Geomorphology**, v. 345, p. 106844, 2019. ISSN 0169-555X.
- DEL VAL, M. et al. An automated method to extract fluvial terraces from LIDAR based high resolution Digital Elevation Models: The Oiartzun valley, a case study in the Cantabrian Margin. **Quaternary International**, v. 364, p. 35-43, 2015. ISSN 10406182.
- DELONG, S. B. et al. Post-wildfire landscape change and erosional processes from repeat terrestrial lidar in a steep headwater catchment, Chiricahua Mountains, Arizona, USA. **Geomorphology**, v. 300, p. 13-30, 2018. ISSN 0169555X.
- DERRON, M. H.; JABOYEDOFF, M. Preface "LIDAR and DEM techniques for landslides monitoring and characterization". **Nat. Hazards Earth Syst. Sci.**, v. 10, n. 9, p. 1877-1879, 2010. ISSN 1684-9981.
- DIOT, X. et al. The geomorphology and morphometry of the banded terrain in Hellas basin, Mars. **Planetary and Space Science**, v. 101, p. 118-134, 2014/10/15/ 2014. ISSN 0032-0633.
- DONG, P.; CHEN, Q., Eds. **LiDAR Remote Sensing and Applications**. Remote Sensing Applications: CRC Press, p.200, Remote Sensing Applicationsed. 2018.
- EITEL, J. et al. Suitability of terrestrial laser scanning for studying surface roughness effects on concentrated flow erosion processes in rangelands. **CATENA**, v. 87, p. 398-407, 12/01 2011.
- EVANS, I. S.; HENGL, T.; GORSEVSKI, P. Applications in Geomorphology. In: HENGL, T. e REUTER, H. I. (Ed.). **Geomorphometry: concepts, software, applications**: Elsevier, 2009. cap. 22, p.497-525.
- EVANS, M.; LINDSAY, J. High resolution quantification of gully erosion in upland peatlands at the landscape scale. **Earth Surface Processes and Landforms**, v. 35, n. 8, p. 876-886, 2010. ISSN 1096-9837.
- FAWDON, P. et al. The Hypanis Valles delta: The last highstand of a sea on early Mars? **Earth and Planetary Science Letters**, v. 500, p. 225-241, 2018. ISSN 0012-821X.
- FERRERO, A. M. et al. Advanced Geostructural Survey Methods Applied to Rock Mass Characterization. **Rock Mechanics and Rock Engineering**, v. 42, n. 4, p. 631-665, 2009. ISSN 1434-453X.

GIGLI, G.; CASAGLI, N. Semi-automatic extraction of rock mass structural data from high resolution LIDAR point clouds. **International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences**, v. 48, n. 2, p. 187-198, 2011. ISSN 1365-1609.

GILBERT, G. K. **Report on the Geology of the Henry Mountains**. Washington, D. C., p.212. 1877

GLENN, N. F. et al. Analysis of LiDAR-derived topographic information for characterizing and differentiating landslide morphology and activity. **Geomorphology**, v. 73, n. 1-2, p. 131-148, 2006.

GÖRÜM, T. Landslide recognition and mapping in a mixed forest environment from airborne LiDAR data. **Engineering Geology**, v. 258, p. 105155, 2019. ISSN 0013-7952.

GROHMANN, C. H. et al. Dune migration and volume change from airborne LiDAR, terrestrial LiDAR and Structure from Motion-Multi View Stereo. **Computers & Geosciences**, v. 143, p. 104569, 2020. ISSN 0098-3004.

GROHMANN, C. H.; RICCOMINI, C. Aplicações dos modelo de elevação SRTM em geomorfologia. **Rev. Geogr. Acadêmica**, v. 2, n. 2, p. 73-83, 2008. ISSN 1678-7226.

GUERIN, A. et al. Quantifying 40 years of rockfall activity in Yosemite Valley with historical Structure-from-Motion photogrammetry and terrestrial laser scanning. **Geomorphology**, v. 356, p. 107069, 2020. ISSN 0169-555X.

GUZZETTI, F. et al. Landslide inventory maps: New tools for an old problem. **Earth-Science Reviews**, v. 112, n. 1–2, p. 42-66, 2012. ISSN 0012-8252.

HERITAGE, G.; CHARLTON, M.; LARGE, A., Eds. **Laser scanning for the environmental sciences**: Wiley-Blackwell, p.278ed. 2009.

HERITAGE, G.; LARGE, A. R. G. Principles of 3D laser scanning. In: HERITAGE, G.;CHARLTON, M., *et al* (Ed.). **Laser scanning for the environmental sciences**: Wiley-Blackwell, 2009. p.278.

HOUSER, C. et al. Post-storm beach and dune recovery: Implications for barrier island resilience. **Geomorphology**, v. 234, p. 54-63, 2015. ISSN 0169555X.

HUGHES, K. et al. Alluvial terrace preservation in the Wet Tropics, northeast Queensland, Australia. **Geomorphology**, v. 248, p. 311-326, 2015. ISSN 0169555X.

JABOYEDOFF, M. et al. Mapping and Monitoring of Landslides Using LIDAR. In: (Ed.). **Natural Hazards: Earthquakes, Volcanoes, and Landslides**: CRC Press Taylor & Francis Group, 2018. p.397-420.

JABOYEDOFF, M. et al. Use of LIDAR in landslide investigations: a review. **Natural Hazards**, v. 61, n. 1, p. 5-28, 2012. ISSN 0921-030X.

JABOYEDOFF, M. et al. Use of LIDAR in landslide investigations: a review. **Natural Hazards**, v. 61, p. 5-28, 2012. ISSN 1106901096.

JABOYEDOFF, M. et al. Use of terrestrial laser scanning for the characterization of retrogressive landslides in sensitive clay and rotational landslides in river banks. **Canadian Geotechnical Journal**, v. 46, n. 12, p. 1379-1390, 2009.

JABOYEDOFF, M.; DERRON, M.-H. Landslide analysis using laser scanners. In: TAROLLI, P. e MUDD, S. M. (Ed.). **Remote Sensing of Geomorphology**: Elsevier, v.23, 2020. cap. 7, p.207-230. (Developments in Earth Surface Processes). ISBN 0928-2025.

JAMES, L. A.; WATSON, D. G.; HANSEN, W. F. Using LiDAR data to map gullies and headwater streams under forest canopy: South Carolina, USA. **Catena**, v. 71, n. 1, p. 132-144, 2007. ISSN 03418162.

JOHNSON, C. L.; CHEN, Q.; OZDEMIR, C. E. Lidar time-series analysis of a rapidly transgressing low-lying mainland barrier (Caminada Headlands, Louisiana, USA). **Geomorphology**, v. 352, p. 106979, 2020. ISSN 0169-555X.

JONES, A. et al. High-resolution interpretative geomorphological mapping of river environments using airborne LiDAR data. **Earth Surface Processes and Landforms**, v. 32, p. 1574-1592, 09/01 2007.

JPL. Jet Propulsion Laboratory (JPL) - California Institute of Technology: Shuttle Radar Topography Mission (SRTM). 2020. Disponível em: < <https://www2.jpl.nasa.gov/srtm/> >. Acesso em: 27/10.

KOHLER, H. C. A Escala na Análise Geomorfológica. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 2, n. 1, p. 13, 2001.

KRABILL, W. et al. Rapid Thinning of Parts of the Southern Greenland Ice Sheet. **Science**, v. 283, n. 5407, p. 1522-1524, 1999.

KRABILL, W. B. et al. Accuracy of airborne laser altimetry over the Greenland ice sheet. **International Journal of Remote Sensing**, v. 16, n. 7, p. 1211-1222, 1995. ISSN 0143-1161.

KRABILL, W. B. et al. Airborne Laser Topographic Mapping Results. **Photogrammetric Engineering and Remote Sensing**, v. 50, n. 6, p. 685-694, 1984.

KRABILL, W. B. et al. Aircraft laser altimetry measurement of elevation changes of the greenland ice sheet: technique and accuracy assessment. **Journal of Geodynamics**, v. 34, n. 3, p. 357-376, 2002. ISSN 0264-3707.

LAGUE, D. Terrestrial laser scanner applied to fluvial geomorphology. In: TAROLLI, P. e MUDD, S. M. (Ed.). **Remote Sensing of Geomorphology**: Elsevier, v.23, 2020. cap. Chapter 8, p.231-254. (Developments in Earth Surface Processes). ISBN 0928-2025.

LAGUE, D.; FELDMANN, B. Topo-bathymetric airborne LiDAR for fluvial-geomorphology analysis. In: TAROLLI, P. e MUDD, S. M. (Ed.). **Remote Sensing of Geomorphology**: Elsevier, v.23, 2020. cap. Chapter 2, p.25-54. (Developments in Earth Surface Processes). ISBN 0928-2025.

LAHUSEN, S. R. et al. Surface roughness dating of long-runout landslides near Oso, Washington (USA), reveals persistent postglacial hillslope instability. **Geology**, v. 44, n. 2, p. 111-114, 2016. ISSN 0091-7613.

LARGE, A. R. G.; GEORGE, L. H. Laser Scanning: evolution of the discipline. In: HERITAGE, G.; CHARLTON, M., et al (Ed.). **Laser scanning for the environmental sciences**: Wiley-Blackwell, 2009. cap. 1, p.1-20.

LE MAUFF, B. et al. Coastal monitoring solutions of the geomorphological response of beach-dune systems using multi-temporal LiDAR datasets (Vendée coast, France). **Geomorphology**, v. 304, p. 121-140, 2018. ISSN 0169555X.

LEFORT, A. et al. Channel slope reversal near the Martian dichotomy boundary: Testing tectonic hypotheses. **Geomorphology**, v. 240, p. 121-136, 2015. ISSN 0169-555X.

- LI, H.-B. et al. Quantitative assessment for the rockfall hazard in a post-earthquake high rock slope using terrestrial laser scanning. **Engineering Geology**, v. 248, p. 1-13, 2019/01/08/ 2019. ISSN 0013-7952.
- LI, L. et al. Using terrestrial LiDAR to measure water erosion on stony plots under simulated rainfall. **Earth Surface Processes and Landforms**, v. 45, n. 2, p. 484-495, 2020. ISSN 0197-9337.
- LI, L.; LAN, H.; PENG, J. Loess erosion patterns on a cut-slope revealed by LiDAR scanning. **Engineering Geology**, v. 268, p. 105516, 2020. ISSN 0013-7952.
- LIU, X.; ZHANG, Z. Drainage network extraction using LiDAR-derived DEM in volcanic plains. **Area**, v. 43, n. 1, p. 42-52, 2011. ISSN 1475-4762.
- LOUREIRO, H. A. S.; GUERRA, A. J. T.; ANDRADE, A. G. D. Contribuição ao estudo de voçorocas a partir de uso experimental de laser scanner terrestre e vant. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 21, n. 4, p. 871-892, 2020. ISSN 2236-5664.
- MACKEY, B. H.; ROERING, J. J.; LAMB, M. P. Landslide-dammed paleolake perturbs marine sedimentation and drives genetic change in anadromous fish. **Proc Natl Acad Sci U S A**, v. 108, n. 47, p. 18905-9, Nov 22 2011. ISSN 1091-6490
- MALLET, C.; BRETAR, F. Full-waveform topographic lidar: State-of-the-art. **ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing**, v. 64, n. 1, p. 1-16, 2009. ISSN 09242716.
- MAZZANTI, P. et al. Inferring the high velocity of landslides in Valles Marineris on Mars from morphological analysis. **Earth, Planets and Space**, v. 68, n. 1, 2016. ISSN 1880-5981.
- MCKEAN, J.; ROERING, J. Objective landslide detection and surface morphology mapping using high-resolution airborne laser altimetry. **Geomorphology**, v. 57, n. 3-4, p. 331-351, 2004.
- MILLER, B. Laser altimeter may aid photo mapping. **Aviat Week Space Technol**, v. 88, n. 13, p. 60-64, 1965. Disponível em: < <http://archive.aviationweek.com/issue/19650329> >.
- NEFF, T. **The laser that's changing the World: the amazing stories behind Lidar, from 3D mapping to self-driving cars**. Prometheus Books, 2018. ISBN 9781633884670.
- NEUGIRG, F. et al. Erosion processes in calanchi in the Upper Orcia Valley, Southern Tuscany, Italy based on multitemporal high-resolution terrestrial LiDAR and UAV surveys. **Geomorphology**, v. 269, p. 8-22, 06/21 2016.
- NEUGIRG, F. et al. Quantification, analysis and modelling of soil erosion on steep slopes using LiDAR and UAV photographs. **Proceedings of the International Association of Hydrological Sciences**, v. 367, p. 51-58, 2015. ISSN 2199-899X.
- NICHOLSON, B. G. et al. An assessment of the fluvial geomorphology of subcatchments in Parana Valles, Mars. **Geomorphology**, v. 183, p. 96-109, 2013. ISSN 0169-555X.
- NOTEBAERT, B. et al. Qualitative and quantitative applications of LiDAR imagery in fluvial geomorphology. v. 34, n. 2, p. 217-231, 2009. ISSN 0197-9337.
- OBU, J. et al. Coastal erosion and mass wasting along the Canadian Beaufort Sea based on annual airborne LiDAR elevation data. **Geomorphology**, v. 293, p. 331-346, 2017. ISSN 0169555X.

- OGUCHI, T.; WASKLEWICZ, T.; HAYAKAWA, Y. S. Remote data in Fluvial Geomorphology: characteristics and applications. In: SHRODER, J. F. (Ed.). **Treatise on Geomorphology**. San Diego: Academic Press, 2013. cap. 9.35, p.711-729. ISBN 978-0-08-088522-3.
- OKYAY, U. et al. Airborne lidar change detection: An overview of Earth sciences applications. **Earth-Science Reviews**, v. 198, p. 102929, 2019. ISSN 0012-8252.
- PALENZUELA, J. A. et al. Landslide detection and inventory by integrating LiDAR data in a GIS environment. **Landslides**, v. 12, n. 6, p. 1035-1050, 2015. ISSN 1612-510X.
- PÁNEK, T. et al. Large landslides and deep-seated gravitational slope deformations in the Czech Flysch Carpathians: New LiDAR-based inventory. **Geomorphology**, v. 346, p. 106852, 2019. ISSN 0169-555X.
- PASSALACQUA, P. et al. A geometric framework for channel network extraction from lidar: Nonlinear diffusion and geodesic paths. **Journal of Geophysical Research: Earth Surface**, v. 115, n. F1, p. F01002, 2010. ISSN 2156-2202.
- PERROY, R. L. et al. Comparison of gully erosion estimates using airborne and ground-based LiDAR on Santa Cruz Island, California. **Geomorphology**, v. 118, n. 3-4, p. 288-300, 2010. ISSN 0169555X.
- PERSENDT, F. C.; GOMEZ, C. Assessment of drainage network extractions in a low-relief area of the Cuvelai Basin (Namibia) from multiple sources: LiDAR, topographic maps, and digital aerial orthophotographs. **Geomorphology**, v. 260, p. 32-50, 2016. ISSN 0169-555X.
- PETRIE, G.; TOTH, C. K. Introduction to laser ranging, profiling, and scanning. In: SHAN, J. e TOTH, C. K. (Ed.). **Topographic laser ranging and scanning: principles and processing 2^a**: CRC Press 2018. cap. 1, p.1-28. ISBN 9781498772273.
- PETSCHKO, H.; BELL, R.; GLADE, T. Relative Age Estimation at Landslide Mapping on LiDAR Derivatives: Revealing the Applicability of Land Cover Data in Statistical Susceptibility Modelling. In: (Ed.). **Landslide Science for a Safer Geoenvironment**, 2014. Chapter 53, p.337-343. ISBN 978-3-319-05049-2
- PIROTTI, F.; TAROLLI, P. Suitability of LiDAR point density and derived landform curvature maps for channel network extraction. **Hydrological Processes**, v. 24, p. 1187-1197, 2010.
- PRADHAN, B., Ed. **Laser scanning applications in landslide assessment**: Springer International Publishing, p.359ed. 2017.
- PRADHAN, B.; BAKAR, S. B. A. Debris Flow Source Identification in Tropical Dense Forest Using Airborne Laser Scanning Data and Flow-R Model. In: PRADHAN, B. (Ed.). **Laser scanning applications in landslide assessment**: Springer International Publishing, 2017. cap. 5, p.85-112. ISBN 978-3-319-55342-9.
- PYE, K.; BLOTT, S. J. Assessment of beach and dune erosion and accretion using LiDAR: Impact of the stormy 2013–14 winter and longer term trends on the Sefton Coast, UK. **Geomorphology**, v. 266, p. 146-167, 2016. ISSN 0169555X.
- RAZAK, K. A. et al. Airborne laser scanning of forested landslides characterization: Terrain model quality and visualization. **Geomorphology**, v. 126, n. 1, p. 186-200, 2011. ISSN 0169-555X.

- RENGERS, F. K. et al. Illuminating wildfire erosion and deposition patterns with repeat terrestrial lidar. **Journal of Geophysical Research: Earth Surface**, v. 121, n. 3, p. 588-608, 2016. ISSN 21699003.
- RIQUELME, A. et al. Automatic Mapping of Discontinuity Persistence on Rock Masses Using 3D Point Clouds. **Rock Mechanics and Rock Engineering**, v. 51, n. 10, p. 3005-3028, 2018. ISSN 1434-453X.
- RIQUELME, A. J. et al. A new approach for semi-automatic rock mass joints recognition from 3D point clouds. **Computers and Geosciences**, v. 68, p. 38-52, 2014.
- ROELENS, J. et al. Drainage ditch extraction from airborne LiDAR point clouds. **ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing**, v. 146, p. 409-420, 2018. ISSN 0924-2716.
- ROERING, J. J. et al. 'You are HERE': Connecting the dots with airborne lidar for geomorphic fieldwork. **Geomorphology**, v. 200, p. 172-183, 2013. ISSN 0169555X.
- RUESSINK, B. G. et al. Coastal dune dynamics in response to excavated foredune notches. **Aeolian Research**, v. 31, p. 3-17, 2018. ISSN 18759637.
- SCHULZ, W. H. Landslide susceptibility revealed by LIDAR imagery and historical records, Seattle, Washington. **Engineering Geology**, v. 89, n. 1-2, p. 67-87, 2007.
- SENTHIL KUMAR, P. et al. Recent seismicity in Valles Marineris, Mars: Insights from young faults, landslides, boulder falls and possible mud volcanoes. **Earth and Planetary Science Letters**, v. 505, p. 51-64, 2019. ISSN 0012821X.
- SHAN, J.; TOOTH, C. K., Eds. **Topographic laser ranging and scanning: principles and processing**: CRC Press, p.637, 2^a ed. 2018.
- SHEPHERD, E. C. Laser to watch height. **New Scientist** v. 26, n. 437, p. 33, 1965.
- SLATTON, K. C. et al. Airborne Laser Swath Mapping: Achieving the resolution and accuracy required for geosurficial research. **Geophysical Research Letters**, v. 34, n. 23, p. n/a-n/a, 2007. ISSN 1944-8007.
- SMITH, D. E. et al. Mars Orbiter Laser Altimeter: Experiment summary after the first year of global mapping of Mars. v. 106, n. E10, p. 23689-23722, 2001.
- SMITH, D. E. et al. The Lunar Orbiter Laser Altimeter Investigation on the Lunar Reconnaissance Orbiter Mission. v. 150, n. 1, p. 209-241, January 01 2010. ISSN 1572-9672.
- SMITH, D. E. et al. Topography of the Moon from the Clementine lidar. v. 102, n. E1, p. 1591-1611, 1997.
- SPLINTER, K. D.; KEARNEY, E. T.; TURNER, I. L. Drivers of alongshore variable dune erosion during a storm event: Observations and modelling. **Coastal Engineering**, v. 131, p. 31-41, 2018. ISSN 0378-3839.
- STALEY, D. M.; WASKLEWICZ, T. A.; BLASZCZYNSKI, J. S. Surficial patterns of debris flow deposition on alluvial fans in Death Valley, CA using airborne laser swath mapping data. **Geomorphology**, v. 74, n. 1, p. 152-163, 2006. ISSN 0169-555X.
- STRUNDEN, J. et al. Spatial and temporal variations in rockfall determined from TLS measurements in a deglaciated valley, Switzerland. **Journal of Geophysical Research: Earth Surface**, v. 120, n. 7, p. 1251-1273, 2015. ISSN 21699003.

- SUN, X. 1.15 - Lidar Sensors From Space. In: LIANG, S. (Ed.). **Comprehensive Remote Sensing**. Oxford: Elsevier, 2018. p.412-434. ISBN 978-0-12-803221-3.
- SYZDYKBAYEV, M.; KARIMI, B.; KARIMI, H. A. Persistent homology on LiDAR data to detect landslides. **Remote Sensing of Environment**, v. 246, p. 111816, 2020. ISSN 0034-4257.
- TAROLLI, P. High-resolution topography for understanding Earth surface processes: Opportunities and challenges. **Geomorphology**, v. 216, n. 0, p. 295-312, 7/1/ 2014. ISSN 0169-555X.
- TAROLLI, P.; ARROWSMITH, J. R.; VIVONI, E. R. Understanding earth surface processes from remotely sensed digital terrain models. **Geomorphology**, v. 113, n. 1-2, p. 1-3, 2009. ISSN 0169555X.
- TELLING, J. et al. Review of Earth science research using terrestrial laser scanning. **Earth-Science Reviews**, v. 169, p. 35-68, 2017. ISSN 0012-8252.
- TRAVELLETTI, J. et al. Monitoring landslide displacements during a controlled rain experiment using a long-range Terrestrial Laser Scanning (TLS). **The International Archives of the Photogrammetry, Remote Sensing and Spatial Information Sciences**, v. 37, 01/01 2008.
- TREVISANI, S.; CAVALLI, M.; MARCHI, L. Reading the bed morphology of a mountain stream: A geomorphometric study on high-resolution topographic data. **Hydrology and Earth System Sciences Discussions**, v. 14, 11/27 2009.
- VAN DEN EECKHAUT, M. et al. Object-oriented identification of forested landslides with derivatives of single pulse LiDAR data. **Geomorphology**, v. 173, p. 30-42, 2012. ISSN 0169-555X.
- VAN DEN EECKHAUT, M. et al. Use of LIDAR-derived images for mapping old landslides under forest. **Earth Surface Processes and Landforms**, v. 32, n. 5, p. 754-769, 2007. ISSN 1096-9837.
- VENTURA, G. et al. Tracking and evolution of complex active landslides by multi-temporal airborne LiDAR data: The Montaguto landslide (Southern Italy). **Remote Sensing of Environment**, v. 115, n. 12, p. 3237-3248, 2011. ISSN 00344257.
- VERICAT, D.; SMITH, M. W.; BRASINGTON, J. Patterns of topographic change in sub-humid badlands determined by high resolution multi-temporal topographic surveys. **Catena**, v. 120, p. 164-176, 2014. ISSN 03418162.
- VIANELLO, A.; CAVALLI, M.; TAROLLI, P. LiDAR-derived slopes for headwater channel network analysis. **CATENA**, v. 76, n. 2, p. 97-106, 2009. ISSN 0341-8162.
- VOSSelman, G.; MAAS, H.-G., Eds. **Airborne and Terrestrial Laser Scanning**: CRC Press, p.318ed. 2010.
- WALKER, I. J.; EAMER, J. B. R.; DARKE, I. B. Assessing significant geomorphic changes and effectiveness of dynamic restoration in a coastal dune ecosystem. **Geomorphology**, v. 199, p. 192-204, 2013. ISSN 0169555X.
- WEHR, A.; LOHR, U. Airborne laser scanning—an introduction and overview. **ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing**, v. 54, n. 2–3, p. 68-82, 7// 1999. ISSN 0924-2716.

WENG, Q., Ed. **Advances in environmental remote sensing: sensors, algorithms, and applications**. Remote Sensing Applications Series: CRC Press, Remote Sensing Applications Series. 2011.

WOOLARD, J. W.; COLBY, J. D. Spatial characterization, resolution, and volumetric change of coastal dunes using airborne LIDAR: Cape Hatteras, North Carolina. **Geomorphology**, v. 48, n. 1-3, p. 269–287, 2002.

YANG, L.; MENG, X.; ZHANG, X. SRTM DEM and its application advances. **International Journal of Remote Sensing**, v. 32, n. 14, p. 3875-3896, 2011/07/20 2011. ISSN 0143-1161.

YERMOLAEV, O. P.; GAFUROV, A. M.; USMANOV, B. M. Evaluation of Erosion Intensity and Dynamics Using Terrestrial Laser Scanning. **Eurasian Soil Science**, v. 51, n. 7, p. 814-826, 2018. ISSN 1556-195X.

YOUSEF, F. et al. Using LiDAR to reconstruct the history of a coastal environment influenced by legacy mining. **Journal of Great Lakes Research**, v. 39, p. 205-216, 2013. ISSN 0380-1330.

35. MODELOS NUMÉRICOS DE EVOLUÇÃO DO RELEVO (LEMS) E SUA IMPORTÂNCIA PARA ESTUDOS DE EVOLUÇÃO DA PAISAGEM

Nelson F. Fernandes¹, Daniel Peifer² & Pedro Val³

¹ LAMPEGE, Depto. de Geografia, Universidade Federal do Rio de Janeiro; nelsonff@acd.ufrj.br

² GeotecLab, CPMTC, Instituto de Geociências, Universidade Federal de Minas Gerais; peiferdaniel@gmail.com

³ Departamento de Geologia, Universidade Federal de Ouro Preto; pval@ufop.edu.br

Resumo: Os modelos numéricos de simulação da evolução do relevo, conhecidos como *Landscape Evolution Models* (LEMs), consolidaram-se como importante ferramenta investigativa na geomorfologia quantitativa ao longo das últimas três décadas. Embora a utilização de tais modelos tenha proliferado em diversas regiões do mundo, envolvendo vários processos geomorfológicos (*e.g.*, fluviais, gravitacionais, glaciais) e englobando diferentes escalas espaciais e temporais, seu uso no Brasil ainda é incipiente. O Brasil possui uma grande diversidade de paisagens que permitem o avanço do entendimento das interrelações entre processos erosivos, deposicionais e de transporte. Somados a este fator, a pedogênese com elementos externos como o clima (*e.g.*, variação pluviométrica e temperatura do ar) e condicionantes geológicos (*e.g.*, tipo de rocha, história tectônica), tornam a incorporação de LEMs em estudos geomorfológicos uma avenida para fortalecer a ciência das paisagens naturais no país. Neste capítulo, apresentamos um histórico da evolução dos LEMs a partir da segunda metade do século passado e discutimos as principais equações de erosão e transporte utilizadas na simulação dos processos geomorfológicos envolvidos. Listamos alguns dos principais LEMs existentes e ativamente atualizados, suas potencialidades e limitações e escolhemos dois deles, o LandLab e o GOLEM, para demonstrar suas aplicações em paisagens no Brasil que enriquecem a interpretação da evolução da paisagem. Por último, levantamos alguns dos principais desafios existentes na implementação e no avanço desses modelos quanto à capacidade de explicar dados empíricos como, por exemplo, taxas de atuação dos processos geomorfológicos.

Palavras-Chave: Evolução da paisagem; modelos numéricos; processos geomorfológicos; paisagens naturais; desafios metodológicos

Abstract: Landscape evolution models (LEMs) have become an essential tool in quantitative geomorphology over the past three decades. Despite the widespread use of LEMs worldwide to investigate geomorphic processes (*e.g.*, fluvial, gravitational, glacial) at different spatiotemporal scales, their use in Brazil is scarce. Brazil contains a great diversity of landscapes that provides

an avenue to study the interrelations between erosive, depositional, transport, and pedogenetic processes and their connections with climate (e.g., rainfall rate and air temperature) and geologic setting (e.g., rock type and tectonic history). Incorporating LEMs in geomorphic studies in Brazil is, therefore, a pathway to elevate landscape science in Brazil. In this contribution, we present a historical context of LEMs from the second half of the last century towards the present. We review some of the main equations that are used to simulate erosion and transport in geomorphic processes. We also list some of the main LEMs available that have documentation provided by their original authors, their potential, and limitations. We chose two of them, LandLab and GOLEM, to demonstrate how simple model constructs can aid our interpretations of the evolution of natural landscapes in Brazil. Lastly, we discuss some of the main challenges in implementing and LEMs' capacity to explain and predict empirical data, such as the rates of geomorphic processes.

Keywords: Landscape evolution models; numerical models; geomorphic processes; natural landscapes; methodological challenges

Tema: Modelagem em Geomorfologia

1. INTRODUÇÃO

Modelos numéricos de evolução do relevo simulam mudanças na forma e no fluxo de massa de determinada paisagem ao longo do tempo. Estas simulações são implementadas através de equações matemáticas (parcialmente) empíricas ancoradas em princípios físicos que incorporam, de forma combinada, a atuação de processos geomórficos superficiais e tectônicos, os quais são controlados pelas características locais em termos de topografia, litologia e clima. Essas ferramentas numéricas, coletivamente chamadas de LEMs (*Landscape Evolution Models*), são programas computacionais capazes de ilustrar, testar e quantificar relações entre processos geomorfológicos e as formas de relevo de uma paisagem em diferentes escalas espaciais e temporais, alcançando, em alguns casos, mudanças topográficas em escala continental ao longo de escalas de tempo geológico (TUCKER e HANCOCK, 2010; VAN DER BEEK, 2013).

Os LEMs se consolidaram nas últimas três décadas como uma das mais importantes ferramentas de análise geomorfológica por permitir investigar os efeitos isolados de processos tectônicos, climáticos, litológicos – além de retroalimentações complexas (e.g., compensação isostática-flexural da denudação, precipitações orográficas) – na evolução da morfologia da superfície de uma paisagem, complementando técnicas baseadas em campo e laboratório, como a geocronologia (TUCKER e HANCOCK, 2010; PELLETIER, 2013). Os LEMs são aplicados a estudos com objetivos variados e envolvendo diferentes escalas de análise, tanto no espaço como no tempo, com destaque para: a) o teste de modelos conceituais (hipóteses) de evolução da paisagem (e.g., ROE, MONTGOMERY e HALLET, 2002; WOBUS *et al.*, 2010; MITCHELL e YANITES, 2019); b) a simulação da evolução das formas do relevo e da

história denudacional de regiões específicas (*e.g.*, RUETENIK *et al.*, 2018); c) a simulação da geração e do recuo de grandes escarpamentos (*cf.*, BRAUN, 2018); d) a avaliação dos efeitos do clima e da tectônica, e seus mecanismos de retroalimentação, na evolução do relevo (WHIPPLE e TUCKER, 1999; WHIPPLE e MEADE, 2006; WHIPPLE, 2009); e) a avaliação dos efeitos de diferenças litológicas na erodibilidade do relevo (*e.g.*, FORTE *et al.*, 2016); f) a caracterização de paisagens transientes ou em equilíbrio (*e.g.*, GALLEN *et al.*, 2013; ADAMS *et al.*, 2020); g) a simulação dos efeitos de capturas de drenagem na evolução de redes de drenagem (*e.g.* HOWARD, 1971; BEESON, MCCOY e KEEN-ZEBERT, 2017); h) a estimativa da idade do início de uma perturbação externa resultando em ajustes transientes em uma paisagem erosiva (*e.g.*, GALLEN, 2018; SCHWANGHART e SCHERLER, 2020); i) a simulação da evolução parcialmente conhecida de uma paisagem com o objetivo de complementar outros esforços (baseados em observações empíricas) de reconstrução da sua história geomórfica (TEMME *et al.*, 2017); e j) a estimativa da variabilidade espacial da espessura do solo (*e.g.*, BROSENS *et al.*, 2020).

Embora modelos numéricos sejam muito utilizados na pesquisa geomorfológica no âmbito internacional, ainda são raros os casos de sua aplicação em território brasileiro (*e.g.*, SACEK, 2014; SACEK *et al.*, 2019). No entanto, o Brasil possui uma rica combinação de paisagens em diversos contextos geológicos, geomorfológicos e climáticos. Assim, enxergamos como um terreno fértil que permite avaliar algumas das principais hipóteses que sustentam nosso atual entendimento dos processos que governam a evolução de paisagens brasileiras (VIEIRA, SALGADO e SANTOS, 2015). Dessa forma, o objetivo central deste capítulo é contribuir para a difusão do uso dos LEMs dentro da comunidade geomorfológica brasileira. Para tal, abordamos um breve histórico da evolução desses modelos, discutimos seus princípios básicos de funcionamento e apresentamos os processos superficiais e tectônicos mais comumente simulados, com suas respectivas equações. Em seguida, resumimos alguns LEMs disponíveis na literatura e mostramos três simples exemplos de aplicações, simulando numericamente processos de captura de drenagem, efeitos de diferenças litológicas e o recuo de escarpas. Por último, apresentamos uma discussão sobre alguns desafios ainda existentes para uma efetiva utilização dos LEMs na geomorfologia.

2. HISTÓRICO DA EVOLUÇÃO DOS LEMs

Os LEMs tiveram sua origem nos estudos de modelagem da evolução de perfis de encostas, ainda no início da década de 1960. Culling (1960), em trabalho pioneiro, apresentou uma teoria matemática para a erosão a partir de uma analogia com o fluxo de calor nos sólidos, onde o gradiente de elevação representaria a força motriz. Nos anos seguintes, várias soluções analíticas explorando diversas condições iniciais e de contorno foram obtidas para situações geomórficas simplificadas, tais como a geometria dos perfis fluviais e a gênese dos topos convexos no relevo. Estes trabalhos iniciais estabeleceram

as bases teóricas para a derivação de uma lei de transporte dependente da declividade das encostas (CULLING, 1963, 1965; HIRANO, 1968), a qual seria, posteriormente, corroborada por experimentos de campo (SCHUMM, 1967) e de laboratório (KIRKBY, 1967). Na década seguinte, importantes avanços foram alcançados quando diferentes equações foram propostas para descrever matematicamente a atuação de processos tais como intemperismo, rastejo e escoamento superficial (AHNERT, 1973, 1976). Nesse momento, era desenvolvido o conceito, fundamentado em relações matemáticas, de que existia uma relação estreita entre processos e formas de relevo específicas, resultando na geração das chamadas “formas características”, as quais dependiam mais do processo atuante do que das condições iniciais impostas (KIRKBY, 1971; SMITH e BRETHERTON, 1972). De toda forma, tal abordagem foi logo muito questionada por aqueles que entendiam que os efeitos herdados de condições topográficas iniciais e do histórico das variações ocorridas no nível de base local, seriam tão importantes na definição da forma da encosta quanto as características do processo atuante.

Como consequência, a década de 1980 foi caracterizada pela incorporação dos efeitos dos processos tectônicos nesses modelos iniciais de evolução do relevo, em geral simulados a partir de valores absolutos das taxas de incisão fluvial utilizadas, seja ainda na escala de perfil de encosta (ARMSTRONG, 1980, 1987; PARSONS, 1987; AHNERT, 1987b; AHNERT, 1988) ou já na escala de orógenos (KOONS, 1989; BEAUMONT, FULLSACK e HAMILTON, 1992). Vários estudos aplicaram o modelo de evolução de encostas em estudos de datação morfológica de terraços e escarpas de falha (NASH, 1980a; HANKS *et al.*, 1984; MAYER, 1984).

Paralelamente, havia a discussão sobre a existência ou não de perfis de encostas que teriam atingido uma condição de equilíbrio, após evoluírem por um longo período de tempo sob a atuação de um mesmo processo e sob taxas de incisão fluvial constantes (HIRANO, 1975; ARMSTRONG, 1980; AHNERT, 1987a; 1988). Tais estudos teóricos davam suporte à ideia de equilíbrio dinâmico, implícita nas clássicas leis de Gilbert (1877, 1909) e nos trabalhos posteriores de Hack (1960, 1975).

A combinação de avanços teóricos sobre diferentes equações de transporte com a disponibilização de modelos digitais do terreno, assim como o aumento do poder computacional, criou, ainda no final da década de 1980, uma nova atmosfera que iria permitir, já na década seguinte, o surgimento dos LEMs na forma que conhecemos hoje (KIRKBY, 1986; AHNERT, 1988; HOWARD, 1988).

Uma verdadeira revolução nesses modelos numéricos, envolvendo tanto questões conceituais quanto de escala espacial de análise, iria ocorrer na geomorfologia ao longo da década de 1990, como já demonstrava a nova abordagem proposta por Gary Willgoose e colaboradores no *Massachusetts Institute of Technology* (WILLGOOSE *et al.*, 1991a; 1991b; 1991c), um clássico exemplo de mudança de paradigma na ciência. De um modo geral, os LEMs passaram a simular a evolução de grandes áreas (com escala de simulação variando de bacias de drenagem até cadeias de montanhas), incorporando a atuação conjunta de vários processos de (*e.g.*, rastejo, movimentos de massa, erosão fluvial,

intemperismo, tectônica), durante longos períodos de tempo (até algumas centenas de milhões de anos). Grande contribuição nessa revolução deve ser atribuída à conferência *Tectonics & Topography*, organizada pela *American Geophysical Union* (AGU) em 1992 e publicada em volume especial do *Journal of Geophysical Research* (MERRITTS e ELLIS, 1994), agregando ali os principais avanços obtidos entre processos tectônicos e evolução do relevo e divulgando os LEMs até então desenvolvidos (e.g., ANDERSON, 1994; GILCHRIST, KOOI e BEAUMONT, 1994; HOWARD, DIETRICH e SEIDL, 1994; KOOI e BEAUMONT, 1994; TUCKER e SLINGERLAND, 1994).

Ao longo dos últimos vinte anos, os avanços nos LEMs se concentraram, principalmente, nos seguintes aspectos: a) aumento do poder computacional permitindo sua implementação, na maioria dos casos, em computadores pessoais, ao invés da necessidade de estações de trabalho rodando UNIX; b) desenvolvimento de novas equações de transporte (e.g., DIETRICH *et al.*, 2003); c) aprimoramento das equações de transporte em encostas já disponíveis (e.g., ROERING *et al.*, 1999, 2001); d) avanços teóricos no entendimento do tempo de resposta de paisagens e seus fatores controladores (e.g. WHIPPLE e TUCKER, 1999, 2002); e) melhoria do entendimento das interações entre processos diferentes e consequente aumento da complexidade das interações simuladas; por exemplo, a erosão fluvial e a deposição de rios podem formar um leque aluvial caso um rio deságue subitamente em um vale muito maior e, no entanto, apenas a partir dos processos erosivos e deposicionais não conseguimos reproduzir um leque aluvial que, ao invés disso, só é alcançado a partir das interações entre processos (TEMME *et al.*, 2017); f) desenvolvimento de abordagens matemáticas para execução de modelagem inversas (retroativas), capazes de nos informar sobre paleotopografias (ajudando, portanto, a definir a topografia inicial de uma paisagem), que, no entanto, sofrem limitações decorrentes de problemas numéricos no cálculo retroativo (TEMME *et al.*, 2017) e também do fato de que a paisagem pode ter evoluído a partir de múltiplas paleopaisagens (ou seja, equifinalidade geomórfica) (e.g., GOREN, FOX e WILLET, 2014a; RICHARDS, HOGGARD e WHITE, 2016); g) melhoria na qualidade e resolução dos modelos digitais de terreno disponíveis, incluindo dados LIDAR (MUDD, 2020); h) a crescente disponibilização de dados de termocronologia (e.g., GALLAGHER *et al.*, 1998; GUNNELL, 2000; EHLERS e FARLEY, 2003; REINERS e BRANDON, 2006; REINERS e SHUSTER, 2009) e de isótopos cosmogênicos (e.g., GRANGER, LIFTON e WILLENBRING, 2013; VON BLANCKENBURG e WILLENBRING, 2014; HAREL, MUDD e ATTAL, 2016; CODILEAN *et al.*, 2018) e i) datações com ^{14}C , OSL, etc. (LIAN e ROBERTS, 2006; BROWN, 2020) que permitem definir limites mais precisos para as taxas de soerguimento e de denudação, condições de contorno dos LEMs.

3. PRINCÍPIOS BÁSICOS DOS LEMs

3.1. Como os LEMs funcionam (ou são implementados)?

Os LEMs se consolidaram nas últimas três décadas como ferramentas importantes de análise geomorfológica (TUCKER e HANCOCK, 2010; PELLETIER, 2013), especialmente em estudos de modelagem focados na retrodição (FERNANDES, 2016). De um modo geral, pode-se dizer que os LEMs representam, através de algoritmos implementados em programas computacionais, as leis de processos (equações de transporte) que determinam as taxas de erosão, difusão e transporte de massa *in situ* (por pixel do modelo) e, ainda, os caminhos percorridos pela água e sedimentos ao longo do tempo (TUCKER e HANCOCK, 2010; PELLETIER, 2013). Dessa forma, a simulação da evolução de uma paisagem geomorfológica irá envolver simultaneamente, dentro de cada LEM, tanto processos superficiais, que dependem da dispersão de energia física do sistema modelado, quanto tectônicos, que são impostos como condições de contorno (ver item 4.5). A confecção desses algoritmos, de forma integrada e lógica dentro de cada programa computacional, não é uma tarefa simples, uma vez que são simulados processos superficiais que possuem fórmulas físicas e químicas diferentes. Um bom exemplo é a conjugação de processos superficiais (*e.g.* intemperismo, rastejo, erosão laminar, movimentos gravitacionais de massa, erosão fluvial em leito aluvial, erosão fluvial em leito rochoso, entre outros) e tectônicos (*e.g.* soerguimento, isostasia flexural, mecânica de rochas), cada um com suas escalas temporais e espaciais específicas de atuação (TUCKER e HANCOCK, 2010; PELLETIER, 2013). Portanto, modelos multiprocessos necessitam de códigos que sejam capazes de combinar os diferentes processos e interações em escalas espaciais e temporais distintas sem prejudicar o tempo de processamento computacional; para isto, não é necessário apenas conhecimento dos processos físicos, mas também de ciência da computação e métodos numéricos (PELLETIER, 2013).

3.2. O princípio da conservação de massa aplicado à evolução do relevo

As paisagens geomorfológicas são sistemas dinâmicos onde massa (água, sedimentos e rochas) está sempre em movimento. O Princípio da Continuidade requer a conservação da massa dentro um sistema, implicando que a erosão determinará a saída de matéria de uma área-fonte, mas que essa matéria sempre irá terminar em algum outro lugar; ou seja, a matéria será conservada em sua rota ao longo dos sistemas geomórficos. Matematicamente este princípio afirma que a variação no armazenamento (A_r) durante um certo intervalo de tempo é igual à diferença entre os somatórios de *entradas* e de *saídas*, através de:

$$\Delta A_r = \sum(\text{entradas}) - \sum(\text{saídas}) \quad (1)$$

Em modelos de erosão dos solos, por exemplo, estamos interessados em computar o fluxo de solo no espaço e no tempo. Em um modelo numérico de uma bacia hidrográfica, por exemplo, a bacia é discretizada em células, formando um *grid*. Para cada célula deste, podemos computar o somatório de entradas de sedimento (devido a um ou mais processos erosivos oriundos de células vizinhas), subtraindo desse somatório as saídas/perdas de sedimento. Assumindo um intervalo de tempo qualquer, essa diferença de entradas e saídas representará a variação no armazenamento de sedimento naquela célula, definindo, assim, condições de erosão ou de deposição associadas a variações negativas ou positivas, respectivamente, durante aquele período de tempo.

3.3 Equação geral da evolução do relevo

A topografia e suas propriedades (*e.g.*, declividade, elevação, amplitude de relevo), são a expressão física de uma disputa sem fim entre os processos que constroem a topografia, como o soerguimento de rochas relativo a um nível de base impulsionado por processos tectônicos, e os processos que tendem a remover a topografia, ou seja, a erosão modulada pelas próprias condições topográficas (declividade) e por condições climáticas e litológicas (KIRBY e WHIPPLE, 2012). Sabemos que os processos erosivos são mais efetivos quando a topografia é mais acentuada, de modo que áreas com topografia montanhosa são caracterizadas por taxas mais rápidas de erosão do que áreas de morfologia suave em nível global (AHNERT, 1970; KIRBY e WHIPPLE, 2012; HAREL, MUDD e ATTAL, 2016). Portanto, a topografia liga os processos tectônicos à erosão através de um feedback negativo que determina que as paisagens erosivas alcancem ou estejam sempre tentando alcançar um estado estacionário topográfico, em que a taxa de soerguimento de rocha relativa a um nível de base (U) seja balanceada em todos os lugares pelas taxas de erosão (E).

Assim, podemos definir a variação da elevação (z) com o tempo (t) para qualquer ponto de uma paisagem erosiva como:

$$\frac{\Delta z}{\Delta t} = U - E \quad (2)$$

Esta é a equação geral da evolução do relevo e, embora simples, incorpora os processos mais importantes que controlam as modificações da topografia em uma área, no espaço e no tempo, tornando-se a base conceitual dos LEMs (TUCKER e HANCOCK, 2010).

3.4 Implementação dos modelos de evolução do relevo

Para implementar a Equação 2 em um LEM precisamos definir quais processos atuam controlando o fluxo de sedimentos entre as células do *grid*. De modo geral, os

LEMs incorporam de forma separada os processos de erosão nas encostas, geralmente chamados de processos difusivos, e aqueles que atuam nos canais fluviais (processos advectivos). Nas últimas duas décadas, vários estudos mostraram a importância dos LEMs tratarem de forma separada os processos erosivos nos canais aluviais daqueles com leito rochoso (ver seção 4.2), os quais efetivamente atuam rebaixando o relevo (WHIPPLE e TUCKER, 1999; WHIPPLE, HANCOCK e ANDERSON, 2000; WHIPPLE e TUCKER, 2002; WHIPPLE *et al.*, 2013). Além disso, alguns LEMs incorporam hoje processos de intemperismo (*e.g.*, YOO e MUDD, 2008), permitindo investigar para um certo intervalo de tempo, o balanço entre a produção e a remoção de regolito, decorrentes de processos de intemperismo e de erosão, respectivamente.

Após a definição de quais processos serão simulados, precisamos definir a magnitude dos fluxos gerados por eles. Para isso, torna-se necessário o conhecimento das equações de transporte (ou leis de processos) associadas a cada um dos processos simulados, ou seja, dos algoritmos que definem como cada processo atua, o que veremos em detalhe no próximo item. A combinação das várias equações de transporte simuladas resulta em uma equação diferencial parcial complexa, cuja solução é obtida, na grande maioria dos casos, através de métodos numéricos. Estes envolvem, geralmente, diferenças e/ou elementos finitos implementadas em métodos explícitos, nos quais o valor da grandeza a ser resolvida numericamente é calculada com base nas variáveis exportadas a partir do *timestep* anterior, e implícitos, onde a grandeza a ser resolvida é calculada com base nas variáveis de *timesteps* anteriores e o *timestep* atual (*cf.*, PELLETIER, 2013).

Como em qualquer equação diferencial, a obtenção da solução requer definir as condições de contorno, ou seja, o que acontece nos limites da área sendo simulada para cada intervalo de tempo. Em geral, a parametrização dessas condições de contorno nos LEMs é feita tomando-se como base valores de taxas de soerguimento obtidas por termocronologia, taxas de incisão fluvial obtidas por datação de depósitos, entre outros, disponíveis na literatura geomorfológica. Ou seja, torna-se fundamental para uma efetiva implementação desses modelos que a parametrização das condições de contorno possua significado geomorfológico. Em paralelo, torna-se necessário definir também a condição inicial do problema que, no caso do LEMs, representa a topografia utilizada no início da simulação. A solução da equação diferencial resultante da combinação dos vários processos simulados, obtida sob a influência das condições inicial e de contorno definidas, gera como produto a variação da elevação no espaço e no tempo, ou seja, o valor da elevação em cada célula do *grid* para cada iteração no tempo de simulação.

4. PRINCIPAIS PROCESSOS SIMULADOS E RESPECTIVAS EQUAÇÕES DE TRANSPORTE

4.1. Características das equações de transporte

Como discutido anteriormente, a base conceitual dos LEMs está na aplicação do princípio de conservação de massa a cada célula dentro de um *grid* de interesse. No

entanto, para que isso aconteça precisamos conhecer as equações de transporte associadas a cada um dos processos simulados que atuam nessas células. De forma ideal, uma equação de transporte (ou lei de transporte geomórfico) é uma expressão matemática derivada de um princípio (ou mecanismo) físico, que define, de forma aproximada, o fluxo de massa causado por um ou mais processos atuantes (DIETRICH *et al.*, 2003). Conforme destacado por estes autores, tais equações podem ser parametrizadas a partir de mensurações de campo e/ou laboratório, assim como testadas em modelos físicos (TEMME *et al.*, 2017). Desde meados do século passado vários estudos vêm focando na obtenção de equações de transporte, dentro da chamada geomorfologia baseada em processos (*e.g.*, AHNERT, 1970, 1976). Embora, ao longo desse período, várias equações tenham sido propostas, modificadas e testadas, a complexidade do tema faz com que muitos processos ainda não tenham equações de transporte amplamente aceitas, ou mesmo só possuam leis geomórficas de caráter empírico, tais como por exemplo os movimentos de massa (*e.g.*, SHOBE *et al.*, 2018). Trata-se, portanto, de um tema na fronteira da pesquisa geomorfológica internacional, de grande relevância para uma maior efetividade e realidade das simulações numéricas realizadas pelos LEMs.

4.2. Processos de transporte nas encostas

Sabemos que as encostas evoluem, no longo tempo, pela atuação de um somatório de processos envolvendo rastejo, salpico, atividade biogênica, escoamento superficial, movimentos gravitacionais de massa, entre outros, os quais podem responder a modificações no nível base decorrentes de mudanças de ordem climática e/ou tectônica. Todos esses processos dependem, em maior ou menor grau, da declividade da encosta e a importância relativa de cada um desses processos será função de características gerais como clima, topografia e propriedades dos solos (*e.g.*, textura, capacidade de infiltração).

De uma forma geral, os LEMs tratam o transporte nas encostas como um fluxo de solo/material proporcional à declividade do terreno, atuando de forma lenta e contínua. Na sua forma mais simples, a equação de transporte foi proposta no trabalho pioneiro de Culling (1960), através de uma analogia entre o fluxo de calor entre dois materiais, governado por um gradiente de temperatura, e o fluxo de solo nas encostas, controlado por um gradiente de elevação (declividade). Esta é, portanto, uma equação de transporte de material dependente da declividade, onde o fluxo de material (q_s) é proporcional ao gradiente da encosta:

$$q_s = \beta \left(-\frac{\partial z}{\partial x} \right) \quad (3)$$

onde z é a elevação, x é a distância do divisor e β é uma constante de proporcionalidade, a qual incorporará os efeitos das propriedades dos materiais, do clima e da cobertura vegetal. Vários processos geomorfológicos nas encostas vêm sendo tratados

matematicamente por esse tipo de equação, com destaque para o transporte por rastejo (CULLING, 1963; KIRKBY, 1967; NASH, 1980b; BAND, 1985; ARMSTRONG, 1987), por salpico (DE PLOEY e SAVAT, 1968; KIRKBY, 1971; DUNNE, 1991), por atividade biogênica (DIETRICH, RENEAU e WILSON, 1987), entre outros.

Quando combinamos a Equação 3 com a equação de conservação de massa para perfis de encostas assumindo β como constantes ao longo do perfil, chegamos à equação de evolução de perfis de encostas:

$$\frac{\partial z}{\partial t} = D \frac{\partial^2 z}{\partial x^2} \quad (4)$$

a qual é semelhante àquela que descreve o fluxo de difusão devido a um gradiente de concentração química. Dessa forma, os processos de transporte geomórfico que são simulados por ela são geralmente denominados de processos difusivos, sendo a constante de proporcionalidade D comumente chamada de coeficiente de difusão (ou difusividade) do relevo, com unidades de $[L^2/T]$. Mais detalhes sobre o desenvolvimento matemático aqui descrito podem ser obtidos em Fernandes e Dietrich (1997).

Essa equação sugere que a taxa de variação da elevação com o tempo, em perfis evoluindo sob o predomínio de processos difusivos, será proporcional à curvatura topográfica (variação da declividade com a distância). Na condição de equilíbrio, a variação da elevação com o tempo ($\partial z/\partial t$) permanece constante, tendendo a ser semelhante à taxa de incisão fluvial (E_f) controlando o rebaixamento do nível de base no sopé da encosta. Nessa condição de equilíbrio, como já salientado por Gilbert (1909), os perfis desenvolvidos terão uma topografia convexa e a curvatura das encostas observada no campo corresponderá à razão E_f/D . Sendo assim, se medirmos a curvatura das encostas e estimarmos a taxa fluvial (I) de uma determinada região (a partir de taxas de soerguimento obtidas por termocronologia e/ou a partir de taxas de denudação obtidas por isótopos cosmogênicos) podemos estimar o coeficiente de difusão do relevo. Fernandes e Dietrich (1997) compilaram valores estimados em campo para D sob diferentes condições de material e clima, observando, de forma surpreendente, variações de apenas duas ordens de magnitude (entre 4 e 360 m^2/ano). Mais recentemente, vários trabalhos expandiram essa análise estimando D ao redor do globo (RICHARDSON, PERRON e SCHURR, 2019). Estimativas corretas do coeficiente de difusão (D) são importantes, pois este é um dos principais parâmetros que controla a erosão nas simulações numéricas implementadas pelos LEMs. A representação dos processos de encosta descrita acima não engloba nem o fluxo de material decorrente do escoamento superficial, o qual depende da declividade e da distância do divisor, nem escorregamentos, que dependem de um ângulo crítico. Nessa linha, vários autores sugerem que a mudança na morfologia das encostas observada em muitas paisagens erosivas (com perfis convexos próximo dos divisores e perfis retilíneos ao longo da encosta) seriam consequência diretas de variações nos processos dominantes (*e.g.*,

KIRKBY, 1984; KIRKBY, 1985; ANDREWS e BUCKNAM, 1987; ANDERSON e HUMPHREY, 1989; HOWARD, 1997).

Embora os primeiros modelos matemáticos de evolução do relevo, implementados tanto na escala de perfil quanto na de bacia de drenagem, tenham considerado a evolução das encostas como sendo controlada pela atuação de processos difusivos lineares, como descrito pela Equação 4, trabalhos posteriores mostraram que tal evolução é melhor simulada quando descrita por processos difusivos não lineares, seguindo (ROERING *et al.*, 1999; ROERING *et al.*, 2001):

$$q_s = \frac{DS}{\left(1 - \left(\frac{S}{S_c}\right)^2\right)} \quad (5)$$

onde S e S_c são a declividade da célula analisada e a declividade crítica, respectivamente. Estes autores mostraram que, para valores de S_c acima de 0,4 (ou seja, encostas com cerca de 20°), ocorrem mudanças gradativas nos mecanismos envolvidos, passando de processos mais associados ao rastejo para processos mais associados a movimentos gravitacionais de massa (ROERING *et al.*, 1999; ROERING *et al.*, 2001).

Embora a simulação da evolução das encostas venha sendo tratada, na grande maioria dos LEMS, através de equações matemáticas de processos difusivos lineares ou não lineares, há necessidade de incorporação de equações de transporte que simulem também os diversos processos associados a movimentos gravitacionais de massa (MGM). Tal fato, embora de grande relevância, especialmente para simulações em áreas de relevo acidentando, não é tarefa fácil de ser alcançada. Inicialmente, o transporte por MGM foi simulado nos LEMs utilizando-se valores superestimados para o coeficiente de difusão do relevo (ANDERSON, 1994) ou através da introdução de ângulos de encosta críticos (CARSON e PETLEY, 1970) que, quando excedidos, permitiriam a remoção de todo o solo ali existente (TUCKER e SLINGERLAND, 1994; TUCKER e BRAS, 1998; VAN DER BEEK e BRAUN, 1999). Embora algoritmos mais complexos tenham sido propostos visando incorporar o transporte por MGM de forma explícita (*e.g.*, SCHMIDT e MONTGOMERY, 1995; ALLEN e HOVIUS, 1998; DENSMORE, ELLIS, e ANDERSON, 1998; HERGARTEN e NEUGEBAUER, 1998; ALLEN e DENSMORE, 2000; SHOBE *et al.*, 2018), é evidente a necessidade de que avanços sejam obtidos neste tema.

4.3. Processos de transporte fluvial

A forma e a dinâmica de paisagens erosivas não glaciais são controladas, de maneira geral, pelas taxas de incisão fluvial de rios de leito rochoso (*bedrock rivers*) (WHIPPLE e TUCKER 1999, 2002), que, por isso, formam a espinha dorsal dos LEMS

mais utilizados em estudos geomórficos (TUCKER e HANCOCK, 2010). A evolução de rios de leito rochoso controla a dinâmica de paisagens erosivas porque (WHIPPLE, HANCOCK e ANDERSON, 2000; WHIPPLE *et al.*, 2013): 1) a elevação de um rio de leito rochoso define o limite inferior para o qual a rede de drenagem e as encostas a montante drenam água e transportam sedimentos, e, portanto, quando esses rios erodem verticalmente seu leito, rebaixam o nível de base local dessas áreas a montante; 2) eles comunicam mudanças espaciais e temporais nas condições de contorno da paisagem (*boundary conditions*, isto é, a taxa de soerguimento de rocha relativa a um nível de base, as condições climáticas e a litologia subjacente) para as áreas a montante; e 3) eles controlam o tempo de resposta da rede de drenagem diante de perturbações externas.

A alcunha “rios de leito rochoso” faz alusão à natureza do leito e das margens desses rios, que seriam compostos por rochas aflorantes, em oposição, portanto, aos rios aluviais (*alluvial rivers*), recobertos de maneira significativa por sedimentos detríticos em seus leitos e margens (WHIPPLE *et al.*, 2013; WOHL, 2015). Entretanto, canais fluviais com essas características são raros na natureza, sendo mais comum que rios de leito rochoso sejam marcados por afloramentos descontínuos de rocha, intercalados com coberturas de pequena espessura e relativamente contínuas de alúvio ao longo do canal fluvial, embora a rocha subjacente esteja próxima da superfície ao longo de toda a extensão de um rio de leito rochoso (WHIPPLE *et al.*, 2013). Rios de leito rochoso erodem verticalmente seus leitos ao longo de escalas de tempo geológicas através de uma gama de processos diferentes cuja mecânica e interações formam a base teórica dos modelos de incisão fluvial.

O modelo matemático de incisão fluvial mais utilizado em LEMs – referido como modelo *stream-power* (SPM) – quantifica a taxa de erosão fluvial de longo-termo (E_f) resultante da ação conjunta de todos processos de incisão vertical, incluindo i) abrasão (*abrasion*), ii) descolamento (*plucking*), iii) corrosão (*corrosion*), iv) cavitação (*cavitation*), e v) limpeza por fluxo de detritos (*debris flow scour*), através de:

$$E_f = KA^m S^n \quad (6)$$

onde S representa a inclinação local do canal fluvial, A representa a área de contribuição a montante, e K define um coeficiente de erodibilidade fluvial que contabiliza de forma conjunta os efeitos de diferentes controles nos processos de incisão fluvial, incluindo a resistência das rochas subjacentes frente aos processos de intemperismo e erosão, as condições climáticas (sobretudo a variabilidade em taxas de precipitação), a geometria do canal fluvial e da área de contribuição, assim como efeitos relacionados à dinâmica e variabilidade do fluxo de sedimentos fornecidos aos canais. Por sua vez, m e n são expoentes positivos cujos valores são uma função do processo de incisão fluvial dominante – por exemplo, rios dominados por destacamento seriam consistentes com n entre 2/3 a 1, enquanto rios dominados por abrasão por carga em suspensão seriam melhor

representados por $n = 5/2$ (WHIPPLE, HANCOCK e ANDERSON, 2000) –, além de refletir também a hidráulica do canal e a dinâmica do fluxo de sedimentos (WHIPPLE e TUCKER, 1999).

O SPM encontrou um sucesso extraordinário na literatura geomórfica nas últimas décadas, sendo utilizado, por exemplo, para inferir padrões espaciais e temporais de soerguimento de rocha (*e.g.*, KIRBY e WHIPPLE, 2001), para modelar a migração a montante de *knickpoints* (*e.g.*, BERLIN e ANDERSON, 2009; SCHWANGHART e SCHERLER, 2020), para modelar a evolução topográfica de orógenos (*e.g.*, ADAMS *et al.*, 2020), e também como tentativa de reconstrução de paleotopografias (*e.g.*, STERNAI *et al.*, 2012). Parte desse sucesso se deve à sua formulação simples e, mesmo assim, capaz de incorporar a física por trás dos processos de incisão fluvial, além de sua consistência com um vasto corpo de observações empíricas (LAGUE, 2014). Ainda assim, sabemos de um conjunto importante de limitações do SPM, o que levou ao desenvolvimento de outros modelos de incisão fluvial que podem, todavia, ser enunciados como variações do SPM (*cf.*, WHIPPLE *et al.*, 2013; LAGUE, 2014).

4.3.1. Morfologia do perfil longitudinal de rios de leito rochoso

Assumindo que uma paisagem esteja em um estado estacionário topográfico (*topographic steady-state*) onde a taxa de soerguimento de rocha relativa a um nível de base (U) é balanceada em todos os lugares pela taxa de incisão fluvial de longo-termo (E_f), teremos (de acordo com o SPM):

$$U = E_f = KA^m S^n \quad (7)$$

Rearranjando a Equação 7 de modo a resolver S , encontramos:

$$S = \left(\frac{U}{K}\right)^{1/n} A^{-m/n} \quad (8)$$

onde:

$$S = k_s A^{-\frac{m}{n}} \quad (9a)$$

$$k_s = \left(\frac{U}{K}\right)^{1/n} \quad (9b)$$

$$\theta = m/n \quad (9c)$$

em que θ , referido como a ‘concavidade do canal’, controla o quão rápido S decresce à medida em que A aumenta a jusante, e k_s , referido como a ‘inclinação do canal’, é uma

medida do gradiente fluvial normalizado pela área de drenagem a montante de acordo com θ (KIRBY e WHIPPLE, 2012). Sabemos que θ pode variar significativamente na natureza (de 0.1 até 1.5), embora observações de θ em canais fluviais em estado estacionário em diferentes contextos tectônicos, climáticos e litológicos, tenha registrado uma variabilidade menor, com valores de θ entre 0.4–0.7 (WHIPPLE *et al.*, 2013). Uma vez que n está na formulação de k_s e de θ , existe uma autocorrelação indesejada entre essas variáveis. Para corrigi-la, definimos uma concavidade fixa de referência (θ_{ref}) a partir da qual quantificamos uma inclinação do canal normalizada (k_{sn}); sabemos, através de um extenso corpo de observações empíricas, que k_{sn} aumenta monotonicamente com as taxas de erosão em diversos contextos geomórficos (HAREL, MUDD e ATTAL, 2016).

A Equação 9a explicita que valores de k_{sn} podem ser obtidos através de regressões lineares em gráficos de log-S contra log-A (KIRBY e WHIPPLE, 2012). Entretanto, um desenvolvimento teórico recente – referido como ‘método integral’ – introduziu uma coordenada longitudinal chi (χ) que permite a extração de estimativas mais robustas de k_{sn} , uma vez que o método integral não exige que se derive S de um modelo digital de elevação (PERRON e ROYDEN, 2013). Nesse sentido, o método integral se fundamenta na integração da Equação 9a, onde i) substituímos S por dz/dx (z = elevação ao longo do perfil longitudinal; x = distância ao longo do perfil longitudinal); ii) separamos dz e dx em membros diferentes da equação; iii) integramos ambos os membros da equação, ao longo do perfil longitudinal, a partir de um nível de base arbitrário x_b e na direção a montante; iv) introduzimos uma área de drenagem de referência (A_0) de modo a tornar os termos referentes à área de contribuição adimensionais, resultando em uma equação para a elevação do canal em estado estacionário (*e.g.*, PERRON e ROYDEN, 2013; MUDD *et al.*, 2018):

$$z(x) = z(x_b) + \left(\frac{U}{KA_0^m} \right)^{\frac{1}{n}} \chi \quad (10)$$

onde podemos definir a coordenada longitudinal chi (χ), que apresenta dimensões de comprimento, como:

$$\chi = \int_{x_b}^x \left(\frac{A_0}{A(x)} \right)^{\theta} dx \quad (11)$$

A Equação 10 nos informa que se a área de drenagem de referência arbitrada (A_0) for igual a 1, poderemos extrair k_{sn} a partir do método integral (assumindo que a integração seja realizada a partir de uma concavidade de referência). A Equação 11 explicita a propriedade essencial do método integral: os perfis chi – isto é, perfis onde z varia em função de χ – de todos rios em estado estacionário começando em um mesmo nível de base arbitrário (x_b) serão descritos pela mesma equação diferencial (ver a

Equação 10), de modo que todos esses rios, incluindo o rio principal e os tributários, obrigatoriamente irão colapsar sob a mesma reta no perfil chi; dizemos, nesse caso, que esses rios são lineares (devido a forma do seu perfil chi) e colineares (por colapsarem na mesma reta) (*e.g.*, ver Fig. 1 de MUDD *et al.*, 2014). Em contraste, variações espaciais e temporais em U ou em K (devido, por exemplo, a variações espaciais em taxas de precipitação ou erodibilidade litológica) resultarão, necessariamente, em inflexões em perfis chi (MUDD *et al.*, 2014; PERRON e ROYDEN, 2013).

4.3.2. *Transiência em rios de leito rochoso*

Assumindo uma paisagem em estado estacionário topográfico, mudanças espaciais e temporais nos controles das taxas de incisão fluvial de longo-termo (*i.e.*, variações em U , A , S e K) poderão determinar ajustes na morfologia dos canais fluviais (de modo a acomodar essas modificações) na direção do estado estacionário. A resposta da rede de drenagem a essas perturbações é dita transitória porque ela é temporalmente finita, terminando no momento em que a rede de drenagem alcança o estado estacionário. Nesse caso, o tempo e o estilo de resposta de uma rede de drenagem depende da eficiência erosiva do sistema (*i.e.*, K), da natureza e duração da perturbação, do tamanho do sistema, e da geometria da perturbação, com escalas de tempo de resposta entre, geralmente, 10^4 – 10^7 anos (WHIPPLE *et al.*, 2013).

No caso de uma mudança espacialmente uniforme na taxa de queda relativa do nível de base – que poderia ser resultado, por exemplo, de um aumento uniforme na taxa de soerguimento de rocha U relativo ao nível de base (*e.g.*, KIRBY e WHIPPLE, 2012), compensação isostática da denudação (*e.g.*, BISHOP e GOLDRICK, 2010) uma queda do nível relativo do mar (*e.g.*, BISHOP *et al.*, 2005), ou uma captura fluvial (*e.g.*, PRINCE, SPOTILA, e HENIKA, 2011) –, o SPM prevê que o canal fluvial ajustará seu gradiente local no nível de base, aumentando-o, com a formação de um *knickpoint* (WHIPPLE *et al.*, 2013). O gradiente fluvial local acentuado determina, por sua vez, maiores tensões e potencial para os processos de incisão fluvial como abrasão e descolamento, implicando que esse *knickpoint* migre a montante ao longo do canal, na direção da cabeceira de drenagem. Durante a sua propagação a montante, o *knickpoint* eventualmente alcançará confluências com tributários, induzindo, então, o rebaixamento do nível de base nesses tributários, com a formação de um *knickpoint* em cada um desses. O *knickpoint* define um limite entre áreas a montante que ainda não se ajustaram ao novo nível de base, e áreas a jusante com gradiente topográfico mais acentuado, ajustadas ao novo nível de base. Dessa forma, o sinal transiente se propagará progressivamente por toda a bacia e, eventualmente, será extinto da rede de drenagem.

O SPM prevê que a solução para a velocidade de propagação do *knickpoint* seja dada por uma equação de onda cinemática não linear, que aproxima a taxa de propagação do *knickpoint* (CE) como (WHIPPLE e TUCKER, 2002):

$$CE = KA^m S^{n-1} \quad (12)$$

A Equação 12 nos informa que para o caso $n = 1$, a velocidade de propagação do *knickpoint* é função apenas de A e K , implicando que para paisagens em que K é uniforme – ou seja, paisagens litologicamente homogêneas ou sem variações expressivas nas taxas de precipitação – CE depende exclusivamente de A . Assim, para qualquer intervalo de tempo posterior à perturbação, a distribuição de *knickpoints* na rede de drenagem afetada estará agrupada em valores similares de elevação, seguindo aproximadamente uma linha de contorno (*e.g.*, CROSBY e WHIPPLE, 2006); da mesma forma, a teoria prevê um agrupamento similar de *knickpoints* em valores próximos de χ (*e.g.*, STOLLE *et al.*, 2019; SCHWANGHART e SCHERLER, 2020). Além disso, em paisagens com variações importantes em litologia ou taxas de precipitação, valores menores de K (rochas resistentes ou áreas que recebem menor precipitação) controlarão velocidades menores de taxa de propagação dos *knickpoints* (*e.g.*, BISHOP e GOLDRICK, 2010). Para os casos em que $n \neq 1$, a taxa de recuo dos *knickpoints* dependerá também de S , implicando uma dinâmica não-linear complexa (PERRON e ROYDEN, 2013). Em contraste, *knickpoints* podem estar ancorados (ou seja, fixos) em estruturas tectonicamente ativas, como uma falha normal ativa (*e.g.*, WHITTAKER e BOULTON, 2012), ou em contatos litológicos entre rochas resistentes e rochas pouco resistentes (*e.g.*, GABET, 2020). No entanto, se a atividade tectônica da estrutura ativa cessar, o *knickpoint* será liberado para migrar a montante com uma taxa de recuo ditada pela Equação 12.

4.4. Processos de intemperismo e produção de solo

Alguns modelos numéricos acoplam uma representação matemática da formação de solos e sua espessura (*e.g.*, YOO e MUDD, 2008). Neste caso, conforme discutido anteriormente, para que ocorra o transporte é necessário a existência de material não-coeso disponível para ser removido. Sendo assim, os LEMs precisam estimar, para todo o período simulado, a espessura do regolito em cada célula do *grid*, o que requer determinar o balanço entre a taxa de remoção (ou deposição) e a taxa de produção (P) de regolito (ou de intemperismo). Gilbert (1877), em um trabalho pioneiro, propôs que essa taxa de transformação de rocha em regolito depende, entre outros fatores, da espessura do manto de alteração ali existente. Assim, Gilbert (1877) já imaginava uma relação inversa entre a taxa de produção e a espessura do regolito, assumindo que o aumento dessa espessura afastaria os agentes do intemperismo químico da frente de atuação (contato solo-rocha). Por sua vez, quanto mais raso fosse o solo maior seria a taxa de produção, a qual decresceria de forma abrupta quando a rocha aflorasse (GILBERT,

1877). Embora tal modelo conceitual de comportamento tivesse sido bem aceito pela geomorfologia na segunda metade do século passado, ainda existiam dúvidas sobre o que acontecia em locais sob solos muito rasos, ou mesmo onde a rocha aflorasse, em especial sobre a existência de um pico na taxa de produção (AHNERT, 1967; CARSON e KIRKBY, 1972; COX, 1980); ainda assim, em sentido amplo, essa suposição continua presente em modelos numéricos mais recentes (*e.g.*, YOO e MUDD, 2008).

Matematicamente, podemos tratar a espessura do solo como um tipo de “armazenamento” dentro de uma paisagem geomorfológica, ou em células dentro de um *grid*, resultante do balanço de massa entre os fluxos de entrada e de saída. Para uma determinada célula nesse *grid*, teremos que o fluxo de entrada de solo será dado pela soma do fluxo vindo de células localizadas a montante mais aquele vindo do intemperismo da rocha (P) – isto é, relativo ao avanço em profundidade do *front* de intemperismo – representado pelo rebaixamento do contato solo-rocha (z_b) em um certo intervalo de tempo. Dessa forma, conforme destacado por Heimsath *et al.* (1997, 1999) e Dietrich *et al.* (2003), podemos dizer que a variação da espessura (h) do solo ao longo do tempo (t) será igual à quantidade de solo perdida lateralmente por erosão (q) mais aquela incorporada por intemperismo (P) que, matematicamente (em 1-D e desprezando variações nas densidades dos materiais), assume a forma:

$$\frac{\partial h}{\partial t} = -\frac{\partial z_b}{\partial t} - \frac{\partial q}{\partial x} = P - \frac{\partial q}{\partial x} \quad (13)$$

Vê-se, imediatamente, que a espessura do solo é produto da competição entre a taxa de produção e a taxa de erosão na superfície. No caso de processos difusivos, o fluxo lateral de material é dado pela Equação 3, a qual substituída pela Equação 8 resulta em:

$$\frac{\partial h}{\partial t} = P + \left(-D \frac{\partial^2 z}{\partial x^2} \right) \quad (14)$$

onde o último termo representa a segunda derivada da elevação com a distância, ou seja, a curvatura da encosta (em outras palavras, como a declividade da encosta varia com a distância). Na condição de estado estacionário, a espessura do solo h se torna constante ao longo do tempo, fazendo com que a Equação 14 seja reescrita como:

$$P = -D \frac{\partial^2 z}{\partial x^2} \quad (15)$$

a qual descreve que a taxa de produção P é uma função da curvatura da encosta em locais que já tenham atingido a condição de estado estacionário. Assim, a efetiva utilização dessa abordagem nos LEMs requer, necessariamente, a estimativa da taxa de produção P . Nesse sentido, Heimsath *et al.* (1997, 1999) quantificaram empiricamente a taxa de

produção, referida como função de produção de solo, combinando medições detalhadas da espessura do solo, da morfologia da paisagem (*i.e.*, curvatura das encostas) e a abundância de isótopos cosmogênicos em perfis de intemperismo (medições feitas em amostras coletada da superfície até o contato solo-rocha). Trabalhando em áreas com diferentes condições geológicas e climáticas, estes autores observaram que a curvatura das encostas – que é efetivamente um *proxy* da produção de solo –, diminui com o aumento da espessura do solo (*e.g.*, HEIMSATH *et al.*, 1997, 1999). A chamada função de produção de solo obtida empiricamente (*e.g.*, HEIMSATH *et al.*, 1997, 1999) corrobora os modelos conceituais sugeridos em estudos anteriores (originados no clássico trabalho de Gilbert nas *Henry Mountains*; GILBERT, 1877), sugerindo que a taxa de produção diminui exponencialmente com o aumento da espessura do solo, conforme:

$$P = -\frac{\partial z_b}{\partial t} = \varepsilon_o e^{-\alpha H} \quad (16)$$

onde ε_o é a taxa de produção na superfície, H é espessura da parte móvel do regolito medida perpendicularmente à superfície e α é uma variável empírica que determina o quão rápido a taxa de produção diminui com o aumento da espessura do manto de intemperismo.

4.5. Processos tectônicos e crustais

No contexto dos modelos focados puramente na evolução da paisagem, processos tectônicos são incorporados apenas como mais uma condição de contorno, ou seja, como um parâmetro externo que adiciona ou remove elevação (z) ou que desloca lateralmente pixels no *grid*. Desta forma, com raras exceções (*e.g.*, UEDA *et al.*, 2016), a tectônica é imposta em LEM de forma tal que não permite estudar possíveis retroalimentações (*feedbacks*) entre processos superficiais e processos tectônicos/crustais. Posteriormente, discutiremos os atuais desafios desta linha de pesquisa (ver Seção 7).

Um conceito simples, mas extremamente importante para descrever a evolução da superfície de uma paisagem, é a distinção entre a advecção de uma coluna de rocha, ou advecção crustal, e a advecção da superfície de uma paisagem (ENGLAND e MOLNAR, 1990). Essa distinção é necessária, pois nem todo movimento vertical da crosta resulta num movimento vertical da superfície e isso se dá, pois, a erosão na superfície pode se encarregar de compensar a advecção da crosta. Uma equação simples que descreve estas relações foi proposta por ENGLAND e MOLNAR (1990) em que o soerguimento de uma superfície (*surface uplift*, SU) é proporcional ao soerguimento de uma coluna de rocha/crosta (*rock uplift*, RU) subtraído da erosão (E) na superfície:

$$SU = RU - E \quad (17)$$

Estes movimentos verticais são medidos em relação a um *datum* de referência, seja ele o geóide local, a base da crosta continental ou o nível do mar. England e Molnar (1990) definiram esta equação, pois em uma situação de estado estacionário, a taxa de erosão pode atingir a mesma velocidade que a taxa de soerguimento de rocha e, assim, o soerguimento da superfície da paisagem será zero. Neste contexto, no entanto, há um movimento contínuo de massa pela janela crustal rasa em que, apesar de uma superfície se encontrar fixa no tempo, quilômetros de colunas de rochas atingem a superfície e são erodidas sem que a morfologia da superfície mude (ou modifique).

É este o contexto conceitual que define as condições de contorno para a aplicação de métodos isotópicos como a termocronologia e os isótopos cosmogênicos. Não por coincidência, esse é um conceito que também é empregado nos LEMs. Desta maneira, as taxas de soerguimento U impostas em modelos numéricos não são soerguimentos de superfície, mas sim, taxas de soerguimento de rocha relativo a um nível de base e , o dz/dt , uma medida do soerguimento da superfície (ver Equação 2). A seguir, descrevemos implementações de processos tectônicos e/ou crustais simples que são tipicamente incorporadas em modelos de evolução de paisagem.

4.5.1 Funções simples de soerguimento

Soerguimento em modelos numéricos são impostos como variáveis independentes. Geralmente, assumem a letra U , de *uplift*, em unidades métricas (L) por tempo (*ano*) como funções do espaço do *grid*, ou seja, $U(x,y)$. Implementados dessa maneira, a escolha da função U depende inteiramente da configuração desejada pelo usuário. Nas configurações mais simples, estes modelos assumem soerguimentos ou subsidências em blocos, com advecção puramente vertical e constantes no tempo (*e.g.*, SNYDER *et al.*, 2000). No entanto, funções de soerguimento mais elaboradas podem simular gradientes espaciais e temporais de soerguimento, ou seja, $U(x,y,t)$ (*e.g.*, WILLENBRING *et al.*, 2013), como, por exemplo, na evolução de formas topográficas associadas a geometrias diferentes de falhas de empurrão (MILLER, SLINGERLAND, e KIRBY, 2007), rotação de bloco (ATTAL *et al.*, 2008), domos ocasionados por topografia dinâmica (BRAUN, ROBERT e SIMON-LABRIC, 2013), transcorrência (DUVALL e TUCKER, 2015), ou rebaixamentos de nível de base e processos cíclicos (LI *et al.*, 2018).

4.5.2 Isostasia e flexura da crosta

Não se deve perder de vista que a crosta consiste em uma coluna de rocha com densidade média $\rho_c = 2700 \text{ kg/m}^3$, que é menor que a astenosfera e o manto que a sustenta, de $\rho_m = 3300 \text{ kg/m}^3$. Assim, qualquer modificação na espessura desta coluna acarreta uma compensação isostática da mesma maneira que icebergs se compensam quando perdem massa (TURCOTTE e SCHUBERT, 2014). Portanto, o soerguimento de rocha

no contexto da Equação 17 não está desligado da erosão. Assim, RU pode ser detalhado como a soma do soerguimento tectônico (RU_T) e, no caso de erosão positiva da superfície, o soerguimento isostático (RU_i):

$$RU = RU_T + RU_i \quad (18)$$

O soerguimento RU_i é função direta do contraste de densidades entre a crosta e o manto. Esta compensação isostática pode ser descrita de maneira simples como:

$$RU_i = \frac{\rho_c}{\rho_m} E \quad (19)$$

A partir desta relação simples, vê-se que ~82% da erosão na superfície são compensados diretamente por isostasia (*e.g.*, AHNERT, 1970). Em um cenário em que apenas a erosão atua, ou seja, $RU_T = 0$, a isostasia implica que apenas ~18% do valor total de erosão compõe o decréscimo na elevação da superfície.

A compensação isostática descrita acima ignora por completo a rigidez da litosfera, ou seja, sua resistência à flexura que, por sua vez, depende da espessura elástica da mesma (TURCOTTE e SCHUBERT, 2014). A rigidez flexural da litosfera dita a distribuição espacial (comprimento de onda) e a magnitude (amplitude) da compensação isostática ou deflexão da crosta a uma carga topográfica, seja ela positiva (criação de topografia / soerguimento) ou negativa (remoção de topografia / erosão).

Em uma litosfera quente e fina, como aquela de placas oceânicas, há baixa rigidez flexural e, portanto, forte compensação isostática local (baixo comprimento de onda), ou seja, mais próxima da Equação 19. Já litosferas frias e espessas, como aquelas sob crostas continentais, possuem maior rigidez flexural e um maior comprimento de onda da resposta isostática, ou seja, a compensação isostática se distribui por centenas de quilômetros. LEMs que incorporam a isostasia flexural somam o soerguimento ou subsidência deste fator à função de soerguimento prescrita ao modelo (*e.g.*, SACEK *et al.*, 2019). Para uma descrição detalhada do cálculo da deflexão da crosta, recomendamos algumas referências: Hutton e Syvitski (2008), Turcotte e Schubert (2014) e Ruetenik, Moucha e Hoke (2016).

No contexto de paisagens brasileiras e de margens passivas em geral, Braun (2018) demonstrou que a isostasia flexural pode explicar as cristas elevadas que caracterizam os divisores de drenagem nas escarpas topográficas que separa as áreas de baixa amplitude topográfica do interior continental das planícies costeiras. Isto acontece, pois a erosão das partes íngremes e baixas das escarpas causa uma isostasia flexural distribuída em comprimentos de onda quilométricos que soergue áreas adjacentes (*e.g.*, TUCKER e SLINGERLAND, 1994). É este soerguimento isostático-flexural um dos principais fatores que controla a persistência de topografias acentuadas em regiões intracontinentais e margens passivas (BRAUN, 2018).

5. PRINCIPAIS MODELOS EXISTENTES

Os LEMs são programas computacionais desenvolvidos de forma individual, ou em grupos de pesquisa que, de uma forma geral, possuem interface relativamente pouco amigável, sendo necessário, em muitos casos, um contato direto com os desenvolvedores para se obter acesso aos programas. Como discutido anteriormente, os primeiros programas simulando a evolução do relevo em 3-D, tratando simultaneamente as variáveis espaciais x , y , a elevação da superfície z e o tempo t , surgiram no início da década de 1990. Desde então, dezenas de LEMs foram desenvolvidos, os quais provaram ser uma das mais importantes ferramentas atuais na análise da evolução do relevo ao longo do tempo (Tabela 1).

As diferenças entre os diversos LEMs hoje disponíveis são várias: quantidade de processos considerados (modelos simples ou complexos), tipos de processos considerados (transporte difusivo, deslizamentos, intemperismo, incisão fluvial aluvial, incisão fluvial na rocha, processos tectônicos, etc.), posicionamento dos divisores ao longo do tempo (fixos ou móveis; com ou sem capturas de drenagem), escala espacial de análise (de pequenas bacias de drenagem até conjuntos de montanhas em orógenos), escala temporal ideal para simulação (de alguns milhares até centenas de milhões de anos), linguagem computacional utilizada (e.g., C, C++, Fortran, MATLAB, Python), implementação da solução numérica (e.g., diferenças finitas, elementos finitos), entre muitos outros critérios. De maneira geral, o leitor encontrará informações sobre a maior parte dos modelos numéricos disponíveis através do *Community Surface Dynamics Modeling System* (CSDMS) website (https://csdms.colorado.edu/wiki/Main_Page), que é um projeto que reúne especialistas para desenvolver modelos que simulem os fluxos de fluidos, sedimentos (produção, erosão, transporte e deposição) e solutos em paisagens e bacias da Terra.

Evidentemente, com tantos LEMs disponíveis atualmente, torna-se fundamental que o potencial usuário possua, antes de optar por um deles, um conhecimento das principais potencialidades e limitações. Enquanto alguns desses modelos são programas computacionais com interfaces amigáveis já implementadas, outros são modelos que requerem do usuário conhecimentos mais avançados de programação. Devido à elevada complexidade do tema, vários autores apresentaram análises comparativas entre os principais LEMs, seja com foco nos processos simulados, nas aplicações potenciais ou em aspectos computacionais (BEAUMONT, KOOI e WILLET, 2000; COULTHARD, 2001; PAZZAGLIA, 2003; MARTIN e CHURCH, 2004; WILLGOOSE, 2005; CODILEAN *et al.*, 2006; BISHOP, 2007; TUCKER e HANCOCK, 2010; VAN DER BEEK, 2013; CHEN, DARBON e MOREL, 2014; NONES, 2020).

Tabela 1: Exemplos de LEMs disponíveis para download. Recomendamos, todavia que o leitor acesse o repositório de modelos do CSDMS, para obter informações completas (disponível em: https://csdms.colorado.edu/wiki/Model_download_portal).

Modelo	Publicação de referência
SIBERIA	Willgoose <i>et al.</i> (1991a, 1991b)
GOLEM	Tucker e Slingerland (1994); atualizado em 2002
CASCADE	Braun e Sambridge (1997); atualizado em 2002
ZSCAPE	Densmore, Ellis, e Anderson (1998)
CHILD	Tucker e Bras (2000)
LAPSUS	Schoorl, Sonneveld e Veldkamp (2000)
HydroTrend v.3.0	Kettner <i>et al.</i> (2008)
CAESAR	Coulthard, Kirkby e Macklin (2000)
mARM	Cohen, Willgoose e Hancock (2010)
SIGNUM	Refice <i>et al.</i> (2012)
FASTSCAPE	Braun e Willett (2013)
CAESAR-Lisflood	Coulthard <i>et al.</i> (2013)
DAC	Goren <i>et al.</i> (2014b)
LaMEM	Collignon <i>et al.</i> (2016)
KWAVE	Rengers <i>et al.</i> (2016)
Badlands	Salles (2016)
CellLab-CTS	Tucker <i>et al.</i> (2016)
TTLEM	Campforts, Schwanghart e Govers (2017)
Landlab	Hobley <i>et al.</i> (2017)
SPACE	Shobe <i>et al.</i> (2017)
RAFEM	Ratliff <i>et al.</i> (2018)
Grain-Hill	Tucker <i>et al.</i> (2018)
Terrainbento	Barnhart <i>et al.</i> (2019)
BlockLab	Glade <i>et al.</i> (2019)
eSCAPE	Salles (2019)

6. EXEMPLOS DE APLICAÇÕES

Nesta seção focamos em exemplos de paisagens no Brasil ou que sejam aplicáveis no Brasil e como observações topográficas podem ser combinadas com modelos numéricos. Para isto, apresentamos três exemplos simples de processos geomórficos comuns em regiões intracontinentais que realçam como a modelagem pode ser usada para informar interpretações plausíveis: 1) Captura de drenagem; 2) Controle litológico na declividade de rios e 3) Recuo de escarpas topográficas.

6.1 Captura de drenagem

A captura é o processo no qual um rio erode o interflúvio que o separa de drenagens vizinhas por erosão remontante e, ao alcançar o vale fluvial vizinho, captura

aquela drenagem e toda a bacia a montante daquele ponto (Figura 1), adquirindo a área de drenagem da bacia capturada (BISHOP, 1995). A bacia original a jusante do ponto de captura tem sua área de drenagem diminuída por igual valor. O rio que foi capturado, portanto, perde conexão com a sua antiga bacia e passa a drenar a um novo nível de base proporcionado pelo rio que o capturou. Assim, a bacia que perdeu área perde potência erosiva devido à perda de área e isso leva à perda de área gradativa e continuada, mesmo após a captura. O processo de captura de drenagem provoca a reorganização da rede de drenagem acompanhada de: (i) mudanças na área e configuração das bacias de drenagem (e.g. WILLETT *et al.*, 2014); (ii) pulsos erosivos devido à captura (e.g. BISHOP, 1995; WHIPPLE *et al.*, 2017); (iii) abandono de canais fluviais (e.g. BROCARD *et al.*, 2012; YANITES *et al.*, 2013; VAL *et al.*, 2014; BEESON, MCCOY e KEEN-ZEBERT, 2017) e (iv) formação de *windgaps*, divisores de drenagem que se situam em vales fluviais abandonados que, por vezes, possuem depósitos sedimentares fluviais abandonados (PRINCE, SPOTILA, e HENIKA, 2011). Estas feições são facilmente identificadas em uma análise topográfica.

A queda de nível de base proporcionada pela captura de drenagem gera um pulso erosivo que se propaga à montante. Portanto, feições geomórficas diagnósticas de uma captura de drenagem que podem ser detectadas a partir de dados topográficos são: (i) formação de um paleovale, conhecido como *windgap* na literatura internacional e (ii) evidência de queda do nível de base associado à bacia que capturou área. Em termos práticos, um perfil chi rapidamente revela o estado transiente de uma bacia que passou por captura de drenagem (Figura 1).

No Brasil, processos de captura de drenagem são comuns. Neste capítulo trazemos um exemplo da Amazônia, a captura de drenagem do Rio Cuieiras (VAL *et al.*, 2014). No baixo curso do Rio Negro a alguns quilômetros a NW da cidade de Manaus, um proto-Rio Cuieiras era integrado à bacia do Tarumã-Mirim e fluía na direção SE (Figura 1C e D). Este proto-Rio Cuieiras foi então desconectado da atual bacia do Tarumã-Mirim e passou a desaguar no Rio Negro a um ponto centenas de quilômetros a montante da sua antiga foz (a foz atual do Rio Tarumã-Mirim). O paleovale abandonado, hoje, é um divisor de drenagem, o chamado *windgap* (Figura 1C). Juntando a evidência do paleovale preservado com a presença de *knickpoints* aglomerados no espaço chi-z, essa paisagem é um exemplo claro de como uma captura de drenagem seguida de um pulso erosivo com *knickpoints* móveis.

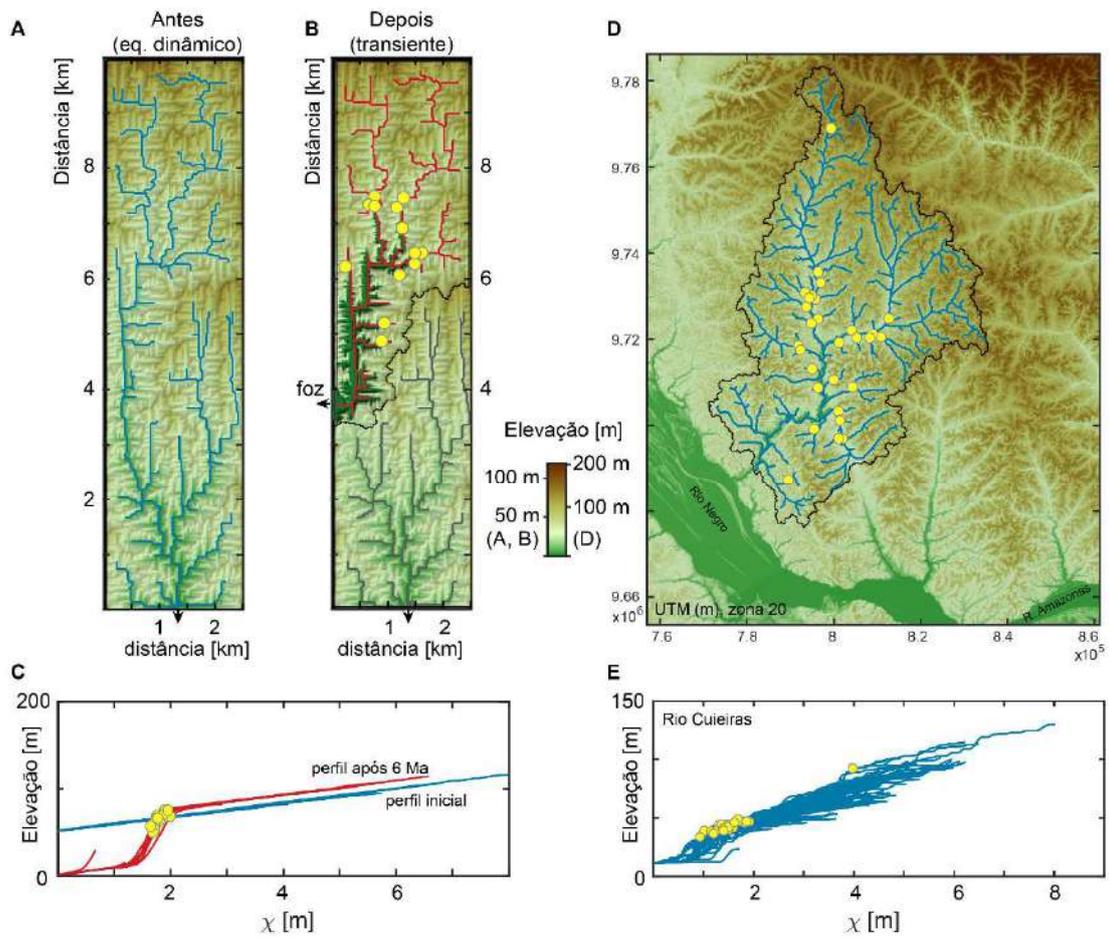


Figura 1. Capturas de drenagem modeladas e reais. **(A)** Modelo sintético de uma captura de drenagem iniciada por uma queda de nível de base. O modelo inicial foi rodado com uma única foz (indicada pela seta preta) por 50 milhões de anos para garantir o equilíbrio dinâmico. **(B)** Após atingido o equilíbrio, impusemos uma nova foz no lado oeste do modelo, com um novo nível de base 50 m mais baixo para simular uma captura de drenagem. Este modelo transiente é o resultado após 6 Ma de tempo simulado. **(C)** *Chi-plot* do modelo sintético mostrando o cenário inicial em equilíbrio (perfis azuis) e no estado transiente pós-captura (perfis vermelhos). Note a pequena diferença altimétrica entre os perfis iniciais e transientes. Isto resulta do soerguimento de fundo imposto nos modelos de 7.5 m/Ma e o ganho na fase transiente ocorre por causa da mudança transiente da capacidade erosiva da bacia capturada. Os círculos amarelos são *knickpoints* automaticamente detectados com a ferramenta *knickpointfinder* (SCHWANGHART e SCHERLER, 2014). Note a aglomeração dos *knickpoints* no espaço *chi-z*, mas os mesmos encontram-se espalhados espacialmente na bacia de drenagem. Este é um cenário típico de queda de nível de base. **(D)** Exemplo real da captura de drenagem da bacia do Rio Cuieiras que possui *knickpoints* distribuídos de maneira semelhante ao modelo sintético, com *knickpoints* bastante recuados nos maiores rios e, ainda, nas posições baixas de tributários. Note a posição do divisor de drenagem situado em cima do paleovale abandonado na porção SE da bacia. **(E)** *Chi-plot* da bacia do Rio Cuieiras mostrando padrão típico de queda de nível de base. *Knickpoints* em amarelo também foram obtidos com a ferramenta *knickpointfinder*.

6.2 Variações litológicas

Conforme descrito na Seção 4.3.2, variações litológicas afetam a evolução de paisagens no sentido de dificultar ou facilitar a erosão do substrato. No SPM estas variações estão embutidas na variável K . Valores altos e baixos de K significam menores e maiores resistências à erosão, respectivamente. Como a declividade normalizada de canais fluviais, k_{sn} , pode ser descrita através da solução em estado estacionário do SPM, k_{sn} é função direta de K e do soerguimento (Equação 9a). Portanto, para um valor fixo de U , um decréscimo no valor de K resulta numa paisagem mais íngreme e vice-versa (Figura 2).

Neste simples exemplo apresentado aqui, nota-se que um contato litológico pode produzir uma escarpa topográfica aparentemente retilínea (Figura 2). Esta simples observação revela a necessidade de cautela na interpretação de escarpas topográficas como tendo origem estrutural e tectônica. O território brasileiro possui uma grande diversidade de paisagens que podem ser estudadas dentro desta ótica, pois podemos pressupor com certa segurança a mesma taxa de soerguimento (seja nula ou positiva) para áreas próximas, mas que possuem variações litológicas significativas. Variações espaciais significativas em k_{sn} podem revelar estes efeitos litológicos. Por exemplo, áreas sobre rochas com grandes contrastes em K no Quadrilátero Ferrífero – quartzitos, xistos, filitos, gnaisses e rochas graníticas – apresentam diferenças marcantes na morfologia de rios e vertentes, assim como diferenças nas taxas de erosão (e.g., PEIFER, CREMON e ALVES, 2020; PEIFER *et al.*, 2021).

Por muito tempo a litologia foi tida como um empecilho na investigação de paisagens transientes, pois variações laterais em tipos de rocha podem causar o surgimento de *knickpoints* que se confundam com aqueles originados por soerguimento de rocha. Nestes casos, não poderíamos reconstruir a paleotopografia de uma área sem a certeza da origem dos *knickpoints* (FORTE *et al.*, 2016). No entanto, nota-se atualmente que muitos estudos internacionais mudaram o foco para a pesquisa dos efeitos litológicos nos processos superficiais e de evolução de paisagens (e.g. PEIFER *et al.*, 2021).

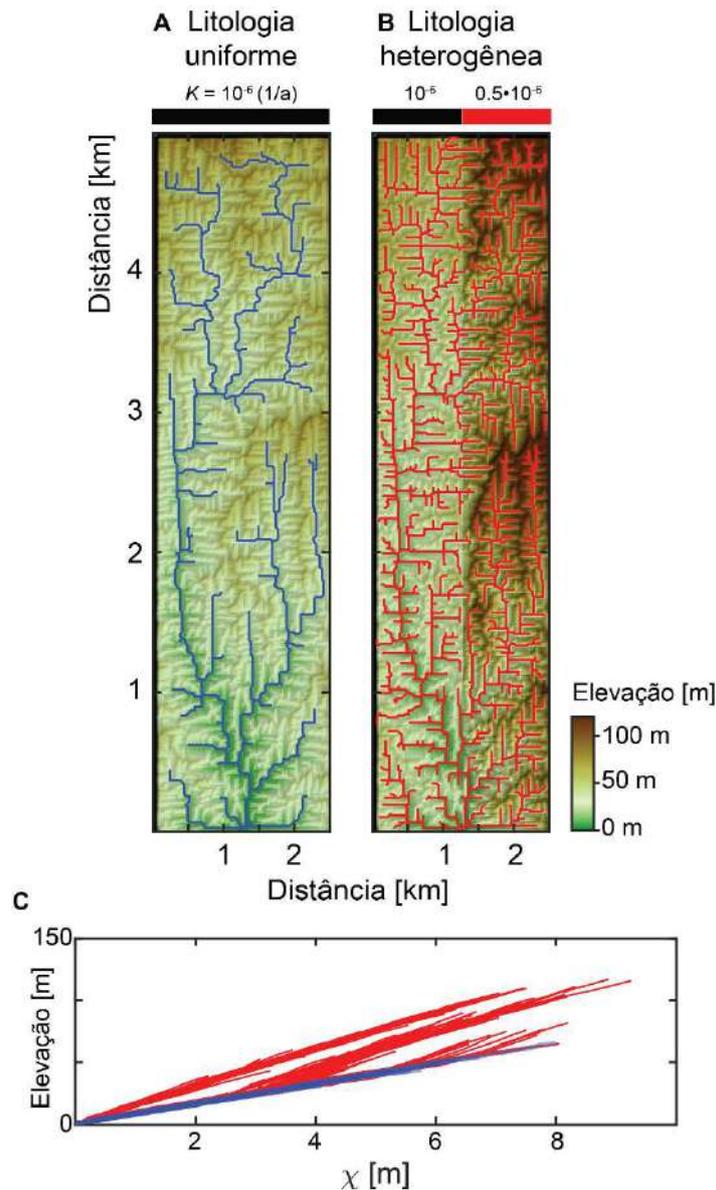


Figura 2. Efeito litológico na declividade dos canais. (A) Modelo inicial em equilíbrio de uma paisagem com litologia uniforme ($K = 10^{-6} /a$) e soerguimento constante no tempo de 7.5 m/Ma. (B) Modelo após 30 Ma com litologia heterogênea a partir do modelo mostrado em A: de 0 a 1.5 km de distância no eixo x e ao longo de todo o eixo y , a litologia possui a mesma resistência que o modelo de partida em A; de 1.5 a 3 km de distância, a litologia é duas vezes mais resistente ($K = 0.5 \times 10^{-6} /a$). A drenagem em B foi extraída com maior densidade para ressaltar o efeito litológico no gráfico *chi-plot* no painel C. Mesmo após 30 Ma é possível observar divisores assimétricos que revelam um desequilíbrio topológico devido à litologia heterogênea. Note que a introdução de uma litologia resistente como um contato retilíneo cria uma escarpa topográfica. Note, também, que a drenagem se reorganiza entre A e B com rios drenando a porção menos resistente avançado sobre os rios que drenam as regiões elevadas. (C) *Chi-plot* revelando das declividades dos canais (k_{sn}) em A e B. Note que os rios que drenam a região com litologia resistente são mais íngremes e possuem, portanto, um k_{sn} maior conforme evidenciado no *chi-plot*. Note ainda que os rios em vermelho (painel B) revelam claramente o contraste litológico, rios que não drenam a litologia resistente permanecem com o mesmo k_{sn} que no painel A, pois não houve alteração litológica.

6.3 Recuo de escarpas

Apresentamos aqui um exemplo de aplicação do LEM GOLEM (TUCKER e SLINGERLAND, 1994) na simulação do recuo de parte da Serra da Mantiqueira no extremo oeste do estado do Rio de Janeiro, junto a uma borda de falha (porção norte) da Bacia de Resende (MOREIRA *et al.*, 2012). A área escolhida representa a principal frente de escarpamento ao longo da Bacia de Resende, uma depressão tectônica paleogênica com cerca de 50 km de comprimento por 6 km de largura, inserida no Sistema de Riftes Cenozóicos do Sudeste do Brasil (ZALÁN e OLIVEIRA, 2005). Esta borda falhada tem limites bem definidos e a região possui grande quantidade de dados sobre sua evolução geológica e geomorfológica, incluindo datações de traço de fissão em apatita e $40\text{Ar}/39\text{Ar}$ (MOREIRA *et al.*, 2012). Neste estudo, os autores simularam diversos cenários tectônicos e climáticos baseados no conhecimento geológico da área, os quais foram utilizados na definição das condições iniciais e de contorno implementadas nas simulações numéricas, permitindo, entre outras coisas, a estimativa de taxas de recuo da escarpa ao longo dos últimos 50 Ma. Foram simulados diferentes cenários de soerguimento e denudação, com e sem diferenças litológicas, com e sem isostasia flexural, além de diferentes condições paleoclimáticas, totalizando cerca de 25 simulações. A Figura 3 mostra os resultados obtidos para uma dessas simulações envolvendo a combinação de pulsos de soerguimento e de oscilações climáticas entre climas seco e úmido. Os resultados obtidos foram validados através da comparação com a topografia atual (e.g., elevação máxima, amplitude do relevo, perfis longitudinais) e com a localização da escarpa, situada hoje cerca de 6 a 7 km da posição original de falhamento (MOREIRA, 2008).

Embora a simulação de topografias reais seja problemática, principalmente devido à grande necessidade de parâmetros calibrados com valores locais, alguns dos cenários simulados com o modelo GOLEM se aproximaram das condições observadas em campo. O modelo foi capaz de reproduzir algumas das feições topográficas da Serra da Mantiqueira neste local, tais como a amplitude de relevo e a taxa de recuo da escarpa. As taxas de recuo obtidas pelas simulações numéricas (de 0.13 a 0.25 km/Ma) durante o Cenozoico são compatíveis com aquelas estimadas para o sudeste da Austrália (0.2 a 1.0 km/Ma) e para o sudoeste africano (0.1 km/Ma) por van der Beek e Braun (1998) e Cockburn *et al.* (2000), respectivamente. Apesar da simplicidade deste modelo, tanto em termos de resolução do *grid* quanto da obtenção de parâmetros ligados à incisão fluvial e ao transporte nas encostas, a modelagem foi suficiente para uma discussão dos principais fatores que controlaram o recuo da escarpa junto à borda de falha da Bacia de Resende.

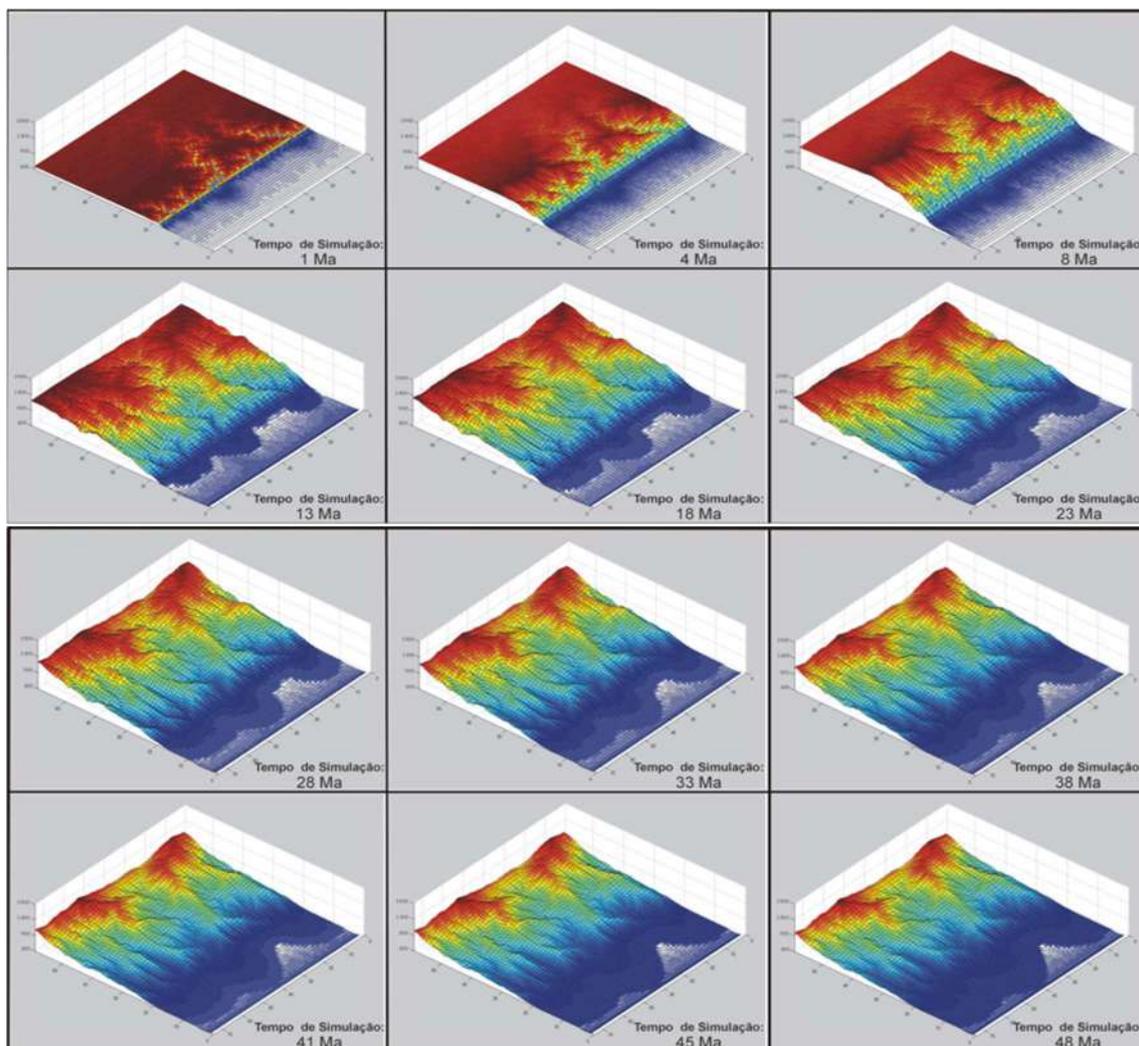


Figura 3. Simulação do recuo de parte da Serra da Mantiqueira (limite norte, borda falhada da Bacia de Resende, RJ). Sequência temporal da evolução da borda falha usando o modelo GOLEM ao longo de 48 Ma. A taxas de soerguimento utilizadas nessa simulação foram de 87×10^{-6} m/Ma durante os primeiros 15 Ma, passando para 26×10^{-6} m/Ma durante o 10 Ma seguintes. Durante os últimos 30 Ma da simulação não houve soerguimento, ou seja, apenas denudação. A condição inicial foi uma superfície aplainada com elevação inicial em torno de 500 m. A simulação foi validada comparando-se os dados topográficos obtidos ao final da simulação com aqueles observados hoje no campo, tanto com relação à posição da escarpa quanto com relação às elevações do topo da escarpa (hoje em torno de 1500 m). Os resultados obtidos com o modelo sugerem taxas de recuo da escarpa da ordem de 0.13 a 0.24 km/Ma ao longo do período simulado, o que concorda com as inferências feitas a partir das evidências de campo (Fonte: MOREIRA, 2008).

7. PRINCIPAIS DESAFIOS PARA UMA EFETIVA UTILIZAÇÃO DOS LEMs

7.1 Combinando LEMs e dados empíricos

A combinação de dados empíricos com LEMs é uma maneira robusta de validar a viabilidade de mecanismos causais que expliquem os dados observados. Neste aspecto são dois os principais desafios: (i) a complexidade dos sistemas naturais resulta em dados

empíricos que não podem ser inteiramente explicados por modelos simplificados como aqueles descritos neste capítulo (*e.g.*, YANITES *et al.*, 2010; WHITTAKER *et al.*, 2007) e (ii) a validação de modelos numéricos com dados empíricos resulta em um aumento da carga computacional que só poderá ser resolvido à medida que algoritmos mais eficientes são desenvolvidos (*e.g.*, BRAUN e WILLETT, 2013). Do ponto de vista prático, grande parte dos desafios de incorporar dados empíricos a LEMs é a limitação do tempo de computação. Quanto mais complicado forem os modelos, mais lentos eles se tornam, principalmente se dados empíricos são utilizados como funções avaliativas dos *outputs*.

Abaixo, descrevemos algumas combinações que estão na fronteira da capacidade preditiva de LEMs. Ressaltamos que escolhemos alguns exemplos para demonstrar o potencial da combinação de modelos numéricos de evolução da paisagem com dados empíricos e não uma tentativa de revisão de toda a literatura neste tema. Ressaltamos ainda que a comunidade internacional atualmente caminha no sentido de incorporar funções objetivas (*objective functions*) que possam guiar modelos numéricos a encontrar as melhores combinações de parâmetros que expliquem dados empíricos. Entender a natureza destas funções objetivas pode ser complicado, pois há uma incerteza inerente a cada tipo de dado empírico (*e.g.*, isotópico, geofísico, estratigráfico, estrutural, etc.) que impede uma definição adequada do peso dado à importância de cada dado empírico na solução de modelos (CTSP, 2018).

7.1.1 Fluxos terrígenos e estratigrafia

Modelos que incorporam a deposição de sedimentos, tanto em depósitos rasos quanto em bacias sedimentares, permitem a quantificação do fluxo detrítico no espaço e no tempo. Modelos que incorporam um mecanismo de acúmulo estratigráfico são ainda mais complexos e permitem não só monitorar a arquitetura dos depósitos como a espessura e geometria de bacias (*e.g.*, HUTTON e SYVISTKY, 2008; SACEK *et al.* 2019) quanto o fluxo ao longo do tempo (*e.g.*, SACEK, 2014; RUETENIK, MOUCHA e HOKE, 2016; MOUCHA e RUETENIK, 2019).

Este tipo de combinação permite, por exemplo, o teste de hipóteses dos mecanismos causais de mudanças topográficas ao longo do tempo que expliquem as observações estratigráficas. Por exemplo, Sacek (2014) e Bicudo, Sacek e de Almeida (2020) testaram como a combinação da topografia dinâmica e da isostasia flexural em resposta à carga sedimentar nas bacias sedimentares da Amazônia oriunda da erosão dos Andes acarretariam a formação do Rio Amazonas como é hoje. Para averiguar se seus resultados eram plausíveis para a Amazônia, Sacek (2014) modelou a taxa de sedimentação na foz do Rio Amazonas e a comparou às taxas de sedimentação obtidas nas bacias da foz do Rio Amazonas. Em um exemplo puramente experimental, Ruetenik, Moucha e Hoke (2016) observaram que a passagem de um domo de topografia dinâmica próximo à linha de costa de um continente pode redirecionar fluxos detríticos para as vizinhanças da topografia dinâmica podendo aumentar drasticamente a taxa de sedimentação em bacias litorâneas correlatas. O aumento concomitante da sedimentação

em bacias litorâneas, distantes centenas de quilômetros entre si, não necessariamente indica uma influência climática na erosão do continente. Neste caso, deve-se considerar a topografia dinâmica caso este seja um mecanismo plausível para determinada região, como é o caso da margem leste do continente Norte Americano (MOUCHA e RUETENIK, 2017).

Em paisagens reais, taxas de erosão são medidas com métodos isotópicos como os isótopos cosmogênicos. Modelos que incorporam os princípios físicos de cada método isotópico permitem um comparativo entre dados empíricos e modelos sintéticos. Por exemplo, Willenbring *et al.* (2013) recorreram a um modelo numérico para explicar os padrões de taxas de erosão da bacia do *South Fork Eel River* (Califórnia, EUA). Neste estudo, os autores utilizaram isótopos cosmogênicos e observaram um aumento da taxa de erosão da cabeceira à foz da bacia, confirmando que o histórico tectônico desta região (onda de soerguimento transiente) é um mecanismo capaz de gerar os padrões de erosão observados. Em outro exemplo, Ruetenik *et al.* (2018) reproduziram os padrões espaço-temporais de paleoerosão observados por Val *et al.* (2016) com ^{10}Be no cinturão de cavalgamento da Precordilheira Andina. Especificamente, Ruetenik *et al.* (2018) averiguaram que, após o soerguimento de rochas em posição mediana do curso de uma bacia, há uma queda da taxa de erosão na região a montante do soerguimento devido ao assoreamento desencadeado pela subida do nível de base que acompanha o soerguimento. O padrão é o mesmo observado em dados empíricos (VAL *et al.* 2016; RUETENIK *et al.*, 2018).

Em exemplo do nordeste brasileiro, Sacek *et al.* (2019) incorporaram o intemperismo químico e físico com a formação de bacias sedimentares, a flexura da crosta e exumação de rochas profundas para averiguar um mecanismo plausível para a evolução da Província Borborema desde o rift no Cretáceo. Para isto, Sacek *et al.* (2019) compararam as previsões de seus modelos para dados de traço de fissão em apatita que são dados empíricos bem distribuídos na região. Sacek *et al.* (2019) observaram, por exemplo, que valores mais baixos de espessura elástica efetiva da crosta geram uma distribuição de exumação da crosta que melhor se aproxima da exumação observada em traços de fissão. Sacek *et al.* (2019) demonstraram, também, que o intemperismo químico é capaz de formar horizontes resistentes à erosão que podem sustentar platôs por longos períodos de tempo e a erosão diferencial no entorno pode gerar soerguimento flexural do mesmo.

7.2 Explorando retroalimentações entre processos

A combinação de modelos tectônicos e climáticos com LEMs é um dos alvos atuais de desenvolvimento de LEMs e de pesquisa no âmbito internacional e constitui um desafio para as comunidades geomorfológicas e tectônicas. Os desafios residem nas diferenças de escalas espaciais e temporais entre processos tectônicos, superficiais e climáticos, por exemplo. Modelos tectônicos fazem uso de métodos algébricos que

permitem a modelagem numérica paralelizada entre vários núcleos de processadores (MORESI *et al.*, 2007). Esta prática, porém, ainda é restrita em LEMs (*e.g.* BRAUN e WILLETT, 2013) e foi identificada como um dos gargalos para a integração de modelos tectônicos e LEMs, principalmente aqueles que sejam destinados a modelar a evolução de um orógeno (*e.g.*, SHEN *et al.*, 2020).

Apesar destas dificuldades, alguns estudos que acoplam processos tectônicos aos LEMs produziram resultados importantes sobre como processos superficiais podem interagir com processos tectônicos (*e.g.*, OLIVE *et al.*, 2014; DUVALL e TUCKER, 2015; MOON *et al.*, 2018; UPTON *et al.*, 2018a, 2018b; DUVALL *et al.*, 2020). Em ambientes extensionais, por exemplo, OLIVE *et al.* (2014) observaram que o aumento das taxas de erosão e, conseqüentemente, deposição, afetam o balanço de esforços na crosta. Em simulações com baixas taxas de erosão, as quais podem ser induzidas pela resistência das rochas, a acomodação da extensão acontece em múltiplas falhas normais sucessivas de curta duração. Simulações com maior eficiência erosiva tiveram a acomodação da extensão em uma única falha que permaneceu ativa por longo período de tempo (OLIVE *et al.*, 2014). Experimentos dessa natureza revelam que a longevidade da atividade de estruturas tectônicas está diretamente ligada com os processos superficiais.

Em relação ao clima, uma das principais frentes de desenvolvimento nos processos superficiais é a interação entre estes e o clima. Durante décadas estudos de evolução de paisagem investigaram se a média climática de uma região (média pluviométrica) afeta as taxas de erosão (*e.g.*, MOON *et al.*, 2011). No entanto, o entendimento atual avança no sentido da importância da variabilidade climática (LAGUE, HOVIUS e DAVY, 2005; MOLNAR *et al.*, 2006, DiBIASE e WHIPPLE, 2011). Por exemplo, apenas eventos climáticos de uma certa magnitude são capazes de elevar a capacidade de transporte de rios acima de um limiar que torna este rio capaz de carregar sedimentos de calibre alto, ou seja, os sedimentos que de fato levarão à erosão por abrasão no leito de canais (LAGUE, HOVIUS e DAVY, 2005; LAGUE, 2014). Entendendo que a variabilidade climática aumenta à medida que a pluviometria anual diminui, climas semiáridos e áridos possuem maior probabilidade de atingir eventos pluviométricos extremos que sejam capazes de superar o limiar da erosão fluvial (MOLNAR *et al.*, 2006). Estes limiares são, ainda, diretamente dependentes da declividade dos sistemas (*e.g.*, LAGUE, HOVIUS e DAVY, 2005). Por exemplo, um canal íngreme precisará de menor vazão hídrica para transportar um mesmo calibre de sedimento comparado com um canal suave. A partir de avanços recentes na combinação de modelos climáticos, hidrológicos e o SPM no LandLab, SHEN *et al.*, (2020) utilizaram a distribuição latitudinal e topográfica dos Andes para modelar justamente as retroalimentações entre efeitos orográficos na precipitação e erosão de regiões montanhosas. Com o mesmo intuito, SORENSEN e YANITES (2019) modelaram a variabilidade latitudinal da eficiência erosiva utilizando uma distribuição cumulativa da pluviometria diária e a declividade como fator condicionante do limiar erosivo ao longo dos Andes e reproduziram os padrões latitudinais de elevação dos Andes.

8. CONSIDERAÇÕES FINAIS

A revisão de LEMs apresentada neste capítulo teve como objetivo contribuir para a difusão do uso desses modelos na comunidade geomorfológica brasileira. Como salientado anteriormente, embora a utilização destes modelos numéricos seja prática já consolidada na pesquisa geomorfológica internacional, seu uso no Brasil ainda é incipiente. Acreditamos que tal fato seja consequência, entre outros fatores, da falta de uma literatura voltada para a geomorfologia quantitativa, principalmente com relação à aplicação de equações diferenciais, métodos numéricos e fundamentos de programação em problemas geomórficos e de geociências.

Nesta contribuição, resumizamos parte dos importantes avanços desta ciência de modelagem numérica de processos superficiais e evolução de paisagens. Além disso, apresentamos as equações mais utilizadas em modelos atuais e, também, alguns dos principais modelos disponíveis para *download* imediato e com documentação instrutiva. Demonstramos, de maneira simplificada, algumas formas em que modelos podem ser utilizados para avaliar a validade de interpretações com base em dados empíricos. Por último, discorreremos sobre alguns exemplos da literatura que evidenciam como processos superficiais podem ser importantes para relações com outros processos geológicos e climáticos.

Modelos numéricos de evolução da paisagem, assim como modelos numéricos que simulam processos naturais em geral, são grandes simplificações e não captam toda a complexidade dos sistemas naturais. Portanto, as melhores aplicações de LEMs, por enquanto, estão no campo exploratório de hipóteses plausíveis que expliquem dados empíricos. No entanto, um problema que enfrentamos nesta linha é a escolha de modelos numéricos adequados para os problemas que tentamos investigar. Ao passo que é possível reproduzir dadas observações empíricas com um modelo utilizando, por exemplo, apenas o SPM, esta confirmação pode não ser tão robusta ao se incorporar mais complexidades no sistema modelado como, por exemplo, processos pedogenéticos, contrastes litológicos, isostasia flexural, e mudanças climáticas. Portanto, conforme delineado na seção 7, um dos principais desafios no campo da modelagem de evolução de paisagens está na combinação de modelos de outras áreas, como modelos climáticos, tectônicos e geodinâmicos. A combinação de modelos que comuniquem entre si, apesar de operar em escalas espaço temporais diferentes, pode aumentar nossa capacidade de explicar dados empíricos sem estar à mercê das limitações do modelo numérico escolhido. Modelos desta natureza poderão explicar, holisticamente, observações de diferentes disciplinas e, ainda, o estudo de retroalimentações entre sistemas diferentes (*e.g.*, tectônica, clima e processos superficiais).

Nos últimos anos, têm-se observado uma contínua expansão no uso de LEMs na geomorfologia. Acredita-se que este movimento se intensificará no Brasil nas próximas décadas, ocorrendo: a) um aumento na utilização de dados derivados de termocronologia e de isótopos cosmogênicos na definição das condições de contorno (*e.g.*, taxas de

soerguimento), assim como na parametrização dos LEMs; b) avanços nas bases físicas das equações de transporte já conhecidas; c) o desenvolvimento de novos experimentos de laboratório (*e.g.*, flumes) e de campo (laboratório natural) visando avaliar, quantificar e calibrar equações de transporte.

Agradecimentos

Os autores agradecem Marcilene dos Santos, Telma Mendes da Silva e um revisor anônimo pelas contribuições na revisão do texto. Agradecemos à Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES) pelo apoio financeiro através de uma Bolsa de Pós-Doutorado CAPES-PrInt para D.P. (n. 88887.367976 / 2019-00).

Referências Bibliográficas

ADAMS, B. A.; WHIPPLE, K. X.; FORTE, A. M.; HEIMSATH, A. M.; HODGES, K. V. Climate controls on erosion in tectonically active landscapes. **Science Advances**, v. 6, n. 42, p. 1-10, 2020. DOI 10.1126/sciadv.aaz3166.

AHNERT, F. The role of the equilibrium concept in the interpretation of landforms of fluvial erosion and deposition. *In*: MACAR, P. (org.). **L'évolution des Versants**. Liège, 1967. p. 23-41.

AHNERT, F. Functional relationships between denudation, relief, and uplift in large, mid-latitude drainage basins. **American Journal of Science**, v. 268, n. 3, p. 243-263, 1970. DOI 10.2475/ajs.268.3.243.

AHNERT, F. COSLOP2 - a comprehensive model program for simulating slope profile development. **Geocom Bulletin**, v. 6, p. 99-122, 1973.

AHNERT, F. Quantitative slope models. **Zeitschrift für Geomorphologie**, v. 25, p. 1-168, 1976.

AHNERT, F. Approaches to dynamic equilibrium in theoretical simulations of slope development. **Earth Surface Processes and Landforms**, v. 12, n. 1, p. 3-15, 1987a. DOI 10.1002/esp.3290120103.

AHNERT, F., Org. **Geomorphological Models - Theoretical and Empirical Aspects**. Catena Supplement. Cremlingen: Catena Verlag, v.10, 1987b.

AHNERT, F. Modelling landform change. *In*: ANDERSON, M. G. (org.). **Modelling Geomorphological Systems**. John Wiley: New York, 1988. p. 375-400.

ALLEN, P. A.; DENSMORE, A. L. Sediment flux from an uplifting fault block. **Basin Research**, v. 12, p. 367-380, 2000. DOI 10.1111/j.1365-2117.2000.00135.x.

ALLEN, P. A.; HOVIUS, N. Sediment supply from landslide-dominated catchments: implications for basin-margin fans. **Basin Research**, v. 10, n. 1, p. 19-35, 1998. DOI 10.1046/j.1365-2117.1998.00060.x.

ANDERSON, R. S. Evolution of the Santa Cruz Mountains, California, through tectonic growth and geomorphic decay. **Journal of Geophysical Research: Solid Earth**, v. 99, n. B10, p. 20161-20179, 1994. DOI 10.1029/94JB00713.

- ANDERSON, R. S.; HUMPHREY, N. F. Interaction of weathering and transport processes in the evolution of arid landscapes. *In*: CROSS, T. A. (org.). **Quantitative Dynamic Stratigraphy**. Prentice Hall, 1989. p. 349-361.
- ANDREWS, D. J.; BUCKNAM, R. C. Fitting Degradation of Shoreline Scarps by a Model with Nonlinear Diffusion. **Journal of Geophysical Research: Solid Earth**, v. 92, n. B12, p. 12857-12867, 1987. DOI 10.1029/JB092iB12p12857.
- ARMSTRONG, A. C. Simulated slope development sequences in a three-dimensional context. **Earth Surface Processes**, v. 5, p. 265-270, 1980. DOI 10.1002/esp.3760050304.
- ARMSTRONG, A. C. Slopes, boundary conditions, and the development of convexo-concave forms: some numerical experiments. **Earth Surface Processes and Landforms**, v. 12, p. 17-30, 1987. DOI 10.1002/esp.3290120104.
- ATTAL, M.; TUCKER, G.E.; WHITTAKER, A.C.; COWIE, P.A.; ROBERTS, G.P. Modeling fluvial incision and transient landscape evolution: Influence of dynamic channel adjustment. **Journal of Geophysical Research: Earth Surface**, v. 113, n. F3, p. 1-16, 2008. DOI 10.1029/2007JF000893.
- BAND, L. E. Simulation of slope development and the magnitude and frequency of overland flow erosion in an abandoned hydraulic gold mine. *In*: WOLDENBERG, M. J. (org.). **Models in Geomorphology**. Allen & Unwin: Boston, 1985. p. 191-211.
- BARNHART, K.R.; GLADE, R.C.; SHOBE, C.M.; TUCKER, G.E. Terrainbento 1.0: a Python package for multi-model analysis in long-term drainage basin evolution. **Geoscientific Model Development**, v. 12, n. 4, 2019.
- BEAUMONT, C.; FULLSACK, P.; HAMILTON, J. Erosional control of active compressional orogens. *In*: MCCLAY, K. R. (org.). **Thrust Tectonics**. Dordrecht: Springer, 1992. p. 1-18.
- BEAUMONT, C.; KOOI, H.; WILLET, S. Progress in Coupled Tectonic - Surface Process Models with Applications to Rifted Margins and Collisional Orogens. *In*: SUMMERFIELD, M. A. (org.). **Geomorphology and Global Tectonics**. John Wiley & Sons: Chichester, 2000. p. 29-56.
- BEESON, H.W.; MCCOY, S.W.; KEEN-ZEBERT, A. Geometric disequilibrium of river basins produces long-lived transient landscapes. **Earth and Planetary Science Letters**, v. 475, p. 34-43, 2017. DOI 10.1016/j.epsl.2017.07.010.
- BERLIN, M. M.; ANDERSON, R. S. Steepened channels upstream of knickpoints: Controls on relict landscape response. **Journal of Geophysical Research: Earth Surface**, v. 114, n. 3, p. 1-20, 2009. DOI 10.1029/2008JF001148.
- BICUDO, T.C.; SACEK, V.; DE ALMEIDA, R.P. Reappraisal of the relative importance of dynamic topography and Andean orogeny on Amazon landscape evolution. **Earth and Planetary Science Letters**, v. 546, p. 1-13, 2020. DOI 10.1016/j.epsl.2020.116423.
- BISHOP, P. Drainage rearrangement by river capture, beheading and diversion. **Progress in Physical Geography**, v. 19, n. 4, p. 449-473, 1995. DOI 10.1177/030913339501900402.
- BISHOP, P. Long-term landscape evolution: linking tectonics and surface processes. **Earth Surface Processes and Landforms**, v. 32, n. 3, p. 329-365, 2007. DOI 10.1002/esp.1493.

- BISHOP, P.; GOLDRICK, G. Lithology and the evolution of bedrock rivers in post-orogenic settings: constraints from the high-elevation passive continental margin of SE Australia. **Geological Society, London, Special Publications**, v. 346, n. 1, p. 267-287, 2010. DOI 10.1144/SP346.14.
- BISHOP, P.; HOEY, T. B.; JANSEN, J. D.; LEXARTZA ARTZA, I. Knickpoint recession rate and catchment area: The case of uplifted rivers in Eastern Scotland. **Earth Surface Processes and Landforms**, v. 30, n. 6, p. 767-778, 2005. DOI 10.1002/esp.1191.
- BRAUN, J. A review of numerical modeling studies of passive margin escarpments leading to a new analytical expression for the rate of escarpment migration velocity. **Gondwana Research**, v. 53, p. 209-224, 2018. DOI 10.1016/j.gr.2017.04.012.
- BRAUN, J.; SAMBRIDGE, M. Modeling landscape evolution on geological time scales; a new method based on irregular spatial discretization. **Basin Research**, v. 9, p. 27-52, 1997. DOI 10.1046/j.1365-2117.1997.00030.x.
- BRAUN, J.; WILLETT, S.D. A very efficient $O(n)$, implicit and parallel method to solve the stream power equation governing fluvial incision and landscape evolution. **Geomorphology**, v. 180, p. 170-179, 2013. DOI 10.1016/j.geomorph.2012.10.008.
- BRAUN, J., ROBERT, X.; SIMON-LABRIC, T. Eroding dynamic topography. **Geophysical Research Letters**, v. 40, n. 8, p. 1494-1499, 2013. DOI 10.1002/grl.50310.
- BROCARD, G.; WILLENBRING, J.; SUSKI, B.; AUDRA, P.; AUTHEMAYOU, C.; COSENZA-MURALLES, B.; MORÁN-ICAL, S., DEMORY, F.; ROCHETTE, P.; VENNEMANN, T.; HOLLIGER, K. Rate and processes of river network rearrangement during incipient faulting: The case of the Cahabón River, Guatemala. **American Journal of Science**, 312(5), pp.449-507, 2012. DOI 10.2475/05.2012.01.
- BROSENS, L.; CAMPFORTS, B.; ROBINET, J.; VANACKER, V.; OPFERGELT, S.; AMEIJERAS-MARIÑO, Y.; MINELLA, J. P.; GOVERS, G. Slope gradient controls soil thickness and chemical weathering in subtropical Brazil: understanding rates and timescales of regional soilscape evolution through a combination of field data and modeling. **Journal of Geophysical Research: Earth Surface**, v. 125, 2020. DOI 10.1029/2019JF005321.
- BROWN, N. D. Which geomorphic processes can be informed by luminescence measurements? **Geomorphology**, v. 367, p. 1-10, 2020. DOI 10.1016/j.geomorph.2020.107296.
- CAMPFORTS, B.; SCHWANGHART, W.; GOVERS, G. Accurate simulation of transient landscape evolution by eliminating numerical diffusion: the TTLEM 1.0 model. **Earth Surface Dynamics**, v. 5, n. 1, p.47-66, 2017. DOI 10.5194/esurf-5-47-2017.
- CARSON, M. A.; PETLEY, D. J. The existence of threshold hillslopes in the denudation of the landscape. **Transactions of the Institute of British Geographers**, v. 49, p. 71-95, 1970. DOI 10.2307/621642.
- CARSON, M. A.; KIRKBY, M. J. **Hillslope form and process**. Cambridge University Press, 1972. 475 p.
- CHEN, A.; DARBON, J.; MOREL, J.-M. Landscape evolution models: A review of their fundamental equations. **Geomorphology**, v. 219, p. 68-86, 2014. DOI 10.1016/j.geomorph.2014.04.037.

- COCKBURN, H.A.P.; BROWN, R.W.; SUMMERFIELD, M.A.; SEIDL, M.A. Quantifying passive margin denudation and landscape development using a combined fission-track thermochronology and cosmogenic isotope analysis approach. **Earth and Planetary Science Letters**, v. 179, n. 3-4, p. 429-435, 2000. DOI 10.1016/S0012-821X(00)00144-8.
- CODILEAN, A. T.; BISHOP, P.; HOEY, T. B. Surface process models and the links between tectonics and topography. **Progress in Physical Geography**, v. 30, n. 3, p. 307-333, 2006. DOI 10.1191/0309133306pp480ra.
- CODILEAN, A.T., MUNACK, H., COHEN, T.J., SAKTURA, W.M., GRAY, A.; MUDD, S.M., OCTOPUS: an open cosmogenic isotope and luminescence database. **Earth System Science Data**, v. 10, n. 4, p. 2123-2139, 2018. DOI 10.5194/essd-10-2123-2018.
- COHEN, S.; WILLGOOSE, G.; HANCOCK, G. The mARM3D spatially distributed soil evolution model: Three-dimensional model framework and analysis of hillslope and landform responses. **Journal of Geophysical Research: Solid Earth**, v. 115, n. F4, p. 1-16, 2010. DOI 10.1029/2009JF001536.
- COLLIGNON, M; YAMATO, P.; CASTELLTORT, S.; KAUS, B. Modeling of wind gap formation and development of sedimentary basins during fold growth: application to the Zagros Fold Belt, Iran. **Earth Surface Processes and Landforms**, v. 41, n. 11, p. 1521-1535, 2016. DOI 10.1002/esp.3921.
- COULTHARD, T. J. Landscape evolution models: a software review. **Hydrological Processes**, v. 15, n. 1, p. 165-173, 2001. DOI 10.1002/hyp.426.
- COULTHARD, T. J.; KIRKBY, M. J.; MACKLIN, M. G. Modelling geomorphic response to environmental change in an upland catchment. **Hydrological Processes**, v. 14, n. 11-12, p. 2031-2045, 2000. DOI 10.1002/1099-1085(20000815/30)14:11/12<2031::AID-HYP53>3.0.CO;2-G.
- COULTHARD, T.J.; NEAL, J.C.; BATES, P.D.; RAMIREZ, J.; DE ALMEIDA, G.A.; HANCOCK, G.R. Integrating the LISFLOOD-FP 2D hydrodynamic model with the CAESAR model: implications for modelling landscape evolution. **Earth Surface Processes and Landforms**, v. 38, n. 15, p. 1897-1906, 2013.
- COX, N. J. On the Relationship Between Bedrock Lowering and Regolith Thickness. **Earth Surface Processes**, v. 5, p. 271-274, 1980. DOI 10.1002/esp.3760050305.
- CROSBY, B. T.; WHIPPLE, K. X. Knickpoint initiation and distribution within fluvial networks: 236 waterfalls in the Waipaoa River, North Island, New Zealand. **Geomorphology**, v. 82, n. 1-2, p. 16-38, 2006. DOI 10.1016/j.geomorph.2005.08.023.
- CTSP, 2018. BARNHART, K.; BECKER, T.; BEHN, M.; BROWN, J; CHOI E.; COOPER C.; DANNBERT J.; GASAPARINI, N.; GASSMOELLER, R.; HWANG, L.; KAUS, B.; KELLOGG L.; LAVIER, L.; MITTELSTAEDT, E.; MORESI, L.; PUSOK, A.; TUCKER, G.; UPTON, P.; VAL, P. **Whitepaper reporting the outcomes from NSF-Sponsored Workshop: CTSP - Coupling of Tectonic and Surface Processes**. Final Report.
- CULLING, W. E. H. Analytical theory of erosion. **The Journal of Geology**, v. 68, p. 336-344, 1960. DOI 10.1086/626663.
- CULLING, W. E. H. Soil Creep and the Development of Hillside Slopes. **The Journal of Geology**, v. 71, n. 2, p. 127-161, 1963. DOI 10.1086/626891.

- CULLING, W. E. H. Theory of Erosion on Soil-Covered Slopes. **The Journal of Geology**, v. 73, n. 2, p. 230-254, 1965. DOI 10.1086/627060.
- DE PLOEY, J.; SAVAT, J. Contribution à l'étude de l'érosion par le splash. **Zeitschrift für Geomorphologie**, v. 12, n. 2, p. 174-193, 1968.
- DENSMORE, A. L.; ELLIS, M. A.; ANDERSON, R. S. Landsliding and the evolution of normal-fault-bounded mountains. **Journal of Geophysical Research: Solid Earth**, v. 103, n. B7, p. 15203-15219, 1998. DOI 10.1029/98JB00510.
- DIBIASE, R.A.; WHIPPLE, K.X. The influence of erosion thresholds and runoff variability on the relationships among topography, climate, and erosion rate. **Journal of Geophysical Research: Earth Surface**, v. 116, n. F4, p. 1-17, 2011. DOI 10.1029/2011JF002095.
- DIETRICH, W. E.; RENEAU, S. L.; WILSON, C. J. Overview: 'zero-order basins' and problems of drainage density, sediment transport and hillslope morphology. **IAHS Publication**, v. 165, p. 27-37, 1987.
- DIETRICH, W.E.; BELLUGI, D.G.; SKLAR, L.S.; STOCK, J.D.; HEIMSATH, A.M.; ROERING, J.J. Geomorphic transport laws for predicting landscape form and dynamics. *In*: WILCOCK, R.; IVERSON M. (org.). **Prediction in Geomorphology**. American Geophysical Union: Washington, DC, United States, 2003. p. 103-132.
- DUNNE, T. Stochastics Aspects of the Relations between Climate, Hydrology and Landform Evolution. **Transactions, Japanese Geomorphological Union**, v. 12, p. 1-24, 1991.
- DUVALL, A.R.; TUCKER, G.E. Dynamic ridges and valleys in a strike-slip environment. **Journal of Geophysical Research: Earth Surface**, v. 120, n. 10, p. 2016-2026, 2015. DOI 10.1002/2015JF003618.
- DUVALL, A.R.; HARBERT, S.A.; UPTON, P.; TUCKER, G.E.; FLOWERS, R.M.; COLLETT, C. River patterns reveal two stages of landscape evolution at an oblique convergent margin, Marlborough Fault System, New Zealand. **Earth Surface Dynamics**, v. 8, n. 1, p. 177-194, 2020. DOI 10.5194/esurf-8-177-2020.
- EHLERS, T. A.; FARLEY, K. A. Apatite (U-Th)/He thermochronometry: methods and applications to problems in tectonic and surface processes. **Earth and Planetary Science Letters**, v. 206, n. 1-2, p. 1-14, 2003. DOI 10.1016/S0012-821X(02)01069-5.
- ENGLAND, P.; MOLNAR, P. Surface uplift, uplift of rocks, and exhumation of rocks. **Geology**, v. 18, n. 12, p. 1173-1177, 1990. DOI 10.1130/0091-7613(1990)018<1173:SUUORA>2.3.CO;2.
- FERNANDES, N. F. Modelagem em geografia física: Teoria, potencialidades e desafios. **Espaço Aberto**, v. 6, n. 1, p. 209-247, 2016, DOI 10.36403/espacoaberto.2016.5243.
- FERNANDES, N. F.; DIETRICH, W. E. Hillslope evolution by diffusive processes: The timescale for equilibrium adjustments. **Water Resources Research**, v. 33, n. 6, p. 1307-1318, 1997. DOI 10.1029/97WR00534.
- FORTE, A.M.; YANITES, B.J.; WHIPPLE, K.X. Complexities of landscape evolution during incision through layered stratigraphy with contrasts in rock strength. **Earth Surface Processes and Landforms**, v. 41, n. 12, p. 1736-1757, 2016. DOI 10.1002/esp.3947.

- GABET, E. J. Lithological and structural controls on river profiles and networks in the northern Sierra Nevada (California, USA). **Bulletin of the Geological Society of America**, v. 132, n. 3-4, p. 655-667, 2020b. DOI 10.1130/B35128.1.
- GALLAGHER, K.; BROWN, R.; JOHNSON, C. FISSION TRACK ANALYSIS AND ITS APPLICATIONS TO GEOLOGICAL PROBLEMS. **Annual Review of Earth and Planetary Sciences**, v. 26, n. 1, p. 519-572, 1998. DOI 10.1146/annurev.earth.26.1.519.
- GALLEN, S.F. Lithologic controls on landscape dynamics and aquatic species evolution in post-orogenic mountains. **Earth and Planetary Science Letters**, v. 493, p. 150-160, 2018. DOI 10.1029/2018GL079157.
- GALLEN, S.F.; WEGMANN, K.W.; BOHNENSTIEHL, D.R. Miocene rejuvenation of topographic relief in the southern Appalachians. **GSA Today**, v. 23, n. 2, p. 4-10, 2013. DOI 10.1130/GSATG163A.1.
- GILBERT, G. K. Report on the Geology of the Henry Mountains (Utah). **USGS Professional Paper**, p. 1-160, 1877. DOI 10.3133/70039916.
- GILBERT, G. K. The Convexity of Hilltops. **Journal of Geology**, v.17, n. 4, p. 344-350, 1909. DOI 10.1086/621620.
- GILCHRIST, A. R.; KOOI, H.; BEAUMONT, C. Post-Gondwana geomorphic evolution of southwestern Africa: Implications for the controls on landscape development from observations and numerical experiments. **Journal of Geophysical Research: Solid Earth**, v. 99, n. B6, p. 12211-12228, 1994. DOI 10.1029/94JB00046.
- GLADE, R.C.; SHOBE, C.M.; ANDERSON, R.S.; TUCKER, G.E. Canyon shape and erosion dynamics governed by channel-hillslope feedbacks. **Geology**, v. 47, n. 7, p.650-654, 2019. DOI 10.1130/G46219.1.
- GOREN, L.; FOX, M.; WILLETT, S.D. Tectonics from fluvial topography using formal linear inversion: Theory and applications to the Inyo Mountains, California. **Journal of Geophysical Research: Earth Surface**, v. 119, n. 8, p. 1651-1681, 2014a. DOI 10.1002/2014JF003079.
- GOREN, L.; WILLETT, S.D.; HERMAN, F.; BRAUN, J. Coupled numerical-analytical approach to landscape evolution modeling. **Earth Surface Processes and Landforms**, v. 39, n. 4, p. 522-545, 2014b. DOI 10.1002/esp.3514.
- GRANGER, D. E.; LIFTON, N. A.; WILLENBRING, J. K. A cosmic trip: 25 years of cosmogenic nuclides in geology. **Geological Society of America Bulletin**, v. 125, n. 9, p. 1379-1402, 2013. DOI 10.1130/B30774.1.
- GUNNELL, Y. Apatite fission track thermochronology: an overview of its potential and limitations in geomorphology. **Basin Research**, v. 12, p. 115-132, 2000. DOI 10.1046/j.1365-2117.2000.00114.x.
- HACK, J. T. Interpretation of Erosional Topography in Humid Temperate Regions. **American Journal of Science**, v. 258A, p. 80-97, 1960.
- HACK, J. T. Dynamic Equilibrium and Landscape Evolution. *In*: MELHORN, W. N.; FLEMAL, R. C. (org.). **Theories of Landform Development**. State University of New York: New York 1975. (p.87-102).
- HANKS, T.C., BUCKNAM, R.C., LAJOIE, K.R.; WALLACE, R.E. Modification of wave-cut and faulting-controlled landforms. **Journal of Geophysical Research: Solid Earth**, v. 89, n. B7, p. 5771-5790, 1984. DOI 10.1029/JB089iB07p05771.

- HAREL, M. A.; MUDD, S. M.; ATTAL, M. Global analysis of the stream power law parameters based on worldwide ¹⁰Be denudation rates. **Geomorphology**, v. 268, p. 184-196, 2016. DOI 10.1016/j.geomorph.2016.05.035.
- HEIMSATH, A.M.; DIETRICH, W. E.; NISHIIZUMI, K.; FINKEL, R. C. Cosmogenic nuclides, topography, and the spatial variation of soil depth. **Geomorphology**, v. 27, n. 1-2, p. 151-172, 1999. DOI 10.1016/S0169-555X(98)00095-6
- HEIMSATH, A.M.; DIETRICH, W. E.; NISHIIZUMI, K.; FINKEL, R. C. The soil production function and landscape equilibrium. **Nature**, v. 388, n. 6640, p. 358-361, 1997. DOI 10.1038/41056
- HERGARTEN, S.; NEUGEBAUER, H. J. Self-organized criticality in a landslide model. **Geophysical Research Letters**, v. 25, n. 6, p. 801-804, 1998. DOI 10.1029/98GL50419.
- HIRANO, M. A mathematical model of slope development - an approach to the analytical theory of erosional topography. **Journal of Geosciences Osaka City University**, v. 11, p. 13-52, 1968.
- HIRANO, M. Simulation of developmental process of interfluvial slopes with reference to graded form. **The Journal of Geology**, v. 83, p. 113-123, 1975. DOI 10.1086/628048.
- HOBLEY, D.; ADAMS, J.M.; SIDDHARTHA, S.; HUTTON, E.W.; GASPARINI, N.M.; ISTANBULLUOGLU, E.; TUCKER, G.E. Creative computing with Landlab: an open-source toolkit for building, coupling, and exploring two-dimensional numerical models of Earth-surface dynamics. **Earth Surface Dynamics**, v. 5, n. 1, p. 21-46, 2017. DOI 10.5194/esurf-5-21-2017.
- HOWARD, A.D. Simulation model of stream capture. **Geological Society of America Bulletin**, v. 82, n. 5, p. 1355-1376, 1971. DOI 10.1130/0016-7606(1971)82[1355:SMOSC]2.0.CO;2.
- HOWARD, A. D. Equilibrium models in geomorphology. *In*: ANDERSON, M. G. (org.). **Modelling Geomorphological Systems**. John Wiley: New York, 1988. p.49-72.
- HOWARD, A. D. Badland morphology and evolution: Interpretation using a simulation model. **Earth Surface Processes and Landforms**, v. 22, n. 3, p. 211-227, 1997. DOI 10.1002/(SICI)1096-9837(199703)22:3<211::AID-ESP749>3.0.CO;2-E.
- HOWARD, A. D.; DIETRICH, W. E.; SEIDL, M. A. Modeling fluvial erosion on regional to continental scales. **Journal of Geophysical Research: Solid Earth**, v. 99, n. B7, p. 13971-13986, 1994. DOI 10.1029/94JB00744.
- HUTTON, E.W.; SYVITSKI, J.P. Sedflux 2.0: An advanced process-response model that generates three-dimensional stratigraphy. **Computers & Geosciences**, v. 34, n. 10, p. 1319-1337, 2008. DOI 10.1016/j.cageo.2008.02.013.
- KETTNER, A.J.; SYVITSKI, J.P. HydroTrend v. 3.0: A climate-driven hydrological transport model that simulates discharge and sediment load leaving a river system. **Computers & Geosciences**, v. 34, n. 10, p. 1170-1183, 2008. DOI 10.1016/j.cageo.2008.02.008.
- KIRBY, E.; WHIPPLE, K. X. Quantifying differential rock-uplift rates via stream profile analysis. **Geology**, v. 29, n. 5, p. 415-418, 2001. DOI 10.1130/0091-7613(2001)029<0415:QDRURV>2.0.CO;2.
- KIRBY, E.; WHIPPLE, K. X. Expression of active tectonics in erosional landscapes. **Journal of Structural Geology**, v. 44, p. 54-75, 2012. DOI 10.1016/j.jsg.2012.07.009.

- KIRKBY, M. J. Measurement and Theory of Soil Creep. **The Journal of Geology**, v. 75, n. 4, p. 359-378, 1967. DOI 10.1086/627267.
- KIRKBY, M. J. Hillslope process-response models based on the continuity equation. **Institute of British Geographers Special Publications**, v. 3, p. 15-30, 1971.
- KIRKBY, M. J. Modelling cliff development in South Wales: Savigear re-viewed. **Zeitschrift für Geomorphologie**, v. 28, n. 4, p. 405-426, 1984.
- KIRKBY, M. J. A model for the evolution of regolith-mantled slopes. *In*: WOLDENBERG, M. J. (org.). **Models in Geomorphology**. Allen and Unwin: Boston, 1985. p.213-237.
- KIRKBY, M. J. A Two-Dimensional Simulation Model For Slope and Stream Evolution. *In*: ABRAHAMS, A. D. (org.). **Hillslope Processes**. Allen and Unwin: Boston, 1986. p.203-222.
- KOOI, H.; BEAUMONT, C. Escarpment evolution on high-elevation rifted margins: Insights derived from a surface processes model that combines diffusion, advection, and reaction. **Journal of Geophysical Research**, v. 99, n. B6, p. 12191-12209, 1994. DOI 10.1029/94JB00047.
- KOONS, P. O. The topographic evolution of collisional mountain belts: a numerical look at the Southern Alps, New Zealand. **American Journal of Science**, v. 289, p. 1041-1069, 1989. DOI 10.2475/ajs.289.9.1041.
- LAGUE, D. The stream power river incision model: Evidence, theory and beyond. **Earth Surface Processes and Landforms**, v. 39, n. 1, p. 38-61, 2014. DOI 10.1002/esp.3462.
- LAGUE, D.; HOVIUS, N.; DAVY, P. Discharge, discharge variability, and the bedrock channel profile. **Journal of Geophysical Research: Earth Surface**, v. 110, n. F4, 2005. DOI 10.1029/2004JF000259.
- LI, Q.; GASPARINI, N.M.; STRAUB, K.M. Some signals are not the same as they appear: How do erosional landscapes transform tectonic history into sediment flux records?. **Geology**, v. 46, n. 5, p. 407-410, 2018. DOI 10.1130/G40026.1.
- LIAN, O. B.; ROBERTS, R. G. Dating the Quaternary: progress in luminescence dating of sediments. **Quaternary Science Reviews**, v. 25, n. 19-20, p. 2449-2468, 2006. DOI 10.1016/j.quascirev.2005.11.013.
- MARTIN, Y.; CHURCH, M. Numerical modelling of landscape evolution: geomorphological perspectives. **Progress in Physical Geography**, v. 28, n. 3, p. 317-339, 2004. DOI 10.1191/0309133304pp412ra.
- MAYER, L. Dating Quaternary fault scarps formed in alluvium using morphologic parameters. **Quaternary Research**, v. 22, n. 3, p. 300-313, 1984. DOI 10.1016/0033-5894(84)90024-3.
- MERRITTS, D.; ELLIS, M. Introduction to Special Section on Tectonics and Topography. **Journal of Geophysical Research: Solid Earth**, v. 99, n. B6, p. 12135-12141, 1994. DOI 10.1029/94JB00810.
- MILLER, S.R.; SLINGERLAND, R.L.; KIRBY, E. Characteristics of steady state fluvial topography above fault-bend folds. **Journal of Geophysical Research: Earth Surface**, v. 112, n. F4, p. 1-21, 2007. DOI 10.1029/2007JF000772.
- MITCHELL, N.A.; YANITES, B.J. Spatially variable increase in rock uplift in the northern US Cordillera recorded in the distribution of river knickpoints and incision

depths. **Journal of Geophysical Research: Earth Surface**, v. 124, n. 5, p. 1238-1260, 2019. DOI 10.1029/2018JF004880.

MOLNAR, P.; ANDERSON, R.S.; KIER, G.; ROSE, J. Relationships among probability distributions of stream discharges in floods, climate, bed load transport, and river incision. **Journal of Geophysical Research: Earth Surface**, v. 111, n. F2, 2006. DOI 10.1029/2005JF000310.

MOON, S., CHAMBERLAIN, C.P., BLISNIUK, K., LEVINE, N., ROOD, D.H.; HILLEY, G.E. Climatic control of denudation in the deglaciated landscape of the Washington Cascades. **Nature Geoscience**, v. 4, n. 7, p. 469-473, 2011. DOI 10.1038/NGEO1159.

MOON, S.; MERRITTS, D.J.; SNYDER, N.P.; BIERMAN, P.; SANQUINI, A.; FOSDICK, J.C.; HILLEY, G.E. Erosion of coastal drainages in the Mendocino Triple Junction region (MTJ), northern California. **Earth and Planetary Science Letters**, v. 502, p. 156-165, 2018. DOI 10.1016/j.epsl.2018.09.006.

MOREIRA, I. C. Aplicação de Modelos Matemáticos de Evolução do Relevo na Simulação do Recuo da Borda de Falha da Bacia de Resende. Tese de Doutorado – Programa de Pós-Graduação em Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, 2008. 289 p.

MOREIRA, I. C.; MELLO, C. L.; FERNANDES, N. F. Aplicação de Modelo Matemático de Evolução do Relevo na Simulação do Recuo da Escarpa de Porção da Serra da Mantiqueira, Resende/Itatiaia (RJ). *In: 9º SINAGEO - Simpósio Nacional de Geomorfologia*, Rio de Janeiro, 2012. **Anais**, p. 1-5, 2012.

MORESI, L.; QUENETTE, S.; LEMIALE, V.; MERIAUX, C.; APPELBE, B.; MÜHLHAUS, H.-B. Computational approaches to studying non-linear dynamics of the crust and the mantle. **Physics of the Earth and Planetary Interiors**. 2007. v. 164, n. 1-4, p. 69-82. 2007. DOI 10.1016/j.pepi.2007.06.009.

MOUCHA, R.; RUETENIK, G.A. Interplay between dynamic topography and flexure along the US Atlantic passive margin: Insights from landscape evolution modeling. **Global and Planetary Change**, v. 149, p. 72-78, 2017. DOI 10.1016/j.gloplacha.2017.01.004.

MUDD, S.M. Topographic data from satellites. *In: TAROLLI, P.; MUDD, S. M. Remote Sensing of Geomorphology*. Developments in Earth Surface Processes, Elsevier, 2020. p. 91-128.

MUDD, S. M.; ATTAL, M.; MILODOWSKI, D. T.; GRIEVE, S. W. D.; VALTERS, D. A. A statistical framework to quantify spatial variation in channel gradients using the integral method of channel profile analysis. **Journal of Geophysical Research: Earth Surface**, v. 119, n. 2, p. 138-152, 2014. DOI 10.1002/2013JF002981.

MUDD, S. M.; CLUBB, F. J.; GAILLETON, B.; HURST, M. D. How concave are river channels? **Earth Surface Dynamics**, v. 6, n. 2, p. 505-523, 2018. DOI 10.5194/esurf-6-505-2018.

NASH, D. Morphologic dating of degraded normal fault scarps. **The Journal of Geology**, v. 88, p. 353-360, 1980a. DOI 10.1086/628513.

NASH, D. Forms of bluffs degraded for different lengths of time in Emmet County, Michigan, U.S.A. **Earth Surface Processes**, v. 5, p. 331-345, 1980b. DOI 10.1002/esp.3760050405.

- NONES, M. On the main components of landscape evolution modelling of river systems. **Acta Geophysica**, v. 68, n. 2, p. 459-475, 2020. DOI 10.1007/s11600-020-00401-8.
- OLIVE, J.A.; BEHN, M.D.; MALATESTA, L.C. Modes of extensional faulting controlled by surface processes. **Geophysical Research Letters**, v. 41, n. 19, p. 6725-6733, 2014. DOI 10.1002/2014GL061507.
- PARSONS, A. **Process, form and boundary conditions along valley-side slopes**. In: (Org.). *International Geomorphology 1986 Pt II*, Wiley Chichester, 1987. (p.89-104).
- PAZZAGLIA, F.J., Landscape evolution models. **Developments in Quaternary Sciences**, v. 1, p. 247-274, 2003. DOI 10.1016/S1571-0866(03)01012-1.
- PEIFER, D.; CREMON, E. H.; ALVES, F. C. Ferramentas modernas para a extração de métricas de gradientes fluviais a partir de MDES: Uma revisão. **Revista Brasileira de Geomorfologia**. v. 21, n. 1, p. 117-138, 2020. DOI 10.20502/rbg.v21i1.1732.
- PEIFER, D.; PERSANO C.; HURST, M. D.; BISHOP, P.; FABEL, D. Growing topography due to contrasting rock types in a tectonically dead landscape. **Earth Surface Dynamics**, v. 9, n. 2, p. 167-181, 2021, DOI 10.5194/esurf-9-167-2021.
- PELLETIER, J. Fundamental Principles and Techniques of Landscape Evolution Modeling. In: **Treatise on geomorphology**. Elsevier: San Diego, 2013. p. 29-43. DOI 10.1016/B978-0-12-374739-6.00025-7
- PERRON, J. T.; ROYDEN, L. An integral approach to bedrock river profile analysis. **Earth Surface Processes and Landforms**, v. 38, n. 6, p. 570-576, 2013. DOI 10.1002/esp.3302.
- PRINCE, P. S.; SPOTILA, J. A.; HENIKA, W. S. Stream capture as driver of transient landscape evolution in a tectonically quiescent setting. **Geology**, v. 39, n. 9, p. 823-826, 2011. DOI 10.1130/G32008.1.
- RATLIFF, K.M.; HUTTON, E.H.; MURRAY, A.B. Exploring wave and sea-level rise effects on delta morphodynamics with a coupled river-ocean model. **Journal of Geophysical Research: Earth Surface**, v. 123, n. 11, p. 2887-2900, 2018.
- REFICE, A.; GIACHETTA, E.; CAPOLONGO, D. SIGNUM: A Matlab, TIN-based landscape evolution model. **Computers & Geosciences**, v. 45, p. 293-303, 2012. DOI 10.1016/j.cageo.2011.11.013.
- REINERS, P. W.; BRANDON, M. T. USING thermochronology to understand orogenic erosion. **Annual Review of Earth and Planetary Sciences**, v. 34, n. 1, p. 419-466, 2006. DOI 10.1146/annurev.earth.34.031405.125202.
- REINERS, P. W.; SHUSTER, D. L. Thermochronology and landscape evolution. **Physics Today**, v. 62, n. 9, p. 31-36, 2009.
- RENGERS, F.K.; MCGUIRE, L.A.; KEAN, J.W.; STALEY, D.M.; HOBLEY, D.E.J. Model simulations of flood and debris flow timing in steep catchments after wildfire. **Water Resources Research**, v. 52, n. 8, p. 6041-6061, 2016. DOI 10.1002/2015WR018176.
- RICHARDS, F.D.; HOGGARD, M.J.; WHITE, N.J. Cenozoic epeirogeny of the Indian peninsula. **Geochemistry, Geophysics, Geosystems**, v. 17, n. 12, p. 4920-4954, 2016. DOI 10.1002/2016GC006545.

RICHARDSON, P.W.; PERRON, J.T.; SCHURR, N.D. Influences of climate and life on hillslope sediment transport. **Geology**, v. 47, n. 5, p. 423-426, 2019. DOI 10.1130/G45305.1.

ROE, G.H.; MONTGOMERY, D.R.; HALLET, B. Effects of orographic precipitation variations on the concavity of steady-state river profiles. **Geology**, v. 30, n. 2, p.143-146, 2002. DOI 10.1130/0091-7613(2002)030<0143:EOOPVO>2.0.CO;2.

ROERING, J. J.; KIRCHNER, J. W.; DIETRICH, W. E. Evidence for nonlinear, diffusive sediment transport on hillslopes and implications for landscape morphology. **Water Resources Research**, v. 35, n. 3, p. 853-870, 1999. DOI 10.1029/1998WR900090.

ROERING, J. J.; KIRCHNER, J. W.; DIETRICH, W. E. Hillslope evolution by nonlinear, slope-dependent transport; steady state morphology and equilibrium adjustment timescales. **Journal of Geophysical Research: Solid Earth**, v. 106, n. 8, p. 16499-16513, 2001. DOI 10.1029/2001JB000323.

RUETENIK, G.A.; MOUCHA, R.; HOKE, G.D. Landscape response to changes in dynamic topography. **Terra Nova**, v. 28, n. 4, p. 289-296, 2016. DOI 10.1111/ter.12220.

RUETENIK, G.A.; HOKE, G.D.; MOUCHA, R.; VAL, P. Regional landscape response to thrust belt dynamics: The Iglesia basin, Argentina. **Basin Research**, v. 30, n. 6, p. 1141-1154, 2018. DOI 10.1111/bre.12295.

SACEK, V. Drainage reversal of the Amazon River due to the coupling of surface and lithospheric processes. **Earth and Planetary Science Letters**, v. 401, p. 301-312, 2014.

SACEK, V.; DE MORAIS NETO, J.M.; VASCONCELOS, P.M.; CARMO, I. Numerical modeling of weathering, erosion, sedimentation, and uplift in a Triple Junction divergent margin. **Geochemistry, Geophysics, Geosystems**, v. 20, n. 5, p. 2334-2354, 2019. DOI 10.1029/2018GC008124.

SALLES, T. Badlands: A parallel basin and landscape dynamics model. **SoftwareX**, 5, pp.195-202. 2016.

SALLES, T. eSCAPE: Regional to global scale landscape evolution model v2.0. **Geoscientific Model Development**, v. 12, n. 9, p. 4165-4184, 2019. DOI 10.5194/gmd-2019-126.

SCHMIDT, K.; MONTGOMERY, D. Limits to relief. **Science**, v. 270, p. 617-620, 1995. DOI 10.1126/science.270.5236.617.

SCHOORL, J. M.; SONNEVELD, M. P. W.; VELDKAMP, A. Three-dimensional landscape process modelling: the effect of DEM resolution. **Earth Surface Processes and Landforms**, v. 25, n. 9, p. 1025-1034, 2000. DOI 10.1002/1096-9837(200008)25:9<1025::AID-ESP116>3.0.CO;2-Z.

SCHUMM, S. A. Rates of surficial rock creep on hillslopes in western Colorado. **Science**, v. 155, n. 3762, p. 560-562, 1967. DOI 10.1126/science.155.3762.560.

SCHWANGHART, W.; SCHERLER, D. TopoToolbox 2 – MATLAB-based software for topographic analysis and modeling in Earth surface sciences. **Earth Surface Dynamics**, v. 2, n. 1, p. 1-7, 2014. DOI 10.5194/esurf-2-1-2014.

SCHWANGHART, W.; SCHERLER, D. Divide mobility controls knickpoint migration on the Roan Plateau (Colorado, USA). **Geology**, v. 48, p. 698-702, 2020. DOI 10.1130/G47054.1/4984059/g47054.

- SHEN, H.; LYNCH, B.; POULSEN, C.J.; YANITES, B.J. A modeling framework (WRF-Landlab) for simulating orogen-scale climate-erosion coupling. **Computers & Geosciences**, v. 146, p. 1-15, 2020. DOI 10.1016/j.cageo.2020.104625.
- SHOBE, C.M.; TUCKER, G.E.; BARNHART, K.R. The SPACE 1.0 model: a Landlab component for 2-D calculation of sediment transport, bedrock erosion, and landscape evolution. **Geoscientific Model Development**, v. 10, n. 12, p. 4577-4604, 2017.
- SHOBE, C.M.; TUCKER, G.E.; ROSSI, M.W. Variable-threshold behavior in rivers arising from hillslope-derived blocks. **Journal of Geophysical Research: Earth Surface**, v. 123, n. 8, p. 1931-1957, 2018. DOI 10.1029/2017JF004575.
- SMITH, T. R.; BRETHERTON, F. P. Stability and the conservation of mass in drainage basin evolution. **Water Resources Research**, v. 8, n. 6, p. 1506-1529, 1972. DOI 10.1029/WR008i006p01506.
- SNYDER, N.P.; WHIPPLE, K.X.; TUCKER, G.E.; MERRITTS, D.J. Landscape response to tectonic forcing: Digital elevation model analysis of stream profiles in the Mendocino triple junction region, northern California. **Geological Society of America Bulletin**, v. 112, n. 8, p. 1250-1263, 2000. DOI 10.1130/0016-7606(2000)112<1250:LRTTFD>2.0.CO;2.
- SORENSEN, C.S.; YANITES, B.J. Latitudinal trends in modern fluvial erosional efficiency along the Andes. **Geomorphology**, v. 329, p. 170-183, 2019. DOI 10.1016/j.geomorph.2018.12.030.
- STERNAL, P.; HERMAN, F.; CHAMPAGNAC, J. D.; FOX, M.; SALCHER, B.; WILLETT, S. D. Pre-glacial topography of the European Alps. **Geology**, v. 40, n. 12, p. 1067-1070, 2012. DOI 10.1130/G33540.1.
- STOLLE, A.; SCHWANGHART, W.; ANDERMANN, C.; BERNHARDT, A.; FORT, M.; JANSEN, J.D.; WITTMANN, H.; MERCHEL, S.; RUGEL, G.; ADHIKARI, B.R.; KORUP, O., 2019. Protracted river response to medieval earthquakes. **Earth Surface Processes and Landforms**, v. 44, n. 1, p. 331-341, 2019. DOI 10.1002/esp.4517.
- TEMME, A.J.A.M.; ARMITAGE, J.; ATTAL, M.; VAN GORP, W.; COULTHARD, T.J.; SCHOORL, J.M. Developing, choosing and using landscape evolution models to inform field-based landscape reconstruction studies. **Earth Surface Processes and Landforms**, v. 42, n. 13, p. 2167-2183, 2017.
- TUCKER, G. E.; SLINGERLAND, R. L. Erosional dynamics, flexural isostasy, and long-lived escarpments: A numerical modeling study. **Journal of Geophysical Research: Solid Earth**, v. 99, n. B6, p. 12229-12243, 1994. DOI 10.1029/94JB00320.
- TUCKER, G. E.; BRAS, R. L. Hillslope processes, drainage density, and landscape morphology. **Water Resources Research**, v. 34, n. 10, p. 2751-2764, 1998. DOI 10.1029/98WR01474.
- TUCKER, G.E.; BRAS, R.L. A stochastic approach to modeling the role of rainfall variability in drainage basin evolution. **Water Resources Research**, v. 36, n. 7, p.1953-1964, 2000. DOI 10.1029/2000WR900065
- TUCKER, G. E.; HANCOCK, G. R. Modelling landscape evolution. **Earth Surface Processes and Landforms**, v. 35, n. 1, p. 28-50, 2010. DOI 10.1002/esp.1952.
- TUCKER, G.E.; HOBLEY, D.; HUTTON, E.; GASPARINI, N.M.; ISTANBULLUOGLU, E.; ADAMS, J.M.; NUDURUPATI, S. CTS 2015: Continuous-time stochastic cellular automaton modeling using Landlab. **Geoscientific Model**

- Development**, v. 9, n. 2, p. 823-839, 2016. DOI 10.5194/gmd-9-823-2016.
- TUCKER, G. E.; MCCOY, S. W.; HOBLEY, D. E. J. A lattice grain model of hillslope evolution. **Earth Surface Dynamics**, v. 6, p. 563-582, 2018. DOI 10.5194/esurf-6-563-2018.
- TURCOTTE, D. L.; G. SCHUBERT, **Geodynamics**. Cambridge University Press, Cambridge, 1982. (p. 1-450).
- UEDA, K., WILLET, S.D., GERYA, T.; RUH, J. Geomorphological-thermo-mechanical modeling: Application to orogenic wedge dynamics. **Tectonophysics**, v. 659, p. 12-30, 2015. DOI 10.1016/j.tecto.2015.08.001.
- UPTON, P.; KOONS, P.O.; ROY, S.G. Rock failure and erosion of a fault damage zone as a function of rock properties: Alpine Fault at Waikukupa River. **New Zealand Journal of Geology and Geophysics**, v. 61, n. 3, p. 367-375, 2018a. DOI 10.1080/00288306.2018.1430592.
- UPTON, P.; SONG, B.R.; KOONS, P.O. Topographic control on shallow fault structure and strain partitioning near Whataroa, New Zealand demonstrates weak Alpine Fault. **New Zealand Journal of Geology and Geophysics**, v. 61, n. 1, p. 1-8, 2018b. DOI 10.1080/00288306.2017.1397706.
- VAL, P.; HOKE, G.D.; FOSDICK, J.C.; WITTMANN, H. Reconciling tectonic shortening, sedimentation and spatial patterns of erosion from ¹⁰Be paleo-erosion rates in the Argentine Precordillera. **Earth and Planetary Science Letters**, v. 450, p. 173-185, 2016. DOI /10.1016/j.epsl.2016.06.015.
- VAL, P.; SILVA, C.; HARBOR, D.; MORALES, N.; AMARAL, F.; MAIA, T. Erosion of an active fault scarp leads to drainage capture in the Amazon region, Brazil. **Earth Surface Processes and Landforms**, v. 39, n. 8, p. 1062-1074, 2014. DOI 10.1002/esp.3507.
- VAN DER BEEK, P. Modelling Landscape Evolution. *In*: WAINWRIGHT, J.; MULLIGAN, M. (org.). **Environmental Modelling: Finding Simplicity in Complexity**. Wiley-Blackwell, 2013. p. 309-331. DOI 10.1002/9781118351475.ch19.
- VAN DER BEEK, P.; BRAUN, J. Numerical modelling of landscape evolution on geological time-scales: a parameter analysis and comparison with the south-eastern highlands of Australia. **Basin Research**, v. 10, n. 1, p. 49-68, 1998.
- VAN DER BEEK, P.; BRAUN, J. Controls on post-mid-Cretaceous landscape evolution in the southeastern highlands of Australia: Insights from numerical surface process models. **Journal of Geophysical Research: Solid Earth**, v. 104, n. B3, p. 4945-4966, 1999. DOI 10.1029/1998JB900060.
- VIEIRA, B.C., SALGADO, A.A.R.; SANTOS, L.J.C. (org.). **Landscapes and Landforms of Brazil**. Springer, 2015. 403 p.
- VON BLANCKENBURG, F.; WILLENBRING, J. K. Cosmogenic nuclides: Dates and rates of earth-surface change. **Elements**, v. 10, n. 5, p. 341-346, 2014. DOI 10.2113/gselements.10.5.341.
- WHIPPLE, K.X. The influence of climate on the tectonic evolution of mountain belts. **Nature Geoscience**, v. 2, n. 2, p. 97-104, 2009. DOI 10.1038/ngeo413.
- WHIPPLE, K. X.; TUCKER, G. E. Dynamics of the stream-power river incision model: Implications for height limits of mountain ranges, landscape response timescales, and

research neorg. **Journal of Geophysical Research: Solid Earth**, v. 104, n. B8, p. 17661-17674, 1999. DOI 10.1029/1999JB900120.

WHIPPLE, K. X.; TUCKER, G. E. Implications of sediment-flux-dependent river incision models for landscape evolution. **Journal of Geophysical Research**, v. 107, n. B2, 2002. DOI 10.1029/2000JB000044.

WHIPPLE, K.X.; MEADE, B.J. Orogen response to changes in climatic and tectonic forcing. **Earth and Planetary Science Letters**, v. 243, n. 1-2, p. 218-228, 2006. DOI 10.1016/j.epsl.2005.12.022.

WHIPPLE, K. X.; HANCOCK, G. S.; ANDERSON, R. S. River incision into bedrock: Mechanics and relative efficacy of plucking, abrasion and cavitation. **Bulletin of the Geological Society of America**, v. 112, n. 3, p. 490-503, 2000. DOI 10.1130/0016-7606(2000)112<490:RIIBMA>2.0.CO;2.

WHIPPLE, K. X.; DIBIASE, R. A.; CROSBY, B. T. **Bedrock Rivers**. In: Treatise on geomorphology, SCHRODER J, WOHL E (org). Academic Press: San Diego, CA, 2013. (pp. 550-573). DOI 10.1016/B978-0-12-374739-6.00254-2.

WHIPPLE, K.X.; FORTE, A.M.; DIBIASE, R.A.; GASPARINI, N.M.; OUI MET, W.B. Timescales of landscape response to divide migration and drainage capture: Implications for the role of divide mobility in landscape evolution. **Journal of Geophysical Research: Earth Surface**, v. 122, n. 1, p. 248-273, 2017. DOI 10.1002/2016JF003973.

WHITTAKER, A. C.; BOULTON, S. J. Tectonic and climatic controls on knickpoint retreat rates and landscape response times. **Journal of Geophysical Research: Earth Surface**, v. 117, n. 2, p. 1-19, 2012. DOI 10.1029/2011JF002157.

WHITTAKER, A.C.; COWIE, P.A.; ATTAL, M.; TUCKER, G.E.; ROBERTS, G.P. Bedrock channel adjustment to tectonic forcing: Implications for predicting river incision rates. **Geology**, v. 35, n. 2, p. 103–106, 2007. DOI 10.1130/G23106A.1.

WILLENBRING, J.K.; GASPARINI, N.M.; CROSBY, B.T.; BROCARD, G. What does a mean mean? The temporal evolution of detrital cosmogenic denudation rates in a transient landscape. **Geology**, v. 41, n. 12, p. 1215–1218, 2013. DOI 10.1130/G34746.1.

WILLETT, S.D.; MCCOY, S.W.; PERRON, J.T.; GOREN, L.; CHEN, C.Y. Dynamic reorganization of river basins. **Science**, v. 343, n. 6175, p. 1117–1134, 2014. DOI 10.1126/science.1248765.

WILLGOOSE, G. Mathematical modeling of whole landscape evolution. **Annual Review of Earth and Planetary Sciences**, v. 33, n. 1, p. 443–459, 2005. DOI 10.1146/annurev.earth.33.092203.122610.

WILLGOOSE, G.; BRAS, R. L.; RODRIGUEZ-ITURBE, I. A physically based coupled network growth and hillslope evolution model. 1 Theory. **Water Resources Research**, v. 27, p. 1671–1684, 1991a.

WILLGOOSE, G. A physically based coupled network growth and hillslope evolution model. 2 Applications. **Water Resources Research**, v. 27, p. 1685–1696, 1991b. DOI 10.1002/esp.3290160305.

WILLGOOSE, G. Results from a new model of river basin evolution. **Earth Surface Processes and Landforms**, v. 16, n. 3, p. 237–254, 1991c. DOI 10.1002/esp.3290160305.

WOBUS, C.W.; TUCKER, G.E.; ANDERSON, R.S. Does climate change create distinctive patterns of landscape incision?. **Journal of Geophysical Research: Earth Surface**, v. 115, n. F4, p. 1–12, 2010. DOI 10.1029/2009JF001562.

WOHL, E. Particle dynamics: The continuum of bedrock to alluvial river segments. **Geomorphology**, v. 241, p. 192–208, 2015. DOI 10.1016/j.geomorph.2015.04.014.

YANITES, B.J.; TUCKER, G.E.; MUELLER, K.J.; CHEN, Y.G.; WILCOX, T.; HUANG, S.Y.; SHI, K.W. Incision and channel morphology across active structures along the Peikang River, central Taiwan: Implications for the importance of channel width. **Geological Society of America Bulletin**, v. 122, n. 7-8, p. 1192–1208, 2010. DOI 10.1130/B30035.1.

YANITES, B.J.; EHLERS, T.A.; BECKER, J.K.; SCHNELLMANN, M.; HEUBERGER, S. High magnitude and rapid incision from river capture: Rhine River, Switzerland. **Journal of Geophysical Research: Earth Surface**, v. 118, n. 2, p. 1060–1084, 2013. DOI 10.1002/jgrf.20056.

YOO, K.; MUDD, S.M. Toward process-based modeling of geochemical soil formation across diverse landforms: A new mathematical framework. **Geoderma**, v. 146, n. 1-2, p. 248–260, 2008. DOI 10.1016/j.geoderma.2008.05.029.

ZALÁN, P. V.; OLIVEIRA, J. A. B. Origem e evolução estrutural do Sistema de Riftes Cenozóicos do Sudeste do Brasil. **Boletim de Geociências da Petrobras**, v. 13, n. 2, p. 269–300, 2005.

36. SOLO HISTÓRICO DA DESERTIFICAÇÃO NO BRASIL

Jémison Mattos dos Santos¹, Sérgio Murilo Santos de Araújo² & Dirce Maria Antunes Suertegaray³

¹ Professor da Universidade Estadual de Feira de Santana (UEFS). jemisons@uefs.br

² Professor da Universidade Federal de Campina Grande (UFCG),
sergiomurilosa.ufcg@gmail.com

³ Professora convidada da Universidade Federal do Rio Grande do Sul (UFRGS);
dircesuerte@gmail.com

Resumo: O tema Desertificação desde a metade do século passado tem despertado a atenção dos geomorfólogos, especialmente, americanos, franceses e latino-americanos. Portanto, desenvolve-se um trabalho por meio de aportes teórico-conceituais e metodológicos, de especialistas da ciência brasileira, articulando ideias por vezes com literatura estrangeira, que contribuem para a compreensão profunda e integrada do processo de desertificação (que é algo complexo, dinâmico e em espiral), dada a importância e emergência da temática, pois segundo dados do International Centre for Arid and Semi-Arid Land Studies (ICASALS da Universidade do Texas), o total de terras degradadas seria de 69% das terras áridas do mundo. Já a Food and Agriculture Organization of the United Nations (FAO), a partir de um estudo amplo que envolveu 600 pesquisadores, de 60 países, destaca que mais de 30% dos solos do mundo estão degradados. Recentemente somos confrontados pela crescente apreciação da complexidade do fenômeno da degradação das terras e o rol de fatores socioeconômicos, tecnológicos, culturais, dentre outros, que a deflagram e são derivados dela. Este trabalho tem como objetivo apresentar a trajetória teórico-conceitual e metodológica dos estudos de desertificação no Brasil, que se encerra com as principais discussões científicas brasileiras mais contemporâneas, a exemplo da Desertificação em Carste no Clima Semiárido (KARST DESERTIFICATION SEMI-ARID CLIMATE- KDSC).
Palavras-Chave: Desertificação, Geomorfologia, Semiárido Brasileiro, Indicadores, Degradação das terras.

Abstract: Since the middle of the last century, the subject of desertification has attracted geomorphologists, especially Americans, French, and Latin Americans. Therefore, work is developed through theoretical-conceptual and methodological contributions, from experts, from Brazilian science, articulating ideas sometimes with studies by international researchers, which contribute to a deep and integrated understanding of the desertification process (which is something complex, dynamic and spiral), given the importance (2020 is the end of the world

decade to combat desertification) and the emergence of the theme, as according to data from the International Center for Arid and Semi-Arid Land Studies (ICASALS of the University of Texas), the total degraded land would be 69.0% of all arid lands in the world. The Food and Agriculture Organization of the United Nations (FAO), based on a broad study involving 600 researchers from 60 countries, highlights that more than 30% of the world's soils are degraded. But recently, we are confronted by the growing appreciation of the complexity of the phenomenon of land degradation and the list of socioeconomic, technological, cultural factors, among others, that drive and are derived from it. This work aims to present the theoretical-conceptual and methodological trajectory of desertification studies in Brazil, which ends with the main contemporary Brazilian scientific discussions, the example of Karst Desertification in the Semi Arid Climate (KARST DESERTIFICATION SEMI ARID CLIMATE- KDSC).

Keywords: Desertification, Geomorphology, Brazilian Semiarid, indicators, land degradation

Tema: Geomorfologia e Solos

1. INTRODUÇÃO

O presente capítulo resgata o que se denomina de solo histórico, ou seja, o processo de adesão e desenvolvimento das pesquisas sobre desertificação no Brasil. A revisão bibliográfica visa exibir um panorama dos estudos de desertificação e de seus indicadores, avaliando as principais discussões científicas brasileiras.

Essa temática é da maior importância para o semiárido brasileiro com uma extensão total de 982 563,3 km² conforme a Portaria n. 89, de 16.03.2005, do Ministério da Integração Nacional. A extensão da semiaridez no Brasil, associada à presença de significativa população residente nessas áreas, expressa a importância do tema na academia e/ou ações governamentais.

O tema Desertificação desde a metade do século passado tem despertado a atenção dos Geomorfólogos. Portanto, desenvolve-se um trabalho através de aportes teórico-conceituais e metodológicos, de especialistas, da ciência brasileira, articulando ideias por vezes com estudos de pesquisadores internacionais, que contribuem para a compreensão profunda e integrada do processo de desertificação (algo complexo, dinâmico e em espiral), dada a importância (2020 é o fim da década mundial de combate à desertificação) e emergência da temática, pois segundo dados do *International Centre for Arid and Semi-Arid Land Studies* (ICASALS, da Universidade do Texas), o total de terras degradadas seria de 69% de todas as terras áridas do mundo. Já a Food and Agriculture Organization of the United Nations (FAO), a partir de um estudo amplo que envolveu 600 pesquisadores, de 60 países, destaca que mais de 30% dos solos do mundo estão degradados. Recentemente, somos confrontados pela crescente complexidade da degradação das terras e o rol de fatores socioeconômicos, tecnológicos, culturais, dentre outros, que a deflagram e são derivados dela.

É factível afirmar que não são tão recentes os textos, estudos e registros que abordam a degradação das terras, a degradação socioambiental, assim como os escritos que buscam compreender e explicar a problemática das secas, da destruição da natureza e/ou ambiente e as repercussões na organização da vida e na socioeconomia da Região Nordeste do Brasil.

Lastreia-se a afirmação acima a partir da “obra de José Bernardo Fernandes Gama (1844), intitulada Memórias históricas da província de Pernambuco: precedidas de um ensaio topográfico-histórico, dedicadas aos Ilustríssimos, e Excelentíssimos senhores Barão da Boa-Vista e Barão de Suassuna (SANTOS, 2016, p.93).

Na qual se refere aos problemas da fome ligados à questão do clima e da seca - “por esta razão todos os habitantes, deixando os lugares povoados, se entranham por entre os desertos, onde, acabrunhados de misérias nos campos e nos montes impenetráveis, estéreis e áridos; órfãos de toda a consolação; privados de viveres, uns morriam de fome, outros passavam a vida, tendo sempre a morte patente ante seus olhos” (Op.cit, Tomo II, p. 44,). O autor em alguns trechos da obra refere-se à região pernambucana semiárida como lugares desertos, inóspitos etc. (Ibidem, p 93).

Também se confirma a asserção acima mencionada na obra os Sertões, do ilustre Euclides da Cunha, lançada sua 1ª versão em 1902, que cunhou a ideia de sertão como algo semelhante ao deserto e, tem-se então a concepção da ocorrência de degradação das terras, na região semiárida nordestina, ao associar o significado da palavra. Além disso, o autor denominou o Sul de São Francisco na Bahia, como “Desertus australis” (CUNHA,1963).

Do ponto de vista temporal, a década de 70 pode ser definida com um marco para os estudos de desertificação no Nordeste Brasileiro, principiado com os trabalhos de Vasconcelos Sobrinho (1971), a exemplo da nota prévia escrita pelo autor sobre os núcleos de desertificação no polígono das secas.

Com os avanços do meio técnico-científico e informacional houve, nas duas últimas décadas, o aprofundamento das pesquisas na região semiárida. Com isso, amplia-se um pouco mais o entendimento sobre a complexidade da interação dos fatores físico-naturais e humanos do semiárido, pois durante um longo período histórico havia uma concepção metodológica reducionista de parte da comunidade científica.

De maneira geral, associava-se exclusivamente a questão climática com o rol de problemas ocorrentes no domínio das caatingas, ou seja, esse seria o fator determinante das condições precárias de sobrevivência da população, bem como ao recrudescimento da paisagem em períodos de secas periódicas.

Os primeiros trabalhos, a exemplo de Gama (1884) e Cunha (1902) incidem, quase que exclusivamente, na questão das secas e seus aspectos: fome, pobreza, a maioria das vezes perda de vidas humanas e diminuição extrema da produção vegetal e animal. Recentemente, os estudos assinalam o papel expressivo da ação humana (atividades socioprodutivas) na intensificação dos

desajustes do ambiente de terras não tão secas. O Nordeste e o interior semiárido, em particular, mostram-nos uma história enredada à questão da variabilidade climática e das secas (SANTOS, 2016).

Inúmeras são as lacunas ainda a serem preenchidas nos estudos sobre o semiárido brasileiro, em particular, o processo de desertificação. Destaca que, as diversas imagens e conceitos produzidos por inúmeros trabalhos até o final do século XX (fez-se, aqui, o recorte temporal balizado no marco histórico a partir de 1884) ainda conservam o caráter de uma visão desarticulada dos fenômenos físico-naturais e humanos que regem o conjunto sistêmico global; fruto da herança de produção do conhecimento lastreado em abordagens não integradas e na preponderância do viés essencialmente economicista.

Ao assumir a concepção acima descrita, o pesquisador desconsidera que os principais “*inputs*” geradores das alterações, mudanças no ambiente, são determinadas pelo sistema econômico e definido, a priori, pela política mundial (com interpenetração desde a escala nacional até alcançar o local).

Diante do atual contexto de esgotamento dos recursos naturais e crescente perda de biodiversidade, certificado a partir do relatório do WWF (2020), faz-se uma ressalva, pois é crucial a compreensão que os processos produtivos que ocasionam impactos ambientais (mineração, desmatamento para atender atividades econômicas, a exemplo da pecuária e agricultura intensiva associada ao uso de agrotóxicos) são por natureza entrópicos, ou seja, que a entropia derivada desses modos de produção, tende a aumentar o grau de desordem do ambiente semiárido e, não se resolve esse axioma através do capital apropriado pela via do mercado, capitalista.

Frisa-se também que é indispensável avaliar os inúmeros processos de mudança do uso da terra no semiárido brasileiro, a substituição de pastagens por cultivos intensivos, bem como da caatinga por extensas áreas agrícolas, pois tem causado prejuízos aos sistemas de vida e degradação ambiental, muitas vezes irreversíveis.

No entanto, percebeu-se na última década que, está em curso uma mudança gradual na abordagem metodológica aplicada por geógrafos e demais pesquisadores interessados no assunto, que buscam realizar uma análise integrada. Todavia, é notório que parte expressiva das pesquisas visitadas estão voltadas para o estudo de solos e vegetação, para o monitoramento espacial e temporal, com uso de sensoriamento remoto (p.ex.: utilização de modelos de séries temporais de NDVI). Analisa-se que tal aspecto ocorre, possivelmente, pelo avanço e o acesso cada vez mais amplo as geotecnologias pela comunidade científica.

Apontam-se aqui alguns estudos recentes, que confirmam a assertiva supracitada: Vendruscolo et al. (2021) monitorou a desertificação no SAB a partir de indicadores de vegetação no semiárido da Paraíba, utilizou o Índice de Grau de Desertificação (DDI); Vieira et al. (2021) discute a avaliação do risco de desertificação no NE do Brasil, a partir da aplicação do modelo de mudança (LULC), com base em dados de clima, demográficos e mapas de suscetibilidade das terras; Simplício et al. (2021) abordou a erosão nas encostas em microbacias na região de desertificação de Gilbués, Nordeste do Brasil;

Vieira et al (2020) realizou uma análise espaço-temporal, a partir de um índice de vulnerabilidade social em resposta aos efeitos da desertificação e as secas no NE brasileiro; Mutti (2020) modelou séries temporais de NDVI em seis hotspots no semiárido brasileiro; Rios et al. (2020) utilizou a perda de solo como indicador de risco de desertificação, na sub-bacia do rio Salitre-Ba; Silva et. al (2020) efetuou o monitoramento espaço-temporal do risco desertificação através de sensoriamento remoto no SAB.

De pronto, salienta-se a relevância científica dos trabalhos consultados, que contém também metodologias inovadoras. Contudo, notou-se ainda que, se seleciona e avalia o nível de desertificação com base em indicadores com foco voltado para os aspectos biofísicos (solo, vegetação, clima etc.), por vezes socioeconômicos (p.ex: dados demográficos), sem integrar, outros aspectos cruciais (p.ex: culturais, institucionais).

Reflete-se que, as abordagens que tratam da desertificação, a priori, devem contemplar as múltiplas dimensões desse processo complexo, em espiral descente. Entende-se que, para estudos dessa natureza a busca pela inter-relação entre as dimensões biofísica, socioeconômica, política, cultural, institucional é algo eminente. Sobremaneira, chama-se à atenção para a eleição de indicadores de gênero, culturais e institucionais, com intuito de alargar a compreensão e deste modo exatificar a ocorrência de Áreas Afetadas pela Desertificação.

2. DOS PRIMÓRDIOS DA DESERTIFICAÇÃO AOS ANOS 1970

Principia-se, então, esse garimpo científico com a descoberta geográfica da obra de José Bernardo Fernandes Gama (1844), intitulada *Memorias historicas da provincia de Pernambuco: precedidas de um ensaio topografico-historico*, dedicadas aos Ilustríssimos, e Excelentíssimos senhores Barão da Boa-Vista e Barão de Suassuna. Essa obra se refere aos problemas da fome ligados à questão do clima e da seca - “por esta razão todos os habitantes, deixando os lugares povoados, se entranham por entre os desertos, onde, acabrunhados de misérias nos campos e nos montes impenetráveis, estéreis e áridos; órphaos de toda a consolação; privados de viveres, uns morriam de fome, outros passavam a vida, tendo sempre a morte patente ante seus olhos” (Op.cit, Tomo II, p. 44.). Em alguns trechos da obra, o autor se refere à região pernambucana semiárida como lugares desertos, inóspitos etc.

O entendimento do semiárido como deserto e suas inúmeras interpretações (pré-deserto, savana etc.) constitui-se um constructo também antigo, ao referenciar-se, como exemplo, na obra supracitada, para confirmar tal assertiva.

A despeito do trabalho de Louis Lavadeu - Les Forêts du Sahara, em 1927 (criador do conceito de desertificação, segundo Cornet, (2002, p. 2)); foi o engenheiro francês A. Aubreville que, com sua obra *Climats Forêts et Désertification de l' Afrique Tropical*, de 1949, ficou conhecido como precursor dos termo “desertificação” e “savanização”. Aplicando o termo no contexto de degradação das florestas tropicais e subtropicais (sub-saarianas), que, devido à retirada intensiva da vegetação para desenvolvimento de atividades agropecuárias, transformam-se terras férteis em área desérticas.

Uma das questões centrais do ponto de vista do Aubreuville é o entendimento sobre a desertificação tanto como processo quanto evento. A desertificação seria a etapa final do processo de degradação, gerada por processos erosivos e dinamizada por ação humana. Todavia, observa-se que o tratamento conceitual travado é amplo. Mas, não se constatou uma definição clara do termo empregado pelo autor.

Nos idos de 1951 lançou-se em Argel (Argélia) um programa da UNESCO (Organização das Nações Unidas para a Educação, Ciência e Cultura) que abordou as Zonas Áridas, objetivando despertar interesse para investigação e compreensão das zonas secas.

A Organização das Nações Unidas (ONU), através da UNESCO, desenvolveu, entre 1952 e 1962, vários seminários e simpósios sobre desertificação, que resultaram numa coletânea de trabalhos intitulada *Arid Zones Series*, comportando 20 volumes.

Duque (1953) utiliza o termo saarização para explicar os processos de degradação dos solos da região Nordeste, associando à redução da capacidade produtiva. O conceito de desertificação fica quase explícito ao tomar como referência a seguinte citação: “não ocorrerá o deserto físico, como o Saara, nem haverá diminuição de chuvas, mas sim a formação de um deserto econômico”.

Dando ênfase aos estudos sobre o Nordeste, Dárdano de Andrade Lima (1960), oriundo da Universidade Federal de Pernambuco, realizou pesquisas sobre a biogeografia do semiárido, particularmente, tratou da capacidade de regeneração vegetal. Constrói-se uma linha de trabalhos de fitogeografia.

No início da década de 1960, o pesquisador do ambiente tropical, Jean Tricart (1963), publica o estudo intitulado - *Oscillations et Modifications de Caractère de La Zone Aride en Afrique et em Amérique Latine lors des Périodes Glaciaires des Hautes Latitudes*. O autor traz discussões sobre oscilações paleoclimáticas, bem como destaca o domínio semiárido brasileiro. Afirma ele que a caatinga se encontra adaptada às condições ambientais, sugerindo longo período de estabilidade climática.

Em 1969 foi publicada a importante obra *Arid Lands in Perspective*, pela Universidade de Arizona, onde se faz aqui um destaque para o artigo de Heathcote, R.L.

*The pastoral land ethic*¹. A discussão central ocorre em torno das práticas de uso pastoril da terra, a partir do desenvolvimento de estudo comparativo sobre as avaliações de recursos pastorais na Austrália e América. Trata-se também de direitos dos Aborígenes a terra, do movimento de conservação e os benefícios econômicos do pastoralismo.

Marco importante também para os estudos relativos à desertificação foi o ano de 1971, quando a UNESCO lança o Programa Intergovernamental de Pesquisas sobre o Homem e a Biosfera (*Man and Biosphere* - MAB) com o objetivo maior de consolidar as bases para a administração racional e científica das riquezas da biosfera. O pesquisador

¹ Ver artigo: Heathcote, R.L. 'The pastoral land ethic', in McGinnies, W.G. and Goldman, B.J. (eds.) *Arid Lands in Perspective*, University of Arizona and the American Society for the Advance of Science, Tucson and Washington D.C. 1969. pp. 311-324.

Le Houérou coordenou inúmeros projetos com intuito de explicar as “áreas marginais”; conceituadas como as faixas de territórios submetidos a limitações naturais, nomeadamente, àquelas na qual as chuvas são irregulares com repercussões das atividades humanas.

Conforme Le Houérou (1977) citado em Suertegaray (1987): “a palavra “desertificação” é usada para descrever a degradação de vários tipos de vegetação; incluindo as áreas de florestas sub-úmidas e úmidas que nada tem a ver com desertos sejam físicos ou biológicos”. Corresponde, portanto, a um processo antrópico, contrário àquele definido pelo mesmo autor como desertização e que corresponde “às extensões de paisagens e formas tipicamente desérticas, de áreas onde isto não ocorria em passado recente. Tal processo localiza-se nas margens dos desertos sob médias anuais de precipitação entre 100 e 200 mm com limites extremos entre 50 e 300 mm” (LE HOUÉROU, 1977, p.17).

Delineia-se em 1972, na cidade de Estocolmo, novo marco na discussão a partir da Conferência do Meio Ambiente, realizada pela ONU. Travam-se discussões no contexto internacional sobre o uso depredador dos recursos naturais e as consequências na degradação ambiental. A desertificação começa a despertar mais interesse dos pesquisadores em outros centros de pesquisa ao nível mundial.

Já em 1973, o pesquisador brasileiro José Guimarães Duque publicava uma obra de referência na revista do Departamento de Obras Contra a Seca (DNOCS), intitulada - Solo e Água no Polígono das Secas. Delineava-se os primeiros passos no debate sobre a problemática da desertificação. Ele utilizou como referência a cobertura vegetal, clima e solos associados à paisagem e ao uso e ocupação das terras. Esse procedimento permitiu estabelecer uma classificação do polígono das secas, a partir da integração de variáveis geoambientais, afirmando o autor que “ousamos separar o polígono das secas em caatinga, sertão, seridó, agreste, carrasco e serras [...] (DUQUE, 2001, p. 25). Destaca-se, na obra, o conjunto da discussão que se articula com as Áreas Susceptíveis à Desertificação, ou seja, Duque apresenta um enfoque sobre as potencialidades, limitações ecológicas e econômicas.

Rapp (1974) diz que a desertificação é fruto da propagação das condições ambientais das regiões áridas e semiáridas, como consequência das ações humanas ou mudanças do clima. E sugere um “novo termo” que, posteriormente, Le Houérou (1977) adapta-o e denomina de “Desertização”, sendo definido como “as extensões de paisagens e formas tipicamente desérticas, de áreas onde isto não ocorria em passado recente”.

De modo geral, na leitura do Nordeste Brasileiro do Prof. Vasconcelos Sobrinho (1974, 1978, 1978b, s/d) é possível considerar sua contribuição à identificação e análise dos processos bem como dos indicadores da desertificação. Constata-se um dos aspectos estruturantes de suas discussões; a predisposição natural pré-desértica da área que compreende o polígono das secas, associando ao equilíbrio ecológico instável decorrente do regime pluviométrico de baixo índice de precipitações e extrema irregularidade, dos

solos rasos com limitada capacidade de retenção de água, amplo fotoperiodismo e ventos secos e quentes com forte poder de desidratação.

O seu trabalho mais expressivo foi o deserto brasileiro, de 1974. Nesse, a desertificação é apreendida como fruto da fragilidade dos ecossistemas das terras secas, em geral, devido à pressão intensa causada pelas populações humanas ou às vezes pela fauna autóctone. Com isso, ocorre a perda da produtividade e da resiliência. Essa pesquisa destaca a ação do homem como motor da degradação ecológica.

Cinco anos após a Conferência do Meio Ambiente (ONU), em Nairóbi (Quênia), realizou-se a 1ª Conferência das Nações Unidas sobre Desertificação (1977). O fato desencadeador desse evento se refere à estiagem longa com 05 anos de duração que afetou drasticamente a região subsaariana do Sahel (entre 1968 e 1973), bem como 06 milhões de pessoas e rebanho de 25 milhões de cabeças, aproximadamente.

Um dos produtos desse Simpósio Internacional foi a publicação de um volume especial, 53, n.4 do periódico *Economic Geography*, editada em 1977 pela *Clark University, de Worcester* (EUA), apresentando alguns estudos pioneiros: *The human dimensions of desertification* (As dimensões humanas da desertificação) por Johnson, D. L., *Desertification of Arid Lands* (Desertificação de Terras Áridas) por Dregne, H. E., *Technology, regional Interdependence and population Growth: Tucson, Arizona* (Tecnologia, Interdependência Regional e Crescimento Populacional: Tucson, Arizona) por A.W. Wilson (EUA), *The Making of Deserts: climate, Ecology and Society* (A Criação de Desertos: Clima, Ecologia e Sociedade) por Hare, F. K., Whitney, J. (Canadá), Warren, A., Davidson, B., (Grã-Bretanha), Heathcote, R. L., Willian, M., Mabbut, J. A. (Austrália), dentre outros pesquisadores. Subdividiu-se a revista em 03 grandes temas centrais a) Processos e extensão da desertificação; b) O impacto da desertificação; c) A luta contra a desertificação.

Com o impulso da Conferência de Nairóbi, tem-se a iniciativa da revista *Applied Sciences and Development*, edição do Institut for Scientific Co-Operation, de Tubigen, Alemanha, que produziu um número especial, n.10, 1977. Particularmente, aborda a temática da desertificação, apresentando pesquisas com um enfoque geral e estudos de casos.

Na referida Conferência de 1977, definiram-se como “ambientes desérticos aqueles que apresentam diminuição ou destruição do potencial biológico da terra, e o homem o agente principal da degradação”.

Além disso, nesta obra tem-se que a desertificação constitui um processo irreversível e insere-se na escala de tempo presente. Desta ótica espacial a desertificação é mapeada através das zonas climáticas - áridas, semiáridas e sub-úmida secas.

Ab' Saber (1977) escreve o artigo *Problemática da Desertificação e da Savanização no Brasil Intertropical*, e acende os holofotes para os "processos parciais de desertificação pontuais ou areolares, suficientemente radicais para criar degradações irreversíveis da paisagem e dos tecidos ecológicos naturais". Considerou que "o território brasileiro, em seu conjunto, exhibe um dos mais impressionantes quadros de modificações ecológicas

sutis - às vezes irreversíveis-, estendendo sobre quase todos os domínios paisagísticos"(Op.cit, p.1).

Revela a ideia da desertificação "antrópica, direta ou indiretamente ativada por ações antrópicas predatórias (...) devido à exploração econômica mal orientada" (AB'SABER, 1977, p. 3).

Sinaliza a ocorrência de 09 modalidades de nódulos de desertificação no domínio das caatingas, e nomina-os de "geótopos áridos", resultantes da "predisposição da estrutura geoecológica, geralmente intensificada pela ação antrópica", a saber: 01. Altos pelados; 02. Salões; 03. Vales e encostas secas; 04. Lajedos, mares de pedra e campos de inselbergues; 05. Paleodunas quaternárias; 06. Topografia ruiformes e cornijas rochosas desnudas com aridez rochosa característica; 07. Revolvimento anômalo da estrutura superficial da paisagem; 08. Malhadas; 09. Áreas degradadas por raspagem ou empréstimos de terra (AB' SABER, 1977).

Ao relacionar os Geótopos de Ab' Saber com o município de Campo Formoso-Ba, constata-se a ocorrência da maioria deles com exceção das Paleodunas quaternárias, certamente porque esses modelados e as 03 modalidades de intervenção (revolvimento, raspagem e os empréstimos de terras) se constituem elementos característicos do semiárido brasileiro.

3. OS ESTUDOS DA DESERTIFICAÇÃO NOS ANOS 1980

Na esteira do debate mundial sobre desertificação, no Brasil, a década de 1980 é marcada por uma crescente produção acadêmica envolvendo a temática em foco, vista sobre vários prismas e diferentes abordagens. Nimer (1980) afirma que, embora muitas causas deem origem à desertificação, essas podem ser determinadas por dois fatores: a) mudança de clima, caracterizada principalmente por uma crescente deficiência de chuvas; b) ação do homem. Quaisquer que sejam as causas atribuídas - naturais (mudança do clima regional) ou antrópicas, ou por ambas, simultaneamente -, a desertificação é entendida como uma crescente degradação ambiental expressa no ressecamento e na perda de capacidade dos solos. O referido autor definiu os núcleos de desertificação como áreas onde a degradação da cobertura vegetal e do solo alcançou uma condição de irreversibilidade.

Constata-se também a existência de uma série de estudos sobre o semiárido brasileiro realizados pelo Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), a partir de 1980. Suas lentes se voltaram para a compreensão da intensidade das secas, previsão e variações pluviométricas interanuais e conexões com fenômenos de grande escala, variações da temperatura da superfície do mar (TSM) e mudanças climáticas.

Vasconcelos Sobrinho (1983, p. 26) enfoca sobre a modalidade dos processos de desertificação associando-a ao tipo de manchas que os solos possuem. Discorre que, as manchas exibem aspecto macilento (descolorado), semelhantes com ulcerações na epiderme. E conformam locais com solos rasos, podendo ser considerado como

afloramento rochoso, que já não retém mais água, por conta dos processos de insolação e desidratação imediata. Além disso, são solos pobres em nutrientes, por isso tudo se constituem em áreas com susceptibilidade natural à desertificação.

No contexto do exterior, o pesquisador F. Kenneth Hare em 1984 divulgou um artigo intitulado *Experiência Climática Recente nas Terras Áridas e Semiáridas*², no qual discute-se os efeitos da ação antrópica no ambiente e as consequências climáticas, a exemplo de: efeitos negativos na camada de ozônio, intensificação do efeito estufa, das chuvas ácidas, dos processos de desertificação. O autor enfatizou áreas marginais dos desertos.

No mesmo ano, Jack A. Mabbutt publica um importante artigo intitulado *Uma Nova Avaliação Global da Situação e Tendências de Desertificação*³. Nesse, fez avaliações e projeções para o ano 2000, em relação à desertificação, utilizando o suporte das escalas regional e global, por conta da disponibilidade e da qualidade dos dados.

Fundamentado nas provas das tendências existentes sobre a desertificação, sugere que o estado de desertificação nas três principais categorias de uso da terra evoluirá até o ano 2000 (e refere-se a uma condição de “ao menos que o nível das atividades de controle tenha aumentado significativamente”):

Rangelands: espera-se o aumento das áreas de pastagens severamente degradadas, na maioria "das regiões em desenvolvimento", particularmente em direção as regiões semiáridas tropicais na 'interface' com áreas de cultivo de sequeiro; qualquer melhoria substancial será limitada as zonas favorecidas no mundo desenvolvido. Área de sequeiro: significativamente piorou o *status* da desertificação em muitas regiões tropicais (agricultura de subsistência), com extensas áreas de terra muito seriamente desertificadas, tornando-se praticamente inúteis. E nas regiões "em desenvolvimento", é esperado o estado grave da desertificação grave e continuará a se ampliar gradualmente; Terras irrigadas: na melhor das hipóteses o equilíbrio atual se manteria em áreas irrigadas, que poderiam ter sido aumentadas em 20%. A principal melhoria do estado foi prevista para a URSS e, em menor medida, na China. O crescimento da irrigação deveria absorver o próprio aumento da população rural, mas dificilmente aliviaria a pressão sobre as áreas de cultivo de sequeiro (MABBUTT, 1984).

Percebe-se que suas projeções se confirmaram. O processo de desertificação em áreas de cultivo de sequeiro afeta o maior número de populações, com elevado potencial para conduzir para o estado muito grave de desertificação e destruição final dos recursos – terra, particularmente nas regiões tropicais[...], América Latina [...] (Op.cit).

Em terras brasileiras, um dos mais importantes geógrafos do Brasil, especialista em estudos do clima, o geógrafo José Bueno Conti (1984, 1985, 1986, 1989a, 1989b,

² Título do artigo original traduzido, *Recent Climatic Experience in the Arid and Semi-Arid Lands*

³ Título do artigo original examinado - *A New Global Assessment of the Status and Trends of Desertification*

1991, 1993, 1994) referenda e traz relevantes contribuições para ampliar o debate com a publicação de 05 artigos, nessa temática. O primeiro, em 1984, denominado *a respeito da desertificação*, divulgado na publicação Geonordeste vol.1, n.02. Sergipe.

Conti (1985), apresentou outro artigo com o título de *Desertificação*, no Boletim Paulista de Geografia. Já em 1986, publica a desertificação como tema de estudo da geografia física, nos Anais do III Simpósio de Geografia Física Aplicada e, segue produzindo os outros.

Lage (1986), em sua tese de Doutorado, Les milieux naturels de la haute vaae du Vaza Barris, realiza outro importante estudo, no sertão baiano, na região do Vaza-Barris-BA (alto curso), que serve de aporte teórico-conceitual para os estudos de desertificação, bem como para aprimorar a compreensão de alguns processos degradacionais no semiárido. Merece destaque a discussão geomorfológica que enfatiza os processos ocorrentes que caracterizam os “altos pelados”. A autora anuncia que os processos de desertificação são considerados como processos de degradação do ambiente.

Dregne (1987) traz uma contribuição significativa ao afirmar que:

a degradação antrópica das terras se inicia com a diminuição ou a destruição da cobertura vegetal devido ao superpastoreio, à agricultura, ao extrativismo mineral e outras atividades que modificam as condições naturais existentes. As erosões causadas pelos ventos e pela água aceleram o processo de degradação. Em inúmeros casos é impossível recuperar por completo áreas já desertificadas.

Outra obra de referência para os estudos geográficos que auxiliou a diferenciar a desertificação é conhecida como - *A trajetória da natureza: um estudo geomorfológico dos areais de Quaraí, RS*, de autoria de Dirce Suertegaray (1987). A tese expressa uma diferenciação dos processos estudados e denominados de desertificação a partir do critério climático.

Em 1988, Nimer novamente contribui para a discussão corrente com o artigo *Desertificação: Realidade ou Mito?* No qual trata os conceitos, teorias e proposições metodológicas, bem como derruba o mito sobre o entendimento da desertificação, em geral, distorcido por influências político-ideológicas. Diz, ainda, que “a instauração de um processo de desertificação numa área de considerável extensão só seria possível com a transformação de macroclimas úmido, subúmido ou semiárido em macroclimas de deserto, ou desértico, isto é, com déficit de precipitação sempre crescentes” (idem).

Numa abordagem mais voltada para a geografia física global, os debates sobre desertificação foram iluminados também com os estudos de Monteiro (1988), quando publica *On the desertification in the Northeast Brazil and man 's role in the process*. Nesse, trabalha uma área que compreende o Ceará, Paraíba e Pernambuco. Destaca-se a ação humana associada à sua sobrevivência em condições adversas no semiárido. Aborda-se sobre as influências naturais ou antrópicas em relação à desertificação e define a ocorrência de 07 geossistemas na região pesquisada.

Conti (1989), numa tentativa de conceituar a desertificação, elenca duas tipologias: a climática e a ecológica. Indica as variabilidades nos padrões climatológicos como causa da modalidade climática e considera a deficiência de água no sistema natural. As mudanças do ponto de vista climático tanto podem ser resultantes de fenômenos naturais como desencadeadas pela ação antrópica ou, ainda, decorrer da combinação de ambos. Em relação à tipologia ecológica, entende que são o crescimento demográfico e a pressão sobre os recursos que ocasionam condições semelhantes ao ambiente desértico.

No exterior, Rochette (1989), explora em sua discussão as conexões associadas à desertificação e os estudos realizados por outros autores na zona saheliana e sahelosudanesa. Onde o foco dela refere-se à permanência da seca, a degradação vegetacional, os processos de erosão e mudanças sociais, revelando aspectos ligados às restrições da comunidade para desenvolver suas potencialidades. Com isso, exprimiu que:

a dinâmica da seca pode ser mais facilmente entendida que a desertificação, processo este mais complexo, evolutivo, resultante da ação de vários agentes, com implicação em todos os domínios e no comportamento humano, acarretando a ligação contínua de causas e efeitos de todos os elementos constitutivos do ecossistema.

E, também apresenta seu entendimento sobre a desertificação, ao afirmar que se constitui como:

grave degradação do "capital" ecológico demonstrado na diminuição da quantidade e capacidade produtiva dos recursos em água, solo, vegetação, fauna que os homens exploram para viver, salientando que se deve compreender este processo complexo a partir de duas sequências de fatores: os agrobioclimáticos e os humanos (Op. cit).

Mendonça (1990) produz um estudo denominado - *A evolução socioeconômica do Norte Novíssimo do Paranavaí e os problemas ambientais - desertificação?* A pesquisa revela as regiões de arenito Caiuá do norte do Paraná submetidas a processos de erosão acelerada desencadeada por desmatamentos e práticas agrícolas não controladas. Aprimora-se também o entendimento dos processos em escala local ao analisar uma voçoroca do ribeirão Suruquá (município de Paranavaí).

Para Goudie (1990), o processo de desertificação se constitui na alteração da biomassa com deterioração acelerada dos solos. O autor afirma que as atividades humanas e o fator climático são os principais agentes de modificação, bem como a intensificação da monocultura, superpastoreio, salinização e o desmatamento são causas associadas à ocorrência da desertificação.

4. OS ANOS 1990 E A DESERTIFICAÇÃO

No ano de 1991, com intuito de identificar as áreas suscetíveis à desertificação, a ONU define o Índice de Aridez (IA), como a razão entre a precipitação anual e a evapotranspiração potencial ($IA=P/EPT$), calculando esta última pelo método de Thornthwaite. As áreas potencialmente suscetíveis a esse processo estão localizadas

dentro do IA de 0,05 a 0,65, que engloba as zonas de clima árido, semiárido e sub-úmida seca (UNEP, 1991). Este passa a ser um dos indicadores mais utilizados mundialmente para indagar sobre a ocorrência da desertificação em um dado local.

Com a Conferência do Rio 92, evento que é um marco para a questão ambiental mundial, a compreensão da desertificação ficou ligada à destruição do potencial biológico de terras áridas, semiáridas e sub-úmida secas. Numa síntese mais ampla, revelou-se que o maior problema é a destruição da vida, que é balizada por interferências negativas na interação entre as variáveis climáticas, solo e vegetação e, conseqüentemente, o rompimento do equilíbrio desses três fatores que constitui o ambiente.

Mainquet (1994) reflete em seu importante trabalho sobre um corpo teórico-conceitual existente para analisar o processo de desertificação definindo-o como questão ambiental. A análise parte do sistema conceitual e alcança a avaliação. Discute a (ir)reversibilidade do processo balizado no tempo histórico, demarcando o período de cerca de 25 anos. Todavia, enfatiza-se a dimensão física, a implicação econômica, o aspecto da localização das áreas e as possíveis relações entre a desertificação, os níveis de desenvolvimento e a fome. Indica que “a desertificação, mesmo sendo um processo que tem uma amplitude espacial, as causas humanas determinantes são locais”.

Ainda Mainquet, no mesmo ano, propôs alguns termos importantes, três deles são aqui destacados: sahelização, estepização ou sudanização, que se formam a partir das diferentes perdas do estrato arbóreo dos ecossistemas, bem como, aridificação ou aridização - indicador natural que revela a evolução natural para um clima tornar-se mais seco.

Cunha (1995) produz outra entre tantas obras de referência supracitadas que pode ser mais apropriada para os estudos de desertificação, denominada *Os Sertões*, de Euclides da Cunha. O escritor levantou a problemática da degradação no sertão do Nordeste brasileiro e, também frisou que o homem "assumiu, em todo o decorrer da História, o papel de um terrível fazedor de desertos" (Op. cit, p. 39).

Conti (1995) revisitou de forma exemplar os trabalhos que envolvem a temática da desertificação em âmbito nacional e internacional. Também realizou um estudo na Diagonal Árida do Ceará, onde explica que os planos inferiores da Chapada do Ibiapaba (sopés) são “uma área submetida ao processo de desertificação generalizada com redução da biomassa a níveis mínimos, sendo um dos casos mais graves de deterioração ambiental da região seca brasileira”.

O pesquisador Conti (1997) busca definir a desertificação com base em 03 critérios amplos: 1- distribuição da maior parte da população do globo na faixa intertropical; 2- crescimento populacional mais acelerado do que em outros lugares, o que pode ser apontado como uma das causas da forte pressão sobre os recursos naturais; 3- acentuada heterogeneidade das características naturais nas baixas latitudes onde habitam povos com enormes diferenças de etnias e culturas.

Com esses critérios, o autor conclui que desertificação é "perda progressiva da produtividade dos ecossistemas, afetando parcelas muito expressivas dos domínios sub-úmidos e semiáridos em todas as regiões quentes do mundo".

Dando continuidade aos estudos do ano anterior, Conti (1998) desenvolve uma caracterização dos graus de intensidade da desertificação e classifica-os em: a) **fraca** – pequena deterioração da cobertura vegetal e dos solos; b) **moderada** – grande degradação da cobertura vegetal e surgimento de areia, indícios de salinização dos solos e formação de voçorocas; c) **severa** – ampliação das áreas sujeita à formação de voçorocas e aparecimento de dunas, avanço da erosão eólica; d) **muito severa** – desaparecimento quase completo da biomassa, impermeabilização e salinização dos solos.

Tavares de Melo (1998) aborda a etimologia do termo desertificação, num primeiro momento, para na continuidade explicitar o que considera como fatores (indicadores) da desertificação. Ele informou que a etimologia da palavra desertificação é oriunda da derivação de outras duas palavras latinas: “a) *desertus*, adjetivo, particípio passado do verbo *deserere* (desertar, deixar, abandonar), significando abandonado, desabitado, inculto, selvagem e, *desertus*, substantivo que quer dizer, solidão, desolação, área vazia; e fixação sufixo verbal proveniente da forma passiva do verbo latino *ficare* (*ficari*), ação de fazer, ser feito, ser produzido.

Rodrigues (2000) reforça a discussão ao colocar que:

As condições de semiaridez são uma das grandes dificuldades para a utilização e manejo dos recursos naturais, o que é agravado pelas atividades humanas que resultam na eliminação da cobertura vegetal original e perda parcial ou total do solo, por fenômenos físicos ou químicos, e na ocupação da área por espécies de plantas invasoras, culminando com a redução da biodiversidade.

Além dos fenômenos físicos como a seca, a atividade pecuária também atua como uma das causas da desertificação, consequência do sobrepastoreio por bovinos, caprinos e ovinos que elimina a vegetação nativa, além do emprego de práticas inadequadas no uso dos solos, causas essas agravadas pela ocorrência de secas periódicas (Op.cit).

Suertegaray (2000) aborda que o conceito de desertificação se articula, originalmente, com os processos econômicos e sociais, naturais ou induzidos que promovem, em determinadas regiões, o desequilíbrio da frágil relação, clima, solo e vegetação; no caso, as regiões conhecidas como áridas e semiáridas. Essa conceituação indica que a desertificação apresenta o componente humano como primordial em seu desencadeamento, encaminhando a degradação promovida para condições desérticas.

5. DESERTIFICAÇÃO NO SÉCULO XXI

Cornet (2002, p. 2)⁴ publica o artigo *Desertificação na interseção do meio ambiente e desenvolvimento: um problema que nos preocupa*. Nesse, aponta que o criador do conceito de desertificação é o francês, Louis Lavadeau; no seu trabalho intitulado *Les Forêts du Sahara*, em 1927. Com essa informação, esclarece-se que continuam sendo os franceses os precursores do conceito. Todavia, Abréville deixa de ser o criador do conceito. Além disso, o pesquisador L. Lavadeau atribuiu ao fenômeno da desertificação uma origem antrópica e seu estudo versou sobre a destruição da vegetação no Sul da Tunísia.

Araújo (2004) realizou um importante estudo que analisou os problemas ambientais gerados pela mineração de gipsita, caracteriza o modo de exploração e as implicações no meio natural do polo Gesseiro do Araripe (Oeste do Estado de Pernambuco). Esse autor realizou um diagnóstico ambiental na perspectiva de apontar alternativas para gestão dos recursos naturais. Como produtos principais da pesquisa tem-se a Carta Geoambiental (1:100.000), com base em parâmetros do meio físico, “visando aferir o potencial das unidades identificadas para o uso, conservação e preservação, que servirá ao planejamento das atividades econômicas”. O autor assinala alguns aspectos fundamentais que podem definir o processo de desertificação, afirmando “que a mineração de gipsita vem provocando desmatamentos, queimadas, erosão dos solos, assoreamento e alteração dos recursos hídricos na área em foco”, bem como este polo gesseiro constitui-se uma área suscetível ao processo de desertificação.

O ano de 2006 se tornou muito peculiar, pois foi considerado pela ONU o Ano Internacional dos Desertos e Desertificação. Seguramente acende mais uma luz no despertar da consciência global sobre um dos processos mais graves de degradação ambiental planetário, denominando de desertificação. Demarca, dessa forma, a urgência de preservação das terras secas (dos ecossistemas e sistemas ambientais) aliando a contribuição fundamental dos saberes tradicionais das populações mais vulneráveis ao referido processo.

Nascimento (2006), atento à tendência mundial, publica o trabalho sobre *Degradação Ambiental e Desertificação no Nordeste Brasileiro: o contexto da Bacia do Rio Acaraú – Ceará*. À luz desta questão reforça as ideias supracitadas quando afirma que:

há sinais de profunda degradação ambiental no Nordeste semiárido, amiúde na bacia do Acaraú. Isto foi denunciado ao investigarmos a estreita relação entre os pares dialéticos seca e degradação ambiental e relação sociedade e natureza, de vez que ocasionam, em grande parte, redução da biodiversidade, erosão dos solos e diminuição espaciotemporal e quali-quantitativa das águas interiores.

⁴ Título original traduzido - *La désertification à la croisée de l'environnement et du développement: un problème qui nous concerne*, 32 p. 2002.

Souza (2008), ao examinar cuidadosamente o Cariri paraibano, insere a temática da desertificação sob a ótica da análise integrada, nos municípios de Cabaceiras e São João do Cariri, com o suporte do uso e aplicação do conjunto das geotecnologias. O autor utilizou um conjunto de procedimentos metodológicos apoiados em séries pluviométricas temporais, bem como combinou variáveis hidrográficas, pedológicas, socioeconômicas, dentre outras, para definir os processos degradacionais, nas áreas em questão.

É publicado pela Embrapa em 2009, a relevante obra “*Mudanças Climáticas e Desertificação no Semiárido Brasileiro*”. Trata-se de um conjunto de textos elaborados por especialistas brasileiros e do exterior. Nesse, o enfoque geral se deu na evolução histórica das secas nordestinas que é articulada com as variáveis climáticas globais (p.ex.: temperatura). Enfatizam-se algumas projeções do potencial de degradação ambiental associado aos eventos de elevação da temperatura.⁵

A partir dos estudos referidos acima sobre a região Nordeste, a especialista Francislene Angelotti da Embrapa (2009), afirma que “as secas causam grandes impactos na vida das pessoas que habitam a região. A agricultura de sequeiro, que é a principal atividade da maioria da população no meio rural, chega a registrar queda de mais de 90% no volume das safras nas culturas alimentares como feijão e milho”. Angelotti também assinala:

nas áreas mais vulneráveis, a exploração agrícola mais intensa tem instalado processos de degradação do ambiente que já levaram à desertificação de grandes áreas. Na região Nordeste, mais de 660 mil km² já se encontra nesse nível de degradação e afeta cerca de 2,6 milhões de pessoas. A convivência com o semiárido e o processo de desertificação se tornam mais complexos com o aquecimento do planeta.

No preocupante cenário atual, em que se constata a elevação do percentual de terras no mundo em risco de degradação, o ano de 2010 passa a ser um marco para os estudos da desertificação ao nível planetário, pois a Organização das Nações Unidas (ONU) lançou no dia 16 de agosto a Década para os Desertos e a Luta contra a Desertificação (UNDDD), (2010-2020). No Brasil, também em 2010, a declaração foi feita durante a Segunda Conferência Internacional: Clima, Sustentabilidade e Desenvolvimento em Regiões Semiáridas, II ICID + 18, em Fortaleza-CE.

Tem-se, então, 11 anos de holofotes internacionais acesos com o intuito de alavancar e balizar as pesquisas sobre indicadores de desertificação no cenário mundial, sensibilizar e estimular a promoção da preservação e manejo sustentável das terras secas. Busca-se, também, gerar alternativas para as regiões afetadas pela desertificação e promover o intercâmbio com outros países com características semelhantes de aridez e semiaridez na África, Ásia e América Latina, dentre outras.

⁵ Faz-se aqui um destaque para equipe de pesquisa da Embrapa, que paulatinamente vem desenvolvendo importantes trabalhos sob a temática da desertificação.

Luc Gnacadja, Secretário Executivo da Convenção da ONU de Combate à Desertificação, advertiu que a comunidade internacional se encontra em uma encruzilhada e tem que decidir se manterá a abordagem usual, que será caracterizada por secas severas e prolongadas, inundações e escassez de água, ou um caminho alternativo, que poderá se tornar um meio para as atuações conjuntas com um olhar voltado para a sustentabilidade.

Gnacadja⁶ acrescentou que a mensagem da década salienta que terra é vida, no entanto, todos devem assegurar que desertos prossigam produtivos e produzindo. Além disso, que o objetivo da década é instituir uma parceria global para que seja possível retroceder e antecipar a desertificação e a degradação dos solos, bem como mitigar as decorrências da seca nos locais afetados, ou seja, colaborar com a redução da pobreza e assegura um ambiente sustentável.

Iêdo Bezerra Sá e Pedro Carlos Gama da Silva (2010) publicam a obra *Semiárido Brasileiro: Pesquisa, Desenvolvimento e Inovação*, no qual o enfoque geral tem objetivo apontar a possibilidade de “novas” alternativas para o semiárido brasileiro, frente à desertificação e ao cenário das mudanças climáticas.

Lima et al. (2011) editam, junto ao Instituto Nacional do Semiárido Brasileiro, outra obra de referência: *Desertificação e Mudanças Climáticas no Semiárido Brasileiro*. Destacam-se as contribuições científicas de especialistas das diversas áreas do conhecimento, realizadas dentro e fora do Brasil, devido à natureza complexa do processo e a necessidade da busca de alternativas para o enfrentamento da crescente degradação do ambiente. Segundo os editores, “a desertificação e as mudanças climáticas no semiárido brasileiro são problemas interligados de dimensões globais que devem ser discutidos conjuntamente de modo a obter soluções para mitigação e adaptação aos mesmos” (Op. cit, p.3).

Nascimento (2013), a partir de discussões do seu trabalho de tese (doutorado), traz outra contribuição com a obra intitulada *O fenômeno da desertificação*. Nessa, no cenário múltiplo do semiárido, levanta a problemática em foco, pelo viés da degradação do ambiente no contexto local, regional e global atento aos processos originários, suas causas, consequências e possibilidades de enfrentamento. Frisa que a desertificação constitui um dos mais graves problemas do século XXI e apresenta alguns estudos de casos, aliando a expressão espacial e temporal ao jogo das escalas.

No período posterior ao ano de 2006, ampliam-se os estudos sobre desertificação e são incorporadas novas áreas, a exemplo da pesquisa em carste realizada por Santos (2016), no município de Campo Formoso-BA, que revelou o elevado grau de degradação das terras e definiu um novo processo de desertificação no semiárido brasileiro, intitulado **Karst Desertification Semi Arid Climate (KDSC)**, ou seja, desertificação cárstica em clima semiárido:

⁶ Para aprofundar a discussão sobre a década dos desertos, visite o site consultado abaixo: <http://www.unicrio.org.br/desertificacao2010/>

A **Desertificação** se constitui em um **processo complexo**⁷ e evolutivo, de **seletividade, associado à degradação da paisagem, dos sistemas geoambientais, ou seja, de degradação /desestruturação dos sistemas de vida (p.ex.: as comunidades rurais). Expresso pela crescente subtração (quantidade e qualidade) da cobertura vegetal, do solo, dos recursos d'água e aumento da vulnerabilidade social.** Conformada por um **mosaico caótico de paisagens artificializadas/degradadas e espaços-territórios marcados pela desigualdade e exclusão social:** pobreza; baixos níveis educacionais; dificuldade de acesso à educação e/ou tecnologia; expressiva concentração fundiária etc. Admite-se como **marco temporal para confirmar sua ocorrência o período superior há 30 anos** (SANTOS, 2016, p. 391).

A desertificação é, pois, um processo tal qual uma espiral, onde o ambiente faz e se refaz (arrola-se ao movimento tanto evolutivo, quanto de retroação), fruto de um rol de intervenções socioeconômicas desarticuladas com as condições naturais e, integradas com uma dinâmica interior e exterior, também, complexa (SANTOS, 2016, p.42.).

LIMA (2017) criou um sistema de avaliação e comparação espacial da desertificação no Seridó Potiguar e Paraibano, adotou um conjunto de 27 indicadores organizados a partir das estruturas DPSIR, apoiou-se também em técnicas de análise multicritério integradas ao Sistema de Informações Geográficas (SIG). “Os resultados apontaram que causas estruturais do processo, entre elas a concentração de terra, desigualdade social e cultura de consumo, mantêm 49,7% da área estudada em níveis de severidade moderado, forte ou muito forte de desertificação” (Op.cit. p.7).

Primordialmente, por conta de décadas de embates dinamizados pela sociedade civil e o rol de instituições ligadas à conservação/preservação ambiental, como foco na melhoria das condições socioeconômicas, culturais etc., do semiárido brasileiro, foi sancionada a Política Nacional de Combate à Desertificação, com base na Lei nº 13.153, de 30 de julho de 2015. A referida lei tem como objetivo instituir mecanismos para prevenção, proteção, preservação, conservação e recuperação dos recursos naturais.

Como destaque, se considerou também a integração socioambiental sustentável da produção e do uso dos recursos hídricos como fundamental prática de prevenção, adaptação e combate à desertificação. Além de imputar ao poder público a responsabilidade de promoção da agricultura familiar e da sustentabilidade ambiental associando as atividades econômicas (eco agricultura, silvicultura, manejo silvipastoril,

⁷ Importante colocar que nosso entendimento de complexidade também perpassa pelos aportes teóricos de Formosinho & Branco (2011) apud Vančík (2003), que nos revelou a existência de dois níveis: o estrutural e o dinâmico. Eles afirmam que “parece haver um limite para a complexidade estrutural. Ela “não pode crescer indefinidamente, porque a energia que a mantém vai tendendo para zero, quando se passa do nível de complexidade elevado de ordem n para o de $n + 1$. Há, pois, que convergir para um limite”. Enquanto a “complexidade dinâmica parece poder crescer indefinidamente (...)”. Outro aspecto que pode somar a explicação sobre a desertificação é a noção de complexidade que está fortemente ligada a fenômenos críticos (CHRISTENSEN, K; MOLONEY, N. 2005).

agropecuária de baixo carbono, produção sustentável de carvão vegetal, manejo extrativista de produtos não madeireiros e sistemas agroflorestais etc.) estratégicas para as regiões afetadas.

Não obstante, na perspectiva de contribuir com o aprimoramento da temática, em destaque, buscou-se realizar o exame mais detalhado sobre indicadores de desertificação no contexto geral e específico, a seguir.

6. A PRODUÇÃO EM PERIÓDICOS BRASILEIROS DE GEOGRAFIA (2000 A 2020) E INDICADORES UTILIZADOS

A desertificação vem sendo abordada no Brasil com maior ênfase desde os anos 1970, como pode-se perceber a partir dos diversos trabalhos sobre o tema mencionados anteriormente. Inicialmente, as abordagens foram conceituais, com discussões que vão desde a semântica do termo até possíveis contribuições metodológicas para avaliar o processo.

Quando se trata de indicadores ou índices, o primeiro sistema para o tema da desertificação que engloba medidas nos componentes do ambiente foi formulado na segunda metade da década de 1970, em 1978, quando foi publicada uma metodologia que incluía indicadores para a desertificação pelo professor Vasconcelos Sobrinho (ARAÚJO e RODRIGUES, 2017).

A proposta deste primeiro sistema de indicadores para a desertificação feita pelo professor Vasconcelos Sobrinho (1978) reuniu um total de 34 indicadores divididos em seis categorias: físicos (8 indicadores), biológicos-agrícolas (8), uso da terra (6), assentamento das populações (4), biológicos humanos (3) e de processo social (5). Salienta-se que tal sistema de indicadores parte da obra de referência escrita por Reining (1978) intitulada *Handbook of Desertification Indicators* (SAMPAIO et al., 2005).

Outro conjunto de indicadores foi proposto pelo denominado “Grupo do Piauí” (devido ao fato de ser formado por pesquisadores ou realizado em instituições de pesquisa naquele estado) que publicou trabalhos voltados para metodologia dos indicadores de desertificação. A primeira formulação da metodologia foi coordenada por Rodrigues (1992) que, em nova versão, foi aprimorada por Ferreira et al. (1994).

A lista era composta por 19 indicadores de desertificação alcançou notoriedade porque foi adotada pelo Ministério do Meio Ambiente, que elaborou o mapa da desertificação no Brasil (MMARHAL, s/d. 2). No entanto, o referido trabalho sofreu críticas porque qualificava os indicadores em presentes ou ausentes e, o tratamento foi feito de forma homogênea (linear), sem atribuição de pesos (MATALLO JÚNIOR, 2001; SAMPAIO et al., op. cit.).

No Brasil, o uso de indicadores de desertificação tem sido utilizado em diversas áreas do conhecimento das ciências naturais, humanas e engenharias. As abordagens buscam dar conta da complexidade dos processos (sociais, econômicos e ambientais) que envolvem a desertificação.

A ciência geográfica, constitui-se uma área do conhecimento preocupada com a temática desde 1970. Entretanto, observa-se que, nos últimos anos a produção científica dedicada ao tema da desertificação demonstrou crescimento considerável do número de publicações sobre o tema, principalmente, artigos inseridos em revistas de maior Qualis Capes (2013-2017) da área de Geografia.

A afirmação acima descrita está baseada nos estudos de Sérgio Araújo (2020), pesquisa inédita (em vias de publicação), na qual foi realizado um levantamento em 20 periódicos (área de Geografia (18) e áreas afins (2)). Foi constatado mais de uma centena de trabalhos (106) que envolve o tema desertificação, nos últimos vinte anos (2001-2020).

O volume expressivo de trabalhos (Figura 1), representa o interesse dos geógrafos pelo assunto, possivelmente, pela importância que possui para o semiárido brasileiro, bem como com intuito de compartilhar suas contribuições científicas, visando explicar e apontar alternativas para combater um dos maiores problemas de degradação ambiental do Planeta.

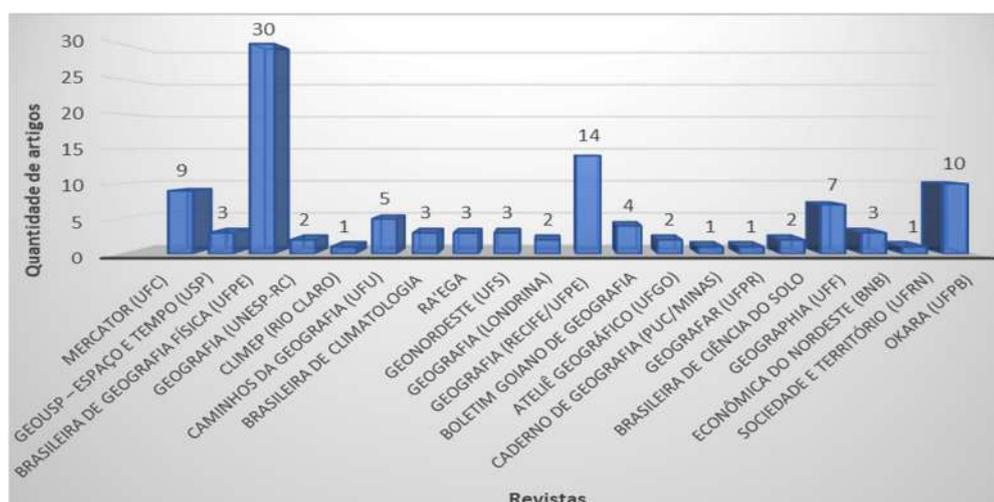


Figura 1. Produção em Periódicos (Geografia e Afins) sobre Desertificação: 2001-2020. Fonte: Elaborado por Sérgio Araújo, 2020.

Ainda segundo o estudo supracitado, a maior parte dos artigos nas últimas duas décadas utilizaram indicadores físico-ambientais ou biofísicos, cuja obtenção frequentemente envolveu o uso de técnicas de geoprocessamento e sensoriamento remoto, tais como Índice de Vegetação por Diferença Normalizada (IVDN ou NDVI) e o Índice de Vegetação Ajustada ao Solo (IVAS ou SAVI), além de mapas de uso e cobertura do solo. Em escala média, foram adotados indicadores físicos-climáticos como albedo (α), temperatura do solo (T), precipitação (P), associações ou tipo de solos etc.

Quanto aos indicadores sociais foram utilizados o índice de desenvolvimento humano Municipal (IDH-M), índice de desenvolvimento da educação básica (IDEB), características da população, como densidade, situação de domicílio (rural e urbana), distribuição por faixas etárias etc. Em relação aos indicadores econômicos, normalmente

foram considerados a produção agrícola, a produção pecuária, o efetivo do rebanho (em cabeças), tipo do rebanho (caprino, bovino, ovino etc.), densidade do rebanho etc.

Por fim, verificou-se a relação intrínseca entre a desertificação e as atividades socioeconômicas, por isso a agropecuária, principalmente a produção e produtividade do espaço municipal ganha destaque, pois indica as perdas da capacidade do ambiente semiárido continuar produzindo ao longo dos anos, como consequência do avanço da desertificação.

7. CONCLUSÃO

Afinal, ao assumir o recorte programado a partir dos primórdios do século passado até a segunda década do Século XXI, pôde-se constatar o aumento expressivo do volume de trabalhos: documentários em meio digital, na rede mundial de computadores, pesquisas, artigos publicados em periódicos especializados, dentre outros. Fruto da necessidade premente de apreender a inteireza do processo para compreender natureza da desertificação, revelada pelo conjunto de abordagens que perpassam pelas análises puramente climáticas, da cobertura vegetal, do solo, do modelado, do uso e ocupação das terras, ou seja, de dados biofísicos e sendo incorporado em uma parte dos trabalhos os aspectos socioeconômicos.

É, nesse contexto mais contemporâneo que se almeja aprimorar as análises e metodologias aplicadas, antes feitas de forma quase estanque. Desenvolvem-se, então, estudos com base na análise integrada dos geossistemas e dos sistemas ambientais, análise da paisagem com base nas geotecnologias (geoprocessamento e sensoriamento remoto). Com os diversos olhares direcionados para o entendimento das fragilidades, das potencialidades, dos riscos e a suscetibilidade à desertificação no semiárido brasileiro.

Essa incursão hercúlea sobre a desertificação e suas derivações revelou a multiplicidade do conceito e dos parâmetros trabalhados do ponto de vista da gênese, aspecto temporal, espacial e as repercussões sobre o ambiente. Revelou, também, algumas linhas temáticas utilizadas para abordar a desertificação, do ponto de vista: a) das paisagens, formas de terreno e a vegetação; b) do uso e ocupação das terras; c) da escala de tempo geológico do fenômeno; d) do impacto econômico. Outro aspecto interessante examinado, se refere se ao fato de desconsiderar que a desertificação produz expansão de áreas desérticas⁸.

No Brasil, constatou-se na última década o desenvolvimento de inúmeras pesquisas que abordam a temática da adaptação e vulnerabilidade das comunidades frente às mudanças ou alterações climáticas, estando relacionadas ou não diretamente com o processo de desertificação. E, desperta-se também o interesse pelos estudos sobre gênero, sustentabilidade e desertificação.

⁸ Para atualizar e aprofundar a discussão sobre desertificação. Visite a obra de Monique_Mainguet - Desertification Natural Background and Human Mismanagement, Springer-Verlag Berlin Heidelberg. 1994.

Em nível internacional, a crista da ondulação das pesquisas é representada pela expressão *Land Degradation and Desertification*, que conceitualmente assume várias dimensões (físicas, ecológicas, ambientais, culturais, socioeconômicas, dentre outras).

Por fim, nos encontramos diante de uma demanda já não mais tão atual, esboçada na Convenção das Nações Unidas para Combate à Desertificação – UNCCD/COP 9, 2009, que colocou a importância e a prioridade de elaboração de indicadores pelos países membros.

Agradecimentos

Gostaríamos de agradecer enormemente aos colegas da UGB, responsáveis por essa importante ideia (iniciativa) de organizar uma obra dessa natureza, que seguramente servirá de referência para os estudos de geomorfologia do Brasil. Também queremos agradecer aos revisores do texto, pela excelente contribuição, pois nos possibilitou aprimorar o material produzido, juntamente como os queridos parceiros, visando realizar um trabalho com expressiva qualidade, que o livro demanda.

Referências Bibliográficas

AB’SABER, A. N. **Problemática da desertificação e da savanização no Brasil intertropical**. São Paulo: Instituto de Geografia da USP (Geomorfologia, 53). 1977.

ARAÚJO, A.; SANTOS, M.; MEUNIER, I.; RODAL, M. **Desertificação e Seca**. Recife: Gráfica e Editora do Nordeste Ltda., 2002. 63 p.

ARAÚJO, S. M. S. de. **O Pólo Gesseiro do Araripe: Unidades geoambientais e impactos da mineração**., 2004. 276 f. Tese de Doutorado (Programa de Pós-graduação em Geociências. Área de Administração e Política de Recursos Minerais), Universidade Estadual de Campinas, Campinas, 2004.

ARAÚJO, S. M. S. de; LIMA, E. R. V. de. Desertificação e semiárido brasileiro: índices e indicadores biofísicos e socioeconômicos. **Mnemosine Revista**, v. 8, n. 4, p. 397-422, out-dez. 2017.

CCD. **Convenção das Nações Unidas de Combate à Desertificação**. Tradução: Delegação de Portugal. Lisboa: Instituto de Promoção Ambiental, 1995.

CONTI, J. B. A respeito da desertificação. **Geonordeste**, v. 1, n. 2, p. 90-2, 1984.

CONTI, J. B. Desertificação. **Revista Orientação**, n. 6, p.110-12, nov/1985.

CONTI, J. B. Desertificação como tema de estudo da geografia física. **Boletim Paulista de Geografia**, n. 63, p.13-21, 1986.

CONTI, J. B. A desertificação como problema ambiental. In: SIMPÓSIO DE GEOGRAFIA FÍSICA APLICADA, 3., 1989, **Anais...** Nova Friburgo, RJ. mai/jun. 1989a. v.1, p.189-194.

CONTI, J. B. O meio ambiente tropical. **Revista Brasileira de Geografia**, v.14, n.28, p.69-79, out/1989b.

CONTI, J. B. Desertificação em áreas tropicais. In: ENCUESTRO DE GEOGRAFOS DA AMERICA LATINA. 3., 1991, **Anais...** Toluca, México: Universidad Autonoma del Estado de México. 1991. v.2, p. 365-76,

CONTI, J. B. Estudo de desertificação com base em análise de séries temporais. In: ENCUESTRO DE GEOGRAFOS DE AMERICA LATINA. 4., 1993, **Anais...** Mérida, Venezuela: Instituto de Geografia. Universidad de Los Andes, 1993. v.1, p.335-44.

CONTI, J. B. O conceito de desertificação. In: ENCONTRO BRASILEIRO DE GEÓGRAFOS, 5., 1994, **Anais...**, Curitiba: AGB, 1994. v. 1, p. 366-70.

CONTI, J. B. **Desertificação nos trópicos: proposta de metodologia de estudo aplicada ao Nordeste Brasileiro**. Tese de Livre Docência (Geografia) - Faculdade de Filosofia, Letras e Ciências Humanas da Universidade de São Paulo, São Paulo, 1995.

CONTI, J.B. **A Geografia física e as relações sociedade/natureza no mundo tropical**. São Paulo: Humanitas Publicações FFLCH/USP, 2. Ed, 2002.

CONTI, J.B. O Conceito de desertificação. **Revista de Climatologia e Estudos da Paisagem**. v. 3, n. 2, julho/dezembro/2008, p. 39- 52.

COP9 (2009). Advice on how best to measure progress on strategic objectives 1, 2 and 3 of the strategy. Decision 17/COP.9. Disponível em <[http:// www.unccd.int/](http://www.unccd.int/)>. Acesso 25 jul. 2013.

CORNET, A. La désertification à la croisée de l'environnement et du développement: un problème qui nous concerne. Johannesburg Sommet Mondial du Développement Durable, p. 91-130, 2002. Disponível: <www.csfdesertification.org/catalogue/2001_CSFD_Cornet.pdf> Acesso em: 16 set. 2013.

CUNHA, E. **Os sertões**. Brasília: Ed. UnB, 1963.

DREGNE, H. E. **Desertification: Symptoms of a crisis**. In Desertification, Process, Problems, Perspectives, Arid/Semi-Arid Natural Resources Program seminar papers, University of Arizona Pres, 1976. p. 12–24.

DREGNE, H. E. Desertification: Man's abuse of the land. **J. Soil & Water Cons**. v. 33, p. 11-14. 1978.

DREGNE, H. E. **Desertification of Arid Lands**. New York: Harwood Academic Publishers, 1983. 242 p.

DREGNE, H.E. Desertification: A framework for action. In: Abstracts, Int. Sym. Workshop on Desertification in Developed Countries: Why Can't We Control It? U.S. Bureau of Land Management and U.S. Environmental Protection Agency, 24-29 October, Tucson, Arizona. 1994.

DUQUE, J.G. **Solo e Água no Polígono das Secas**. 3ª ed. Fortaleza: DNOCS, 1953.

DUQUE, J. G. **Solo e água no polígono das secas. Agroindustrial.** n.154, série I-A, 6. ed. Fortaleza: DNOCS, 2001.

EMBRAPA. Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária. Livro sobre mudanças climáticas é lançado. Disponível: <https://www.embrapa.br/busca-de-noticias/-/noticia/18057593/livro-sobre-mudancas-climaticas-e-lancado-->. Acesso em 20. Mar. 2021.

FAO. **Status of the World's Soil Resources: Main Report. 2015.** Food and Agriculture Organization. Rome, Italy. Disponível:<<http://www.fao.org/3/i5199e/I5199E.pdf>> Acesso em: 25 set. 2020.

FERREIRA et al. A desertificação no Nordeste do Brasil: diagnóstico e perspectivas. Fortaleza: Ceará. Conferência Nacional e Seminário Latino-Americano da Desertificação, 1994.

FORMOSINHO, S. J.; BRANCO, J. O. **A dinâmica da espiral: uma aproximação ao mistério de tudo.** Coimbra: Imprensa da Universidade de Coimbra/Coimbra University Press, 2013.

GAMA, J. B. F. (1844). Memórias históricas da província de Pernambuco: precedidas de um ensaio topográfico-histórico, dedicadas aos Ilustríssimos, e Excelentíssimos senhores Barão da Boa-Vista e Barão de Suassuna. Disponível em: <http://www2.senado.leg.br/bdsf/handle/id/221727>. Acesso em: 17 out. 2019.

HARE, F. K. et al. **Desertificação: causas e consequências.** Tradução de Barros e Azevedo. Lisboa: Calouste Gulbenkian, 1992. 678 p.

HARE, F. K. Recent climatic experience in the arid and semi-arid lands. **Desertification Control Bulletin**, v. 10, p. 15-22, 1984.

HEATHCOTE, R. L. The pastoral land ethic. In: MCGINNIES, W. G.; GOLDMAN, B.J. (eds.) **Arid Lands in Perspective.** Tucson and Washington D.C: University of Arizona and the American Society for the Advance of Science. 1969. p. 311-324.

HEIM, R. R. A review of twentieth: century drought indices used in the United States. **Bulletin of the American Meteorology Society.** v.83, p.1149-1163, 2002.

HUGGETT, R. J. **Systems analysis in geography.** Oxford: Clarendon Press, 1980.

LAGE, C. S. **Les milieux naturels de la haute valee du Vaza Barris.** 1986. Thèse (Doctorat en Géographie) - Université de Bordeaux III. Bordeaux. Paris, 1981.

LE HOUEROU, H. N. A natureza e as causas da desertificação. In: Reunião IGU sobre Desertificação. Cambridge: Westview Press, 1977.

LE HOUEROU, H. N. **Ecologie et desertization en Afrique.** Travaux de l'Intitut Geographique de Reims, 1978.

- LEMOS, J. J. S. Desertificação no semi-árido brasileiro. **Rev. Pesquisa em Foco**. v. 5, n. 5, jan/jun. 1997.
- LEMOS, J. J. S. Desertificação no Semi-Árido do Nordeste. In: OLIVEIRA, T. S.; ASSIS JÚNIOR, R. N.; ROMERO, R. E.; SILVA, J. R. C. (Eds). **Agricultura, sustentabilidade e o Semi-Árido**. Fortaleza: UFC/SBCS, 2000. p.114-136.
- LIMA, R. C. C.; CAVALCANTE, A. M. B.; PEREZ-MARIN, A. M. **Desertificação e mudanças climáticas no semiárido brasileiro**. Campina Grande: INSA-PB, 2011.
- LIMA, R. C. C. **Sistema de avaliação e comparação espacial do processo de desertificação no Seridó Potiguar e Paraibano, Semiárido Brasileiro**. Tese (Doutorado em Recursos Naturais), Universidade Federal de Campina Grande, Campina Grande, Paraíba, 2017.
- MABBUTT, J. A. A new global assessment of the status and trends of desertification. **Environmental Conservation**, v. 11, n. 02, p. 103-113, 1984.
- MABBUTT, J. A. Desertification indicators. **Climatic Change**, v. 9, n. 1-2, p.113-122, 1986.
- MAINGUET, M. **Desertification: Natural Background and Human Mismanagement** (Springer series in physical environment; 9). Berlin: Springer-Verlag, 1991. 20p.
- MAINGUET M.; CHEMIN M. C. Wind degradation on the sandy soils of the Sahel of Mali and Niger and its part in desertification. In: BARNDORFF-NIELSEN O.E.; WILLETTS, B. B. (eds) **Aeolian Grain Transport**. Acta Mechanica Supplementum, v. 2. Vienna: Springer, 1991. p. 113-130.
- MAINGUET, M. **Desertification natural background and human mismanagement**. 2. ed. Springer-Verlag Berlin Heidelberg, 1994.
- MAINGUET, M. La désertification expression de la décadance? In: **L'Homme et la sécheresse**. Paris: Édition Masson, 1995. p. 285-296.
- MATALLO, H. Proposta de um Sistema Básico de Indicadores para Identificação e Monitoramento dos Processos de Desertificação na América Latina e Caribe. In: SCHENKEL, C.; MATALLO, H. (Org.) **Desertificação**. Unesco: Brasília, 1999.
- SCHENKEL, C. A desertificação no mundo e no Brasil. In: SCHENKEL, C. S.; MATALLO, H. (Org.). **Desertificação**. Brasília: UNESCO, 1999. p. 9-25.
- MATALLO JUNIOR, H. **Indicadores de Desertificação: histórico e perspectivas**. Brasília: UNESCO, 2001. 80 p.
- MATALLO JUNIOR, H. A desertificação no mundo e no Brasil. In: SCHENKEL, C. S.; MATALLO JR, H (Org). **Desertificação**. Brasília: UNESCO, 2003.

- MUTTI, P. R.; LÚCIO, P. S.; DUBREUIL, V.; BEZERRA, B. G. NDVI time series stochastic models for the forecast of vegetation dynamics over desertification hotspots. **International Journal of Remote Sensing**, v. 41, n. 7, 2759-2788, 2020.
- NASCIMENTO, F. R. **Degradação ambiental e desertificação no Nordeste Brasileiro: o contexto da bacia do rio Acaraú – Ceará**. 2006. Tese (Doutorado em Geografia) - Universidade Federal Fluminense – UFF, Rio de Janeiro, 2006.
- NASCIMENTO, F. R. **O Fenômeno da desertificação**. Goiânia: Editora da UFG, 2013. 244p.
- NERI, M. S. A. **Processo de desertificação: o caso de São José do Seridó**. Natal: UFRN, 1982.
- NIMER, E. Circulação atmosférica do Brasil (comentários): contribuição ao estudo da climatologia do Brasil. **Revista Brasileira de Geografia**, p. 232-250, set./1966.
- NIMER, E. Climatologia da região Sul do Brasil. **Revista Brasileira de Geografia**, v. 33, n. 4., p. 3-65, 1971.
- NIMER, E. Zoneamento sistemático da potencialidade de desertificação. In: ENCONTRO NACIONAL DE GEÓGRAFOS, 3., 1978, Fortaleza. **Anais...**, Fortaleza: AGB/UFCE. p. 105-8, 1978.
- NIMER, E. Desertificação: realidade ou mito? **Revista Brasileira de Geografia**. v. 50, n. 1, p. 7-39, 1988.
- NIMER, E. Subsídio ao plano de ação mundial para combater a desertificação. Programa das Nações Unidas para o Meio Ambiente (PNUMA). **Revista Brasileira de Geografia**. v. 42, n. 2/3, p. 612-37, 1980.
- RAPP, A. **A review of desertification in Africa: water vegetation and man**. Secretariat for International Ecology (SIES), Report nº 1, Stockolm, 1974, 77p.
- REINING, P. **Handbook on desertification indicators**. Washington: American Association for the Advancement of Science, 1978.
- REIS, J. G. **Desertificação no Nordeste**. Recife: SUDENE/DPG/PRN. 1988.
- RIOS, M. L.; SILVA, A. J. P. D.; CARVALHO-SANTOS, V. L. Soil loss as a desertification risk indicator: mapping and simulation in the Salitre River Sub-Basin, Northeast Brazil. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, 44, 2020.
- ROCHETTE, R. M. **Le Sahel en lutte contre la désertification: leçons d' expériences**. Weikersheim: Margraf, 1989. 592 p.
- RODRIGUES, V. Avaliação do quadro de desertificação no Nordeste brasileiro: diagnóstico e perspectivas. – In: Conferência Internacional sobre Impactos de Variações Climáticas e Desenvolvimento Sustentável em Regiões Semiáridas. 1992. Fortaleza, Brasil. **Anais...** Fortaleza: ICID, p. 2375–2408, 1992.

RODRIGUES, V.; MATALLO JÚNIOR, H.; LINHARES, M. C.; GALVÃO, A.L.C.O.; GORGÔNIO, A. S. **Avaliação do Quadro da Desertificação no Nordeste do Brasil: diagnóstico e perspectivas**. Fortaleza: ICID, 1992.

RODRIGUES, V. Desertificação: problemas e soluções. In: OLIVEIRA, T. S.; ASSIS JÚNIOR, R. N.; ROMERO, R. E.; SILVA, J. R. C. (Org.). **Agricultura, sustentabilidade e o semi-árido**. Fortaleza: Universidade Federal Ceará, Viçosa: Sociedade Brasileira de Ciência do Solo, 2000. p. 137-164.

RODRIGUES, V. **Pesquisa dos Estudos e Dados Existentes sobre Desertificação no Brasil. Plano Nacional de Combate à Desertificação**. Brasília: MMA. Projeto BRA 93/036. 1997. 65p.

SÁ I. B.; SILVA P. C. G da (editores técnicos). **Semiárido brasileiro: pesquisa desenvolvimento e inovação**. Petrolina: Embrapa Semiárido, 2010.

SÁ I. B.; ANGELOTTI, F. Degradação ambiental e desertificação no semi-árido brasileiro. In: ANGELOTTI F, SÁ IB, MENEZES EA, PELLEGRINO GQ (Orgs.). **Mudanças climáticas e desertificação no semi-árido brasileiro**. Petrolina: Embrapa Semiárido, 2009. p. 59–88.

SAMPAIO, E. V. S. B.; ARAÚJO, M. do S. B.; SAMPAIO, Y. S. B. Propensão à desertificação no semiárido brasileiro. **Revista de Geografia**, v. 22, n. 2, p. 59-76, 2005.

SANTOS, J.M. **Indicadores de desertificação no semiárido brasileiro. O caso de Campo Formoso-Ba**. 471 f. Tese (Doutorado em Geografia) – Universidade Federal Fluminense, Niterói, 2016.

SILVA, H. P. **Mapeamento das áreas sob risco de desertificação no semiárido de Pernambuco a partir de imagens de satélites**. 153 f. Tese (Doutorado em Ciências do Solo) Universidade Federal de Rural de Pernambuco, UFRPE, Recife, 2009.

SILVA, J. L. B., MOURA, G. B. A., LOPES, P. M. O., FRANÇA E SILVA, Ê. F., ORTIZ, P. F. S., SILVA, D. A. O., GUEDES, R. V. S. Spatial-temporal monitoring of the risk of environmental degradation and desertification by remote sensing in a Brazilian semiarid region. **Revista Brasileira de Geografia Física**, v. 13, n. 2, p. 544-563, 2020.

SIMPLÍCIO, A. A., COSTA, C. A., NAVARRO-HEVIA, J., & DE ARAÚJO, J. C. Erosion at hillslope and micro-basin scales in the Gilbués desertification region, Northeastern Brazil. **Land Degradation & Development**, v. 32, n. 3, p.1487-1499, 2021.

SOUZA, B. I. de. **Cariri paraibano: do silêncio do lugar à desertificação**. 2008. Tese (Doutorado em Geografia). Universidade Federal do Rio Grande do Sul, UFRGS, Porto Alegre, 2008.

SOUZA, B.I. **Contribuição ao estudo da desertificação na Bacia do Taperoá-PB**. Dissertação (Mestrado em Desenvolvimento e Meio Ambiente). Universidade Federal da Paraíba, UFPB, João Pessoa, 1999.

SUERTEGARAY D. M. A. A. **Trajetória da Natureza: um estudo geomorfológico sobre os areais de Quaraí-RS**. Tese (Doutorado em Geografia). Faculdade de Filosofia, Letras e Ciências Humanas, USP; São Paulo, 1987. 243 p.

SUERTEGARAY D. M. A. Espaço Geográfico uno e múltiplo. In: SUERTEGARAY, D.M.A.; BASSO, L.A. & VERDUM, R. (Orgs.). **Ambiente e Lugar no Urbano: a Grande Porto Alegre**. Porto Alegre: Editora da Universidade/UFRGS, 2000.

TAVARES DE MELO, S. Desertificação: etimologia, conceitos, causas e indicadores. **Revista da UNIPÊ**, v. 2, n. 2, p.19-33, 1999.

TOMASELLA, J., VIEIRA, R. M. S. P., BARBOSA, A. A., RODRIGUEZ, D. A., DE OLIVEIRA SANTANA, M.; SESTINI, M. F. Desertification trends in the Northeast of Brazil over the period 2000–2016. **International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation**, v. 73, p. 197-206, 2018.

TRICART J. Oscillations et modifications de caractère de la zone aride en Afrique et en Amérique latine lors des périodes glaciaires des hautes latitudes. In: **Les changements de climat**, Paris: UNESCO, p. 415-418. 1963.

VASCONCELOS SOBRINHO, J. Núcleos de desertificação no Polígono das Secas - nota prévia. In: UCB – UFPE, p. 69-73, 1971.

VENDRUSCOLO, J.; PEREZ MARIN, A. M.; DOS SANTOS FELIX, E.; FERREIRA, K. R.; CAVALHEIRO, W. C.; FERNANDES, I. M. Monitoring desertification in semiarid Brazil: Using the Desertification Degree Index (DDI). **Land Degradation & Development**, v. 32, n. 2, p. 684-698, 2021.

VIANA, M.; RODRIGUES, M. Um índice interdisciplinar de propensão à desertificação (IPD): instrumento de planejamento. **Revista Econômica do Nordeste**, v. 30, n. 3, p. 264-294, jul.-set. 1999.

VIEIRA, R. M. D. S. P., SESTINI, M. F., TOMASELLA, J., MARCHEZINI, V., PEREIRA, G. R., BARBOSA, A. A., OMETTO, J. P. H. B. Characterizing spatio-temporal patterns of social vulnerability to droughts, degradation and desertification in the Brazilian northeast. **Environmental and Sustainability Indicators**, v. 5, 100016, 2020.

VIEIRA, R. M. D. S. P., TOMASELLA, J., BARBOSA, A. A., MARTINS, M. A., RODRIGUEZ, D. A., REZENDE, F. S., SANTANA, M. D. Desertification risk assessment in Northeast Brazil: Current trends and future scenarios. **Land Degradation & Development**, v. 32, n. 1, p. 224-240, 2021.

VIEIRA, R. M. D. S. P. **Identificação de processos de desertificação no Polígono das Secas do Nordeste Brasileiro**. Recife: SUDENE, 1978a.

VIEIRA, R. M. D. S. P. **Metodologia para identificação de processos de desertificação: manual de indicadores**. Recife: SUDENE, 1978b.

VIEIRA, R. M. D. S. P. **O deserto brasileiro**. Recife: Universidade Federal Rural de Pernambuco, 1974.

VIEIRA, R. M. D. S. P. **Processos de desertificação no Nordeste do Brasil: sua gênese e sua contenção**. Recife: Sudene, 1983.

VIEIRA, R. M. D. S. P. **Desertificação no Nordeste brasileiro**. Recife: Universidade Federal Rural de Pernambuco-UFPE. s/d, 2002.

World Wide Fund for Nature (WWF). **Living Planet Report 2020 - Bending the curve of biodiversity loss**. Almond, R. E. A.; Grooten, M.; Petersen, T. (Eds). Gland, Switzerland: WWF. 2020.

37. GEOMORFOLOGIA ESTRUTURAL: REVISITANDO TEORIAS, MÉTODOS E ESTUDOS DE CASO NO NORDESTE BRASILEIRO

Frederico de Holanda Bastos¹, Abner Monteiro Nunes Cordeiro¹ & Marcelo Martins de Moura Fé²

¹ Programa de Pós-Graduação em Geografia, Universidade Estadual do Ceará. Campus do Itaperi, Av. Dr. Silas Munguba, 1700, CEP: 60714-903, Fortaleza/CE, Brasil.; E-mail: fred.holanda@uece.br, abnermncordeiro@gmail.com

² Departamento de Geociências. Universidade Regional do Cariri (URCA), campus do Pimenta, Rua Cel. Antônio Luís, 1161. CEP: 63100-000, Crato/CE, Brasil. marcelo.mourafe@urca.br;

Resumo: A Geomorfologia Estrutural analisa o relevo a partir de sua relação com os aspectos litoestruturais, contribuindo com a interpretação das relações existentes entre as dinâmicas internas, formas de relevo e dinâmicas externas. Essa concepção de análise teve significativos avanços metodológicos e tecnológicos nas últimas décadas seguindo a tendência das geociências. Nessa perspectiva, ao longo das últimas décadas, as pesquisas geomorfológicas do Nordeste brasileiro passaram a adotar o arcabouço conceitual, teórico, metodológico e cartográfico dessa área da Geomorfologia na expectativa de avançar na interpretação do relevo regional. O presente capítulo tem o objetivo de apresentar uma revisão conceitual da Geomorfologia Estrutural, contextualizando o histórico da evolução dessa temática e apresentando estratégias teórico-metodológicas de aplicabilidade contemporâneas, além de exibir um panorama das pesquisas que vêm sendo desenvolvidas no âmbito do Nordeste do Brasil nessa perspectiva temática.

Palavras-Chave: Geomorfologia Estrutural, Morfoestrutura, Nordeste do Brasil.

Abstract: Structural Geomorphology analyzes relief from its relationship with lithostructural aspects, contributing to the interpretation of the relationships between internal dynamics, relief forms and external dynamics. This conception of analysis has presented significant methodological and technological advances in the last decades following the trend of geosciences. In this perspective, over the past decades, geomorphological research in Northeast Brazil started to adopt the conceptual, theoretical, methodological and cartographic framework of this area of geomorphological science in order to advance the interpretation of regional relief. This chapter aims to present a conceptual review of Structural Geomorphology, contextualizing the evolution of this theme and presenting theoretical and methodological strategies of current applicability, showing an extensive list of the researches that have been developed in the Northeast of Brazil in this thematic perspective.

Keywords: Structural Geomorphology, Morphostructure, Northeastern Brazil.

Tema: Geomorfologia Estrutural

1. INTRODUÇÃO

A região Nordeste do Brasil possui uma área aproximada de 1.500.000km², representando cerca de 18% do território nacional. Sua complexidade estrutural e

climática/paleoclimática justifica uma expressiva gama de formas de relevo que constitui um enorme desafio em termos de interpretação geomorfológica.

Do ponto de vista geológico, o Nordeste brasileiro é basicamente dividido em 3 (três) províncias estruturais (Parnaíba, Borborema e São Francisco) que apresentam contextos estruturais e litológicos distintos (ALMEIDA et al., 1977) (Figura 1), repercutindo diretamente nas formas de relevo. As unidades litológicas regionais possuem idades Pré-Cambrianas (arqueanas e proterozoicas), no embasamento cristalino das províncias Borborema e São Francisco, e recobrimentos sedimentares Fanerozoicos, com unidades Paleozoicas, como no caso da Província Parnaíba, e unidades Mesozoicas e Cenozoicas, sobrepostas ao embasamento, distribuídas ao longo do território regional.

Do ponto de vista climático essa região possui um setor central semiárido, que representa cerca de metade de seu território, enquanto as áreas marginais de leste e oeste apresentam climas tropicais chuvosos (ALVAREZ et al., 2013), cuja dinâmica dos sistemas de circulação atmosférica faz com que essa seja uma das regiões mais complexas do mundo do ponto de vista climático (NIMER, 1979), com expressiva variação de processos morfodinâmicos em termos regionais (TRICART, 1959; MOREIRA, 1977).

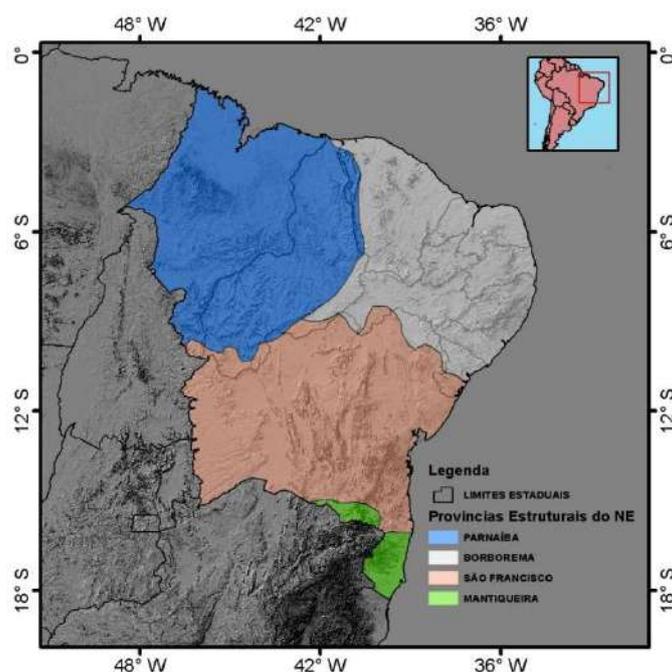


Figura 1 – Delimitação das províncias estruturais do Nordeste brasileiro. Fonte: Almeida et al. (1977).

A sistematização de estudos geomorfológicos sobre a região Nordeste teve início na década de 1950 e, desde então, passou por diferentes perspectivas metodológicas seguindo as tendências científicas de cada período específico, tendo tido nas últimas décadas expressivas contribuições de pesquisas desenvolvidas no âmbito da Geomorfologia Estrutural.

A Geomorfologia Estrutural constitui uma área da ciência geomorfológica que analisa o relevo a partir de sua relação com os aspectos litoestruturais, contribuindo com a interpretação das relações existentes entre as dinâmicas internas, formas de relevo e

dinâmicas externas (PEULVAST; VANNEY, 2001). Seguindo os avanços tecnológicos das geociências, esse ramo da Geomorfologia tem dado importantes contribuições na interpretação do modelado do NE brasileiro.

Face ao exposto, o presente trabalho visa, através de uma vasta revisão bibliográfica, analisar as contribuições das pesquisas da Geomorfologia Estrutural no contexto da região Nordeste. Para tanto, será apresentada uma breve contextualização histórica da pesquisa geomorfológica regional, seguida de uma abordagem específica da Geomorfologia Estrutural com uma breve apresentação conceitual e finalizando com uma inventariação, de forma sistemática, das pesquisas que vêm sendo desenvolvidas no contexto regional com foco na Geomorfologia Estrutural.

2. A PESQUISA GEOMORFOLÓGICA NO NORDESTE BRASILEIRO

As tentativas de interpretar o relevo nordestino apresentam diversos momentos marcantes, pautados por diferentes pontos de vista metodológico, desenvolvidos em contextos históricos específicos.

As primeiras interpretações sistematizadas metodologicamente foram inspiradas no modelo de pediplanação de King (1956), que pressupõem a existência de superfícies de aplainamento escalonadas, elaboradas a partir de epirogenias pós-cretáceas e flutuações climáticas alternadas de períodos secos e úmidos ao longo do Cenozoico, cuja evolução se deu por *backwearing*. Tais superfícies erosivas são propostas a partir de correlações altimétricas e geométricas, além de terem sua gênese associada aos depósitos correlativos do Grupo Barreiras e/ou mais antigos. Essas pesquisas identificaram entre 3 e 5 superfícies de aplainamento no contexto regional de acordo com a interpretação de cada autor (AB'SÁBER, 1969; DRESCH, 1957; DEMANGEOT, 1960; BIGARELLA; ANDRADE, 1964; MABESOONE; CASTRO, 1975).

Essas interpretações foram de fundamental importância na tentativa de reconstruir a evolução da paisagem geomorfológica do NE brasileiro como resultado da interação entre mudanças climáticas e processos tectônicos, em que fases pedogenéticas de clima úmido alternaram-se com fases morfogenéticas em clima seco, com chuvas violentas e esporádicas, onde vigoraram os processos de pediplanação (AB'SÁBER, 1969).

Esses modelos clássicos acerca da evolução geomorfológica do NE brasileiro e sua ênfase morfoclimática forneceram importantes subsídios à consolidação de uma geomorfologia de idade Cenozoica (PEULVAST; BÉTARD, 2011). Entretanto, esses trabalhos apresentam limitações no aspecto estrutural, sobretudo, no que concerne aos efeitos que a tectônica rifte, pós-rifte e a erosão diferencial, desenvolvida ao longo das zonas de cisalhamento, exercem sobre a evolução do relevo.

Cabe destacar que a presente abordagem não visa fazer uma análise crítica acerca das pesquisas apresentadas, até porque não se pode comparar o acervo de informações e tecnologias disponíveis no presente com o que se tinha na época. Além disso, as discussões acerca da tectônica são resultantes de avanços técnico-metodológicos

relativamente recentes e que na década de 1960, tais concepções ainda estavam começando a ser incorporadas nas pesquisas geomorfológicas.

Ao longo das décadas de 1960 e 1970 alguns trabalhos tiveram relevância regional em termos descritivos, taxonômicos e cartográficos no âmbito da Geomorfologia. Importantes contribuições foram elaboradas acerca da descrição das paisagens do domínio morfoclimático semiárido, apresentando uma análise morfoclimática com ênfase na morfodinâmica atual (AB'SÁBER, 1974; TRICART, 1959). Alguns artigos com recortes específicos para contextos estaduais também deram contribuições relevantes nessa perspectiva (AB'SÁBER, 1960; SOUZA, 1988; LINS, 1978; LIMA, 1987; TRICART; CARDOSO DA SILVA, 1968).

Cabe destacar nesse período os resultados do projeto RADAMBRASIL referentes às folhas ao milionésimo que recobrem a região Nordeste. Nesse caso, além de um relatório descritivo das formas de relevo, também pôde-se dispor de mapeamentos geomorfológicos para toda a região a partir de metodologia desenvolvidas por Barbosa et al. (1984). Nessa mesma perspectiva, destaca-se também a proposta de compartimentação geomorfológica de Moreira (1977), que apresenta uma interessante abordagem morfoestrutural regional.

A partir de 1980, um novo fluxo de pesquisa surge nas geociências, sobretudo, na geologia estrutural, motivada pelas pesquisas sobre a problemática de se determinar o crescimento e a deformação crustal, particularmente a relação entre a orogênese e a denudação ao longo do tempo geológico (SUMMERFIELD, 1991).

Com os avanços nas áreas de geotecnologias e também de métodos relacionados às pesquisas geológicas, como no caso da geocronologia, pôde-se dispor de meios capazes de viabilizar interpretações geomorfológicas relacionando diretamente às variações morfológicas com a estrutura geológica e sua história (análise morfoestrutural), com ênfase muito importante ao papel da tectônica (ou neotectônica), além da erosão diferencial na configuração dos compartimentos geomorfológicos (SAADI; TORQUATO, 1994; PEULVAST; CLAUDINO SALES, 2003; PEULVAST; CLAUDINO SALES, 2004a; CORREA et al., 2010; GURGEL et al., 2013; MAIA; BEZERRA, 2014a; PEULVAST; BÉTARD, 2015a). Nessa perspectiva, cabe também destacar as propriedades geomorfológicas das rochas e seus reflexos em diferentes escalas de análise.

A importância do entendimento do papel do controle estrutural e dos processos tectônicos na origem e evolução das paisagens em ambientes intraplaca tem sido ressaltada por diversos autores (COTTON, 1968; SUMMERFIELD, 1991). No entanto, apesar do crescente entendimento sobre essa dinâmica e de importantes contribuições no caso específico das paisagens do NE brasileiro (SAADI et al., 2005; GURGEL et al., 2013; MAIA; BEZERRA, 2014a, 2014b; PEULVAST; BÉTARD, 2015a), este quadro ainda necessita ser abordado em estudos de maior escala e que possam ser úteis na elaboração de sínteses regionais.

A ação construtora da tectônica está presente em todas as escalas de análise do relevo, visto que nenhuma porção da litosfera é dotada de absoluta estabilidade crustal (GURGEL et al., 2013). A nova tectônica global não permite mais conceber a existência de porções da litosfera dotada de absoluta estabilidade crustal (BRITO NEVES; FUCK; PIMENTEL, 2014).

Segundo Tricart (1974), os processos de dissecação, em qualquer clima, são influenciados pela natureza e disposição das rochas, e pela evolução tectônica geral da região. Assim, a erosão está subordinada ao relevo elaborado a partir das condições litológicas e estruturais do assoalho geológico (CORRÊA et al., 2010). Portanto, a compreensão da gênese e tipologia das feições geomorfológicas do NE brasileiro, que se desenvolvem em grandes escalas temporais e espaciais, passa pelo entendimento da geologia e do processo da tectônica de placa. Vale ressaltar que o desenvolvimento dos processos erosivos não depende somente do clima, mas, também, do controle estrutural e dos processos tectônicos que sempre influíram no relevo (CZAJKA, 1958).

A Orogênese Brasiliana, derivada da colagem tectônica brasiliana/panafricana (BRITO NEVES et al., 2000), a fragmentação do megacontinente Gondwana, resultando na separação América do Sul/África, no Cretáceo (MATOS, 2000); e as reativações tectônicas cenozoicas (BEZERRA et al. 2011), que condicionaram as alterações dos níveis de base, são os principais eventos de evolução tectônica regional.

Além das pesquisas citadas cabe também destacar os estudos associados à relação de rede de drenagem (análises morfométricas) e seu controle estrutural (Geomorfologia Fluvial), tanto em macro como em micro escala. Nessa perspectiva destacam-se diversos trabalhos relacionando os direcionamentos preferenciais das zonas de cisalhamento com a organização da rede de drenagem em escala regional (MAIA; BEZERRA, 2011), além de trabalhos relacionando anomalias de drenagem, terraceamentos e *knick points* com possíveis relações estruturais e/ou tectônicas (MONTEIRO; CORRÊA, 2020; TAVARES; CORRÊA, 2014; SILVA; MAIA, 2017).

O uso de métodos geocronológicos tem contribuído sobremaneira na interpretação evolutiva das paisagens nordestinas. Nessa perspectiva cabe destacar o uso do método de Luminescência Oticamente Estimulada (LOE) em colúvios da Província Borborema (BEZERRA et al., 2008; GURGEL et al., 2013; FONSÊCA et al., 2020) e na zona costeira (MAIA et al., 2011), o método termocronológico de traço de fissão em Apatita indicando soerguimentos crustais (NÓBREGA et al., 2005; MORAIS NETO et al., 2008; 2009; JALINEK et al., 2014) e métodos de datação em espeleotemas na Bahia (WANG et al., 2004).

Cabe destacar também as contribuições da geomorfologia costeira sobre os aspectos morfoestruturais e morfotectônicos da zona costeira (CLAUDINO SALES, 2005; PEULVAST; CLAUDINO SALES, 2004b; CLAUDINO SALES; PEULVAST, 2006), sobre dinâmica costeira (DOMINGUEZ; BITTENCOURT, 1996; PINHEIRO; MORAIS; MAIA, 2016; CLAUDINO SALES; WANG; CARVALHO, 2018; MORAIS et al, 2018; SILVA; VITAL, 2019), evolução costeira (BOSKI et al., 2015; BARBOSA

et al., 2018) datações geocronológicas (MAIA et al., 2011), oscilação eustática (BEZERRA; BARRETO; SUGUIO, 2003; CALDAS; STATTEGGER; VITAL, 2006) e evolução deposicional da plataforma (TESTA; BOSENCE, 1999; PESSOA NETO, 2003; MORAIS et al., 2019).

Outra abordagem geomorfológica que também merece destaque em termos regionais é a morfopedologia que contribui significativamente com a interpretação paleoclimática regional, além das condições climáticas atuais e sua relação com a gênese dos diferentes tipos de alterações superficiais regionais em distintos compartimentos morfológicos (BÉTARD; PEULVAST; CLAUDINO SALES, 2007; PEULVAST; BÉTARD, 2011; BÉTARD, 2012; CORDEIRO et al., 2018).

Para finalizar essa reconstrução histórica cabe destacar uma nova perspectiva teórica de evolução de relevos que tem recebido especial destaque na interpretação morfogenética regional, que é o caso da *Etchplanação* (BÜDEL, 1982). Essa teoria pode perfeitamente ser aplicada na interpretação do relevo do semiárido nordestino, tendo em vista as fortes evidências morfológicas de condições paleoclimáticas mais úmidas (BASTOS, 2018), com várias pesquisas com essa abordagem (CORRÊA, 2003; SANTOS; SALGADO, 2010; PEULVAST; BÉTARD, 2015a; MAIA et al., 2018; LIMA et al., 2019).

3. GEOMORFOLOGIA ESTRUTURAL

3.1. Geomorfologia e a análise morfoestrutural

O termo “morfoestrutura” foi introduzido por Gerasimov em 1946, quando utilizou como base conceitual para a análise morfoestrutural os pressupostos de Penck (1924). Gerasimov propôs, através de análises geomorfológicas, a divisão das formas de relevo em três categorias principais: geotextura, morfoestrutura e morfoescultura (GERASIMOV; MESCERJAKOV, 1968; MESCERJAKOV, 1968), os quais se equivalem aos conceitos de morfotectura (*morphotecture*), morfoestrutura (*morphostructure*) e morfoescultura (*morphosculpture*) citados por Mescerjakov (1968).

A análise morfoestrutural constitui um paradigma nas escolas da Rússia e Europa oriental, onde foi definida por Gerasimov (1946) como unidades de relevo geradas por uma combinação de atividades tectônicas e clima, obedecendo a um arranjo hierárquico abrangendo desde megaestruturas, como uma cadeia meso-oceânica, até microestruturas como um vale controlado por falha. Nesse contexto, sob a ação predominante dos fatores endógenos, são formados os elementos morfoestruturais e morfotectônicos, e sob a ação predominante de fatores exógenos são formados os elementos morfoesculturais (MESCERJAKOV, 1968).

Saadi (1991) conceitua “morfoestrutural” como o compartimento morfológico cujas principais características demonstram a existência de um nítido controle exercido pelo arcabouço litoestrutural. O controle é passivo, exercido por complexos litológicos envolvidos e delimitados por uma certa arquitetura tectônica. O termo “morfoestrutural”

é aplicado para determinar uma estrutura suposta, identificada através da análise e interpretação de formas de relevo e padrões de drenagem.

As morfoestruturas constituem uma tipologia hierárquica de formas que compreendem desde conjuntos regionais de primeira ordem de grandeza (megamorfoestruturas), até as menores ordens (micromorfoestruturas), tais como os grábens e cimeiras em cristas de expressão local (CORRÊA et al., 2010).

A classificação do relevo se baseia na ideia de que as formas de relevo da superfície terrestre são resultantes da interação entre as forças endógenas e exógenas (PENCK, 1953). Neste contexto, sob a ação predominante dos fatores endógenos são formados os elementos morfoestruturais e morfotectônicos, representados pelas litologias, pelo arranjo estrutural destas, e pelas pressões magmáticas, e sob a ação predominante de fatores exógenos são formadas as fisionomias primárias dos corpos litológicos, através do desgaste erosivo das formas estruturais, ou seja, os elementos morfoesculturais (MESCIERJAKOV, 1968).

De acordo com Corrêa et al. (2010), a estrutura se sobrepõe aos sistemas morfogenéticos, assim, os processos de dissecação estão influenciados pela natureza e disposição das rochas, como também pela evolução tectônica geral da região. Nesse sentido, o comportamento de uma estrutura em relação à erosão depende das propriedades físicas e químicas das rochas sob a ação de diferentes condições climáticas, logo, os fatores litológicos e estruturais comandam a erosão diferencial (GERRARD, 1988; PENTEADO, 1983).

Os primeiros trabalhos de Geomorfologia Estrutural no Brasil foram elaborados pelo geomorfólogo francês Francis Ruellan (1951), que interpretou a compartimentação do relevo brasileiro como sendo fortemente influenciada por dobramentos de fundo, alinhamentos estruturais e variações litológicas, através de uma organização tectônica herdada do Pré-Cambriano, que influenciou a configuração e evolução da rede hidrográfica do território brasileiro. Tricart (1974) afirma que são os componentes endógenos que criam rupturas na superfície terrestre e que permitem à gravidade exercer seu trabalho como agente geomórfico.

Tratando a respeito das implicações dos fatores geológico-estruturais e de seus reflexos geomorfológicos, Tricart (1977) atenta para dois aspectos fundamentais: a tectônica e a litologia. A tectônica envolve, simultaneamente, as deformações recentes, fontes de instabilidade morfodinâmica, e as disposições tectônicas adquiridas em tempo remoto, que determinam ordenamento do relevo.

A estrutura geológica é um fator de controle determinante na evolução das formas de relevo e pode se refletir nelas (THORNBURY, 1966), tornando-se um arcabouço que se sobrepõe hierarquicamente aos sistemas morfogenéticos. Dentre as propriedades geomorfológicas das rochas, o grau de coesão, plasticidade e permeabilidade influenciam diretamente no escoamento superficial, enquanto que o grau de maciez e o tamanho dos grãos influenciam na desagregação mecânica, e o grau de solubilidade e heterogeneidade influem na decomposição química (PENTEADO, 1983).

Para Büdel (1982), a crosta terrestre apresenta uma resistência diferencial em relação aos processos erosivos que nela atuam, ou seja, o comportamento da rocha no ambiente depende de sua resistência face à atuação dos agentes intempéricos químicos e físicos. Portanto, a configuração da superfície terrestre é o resultado de situações de “equilíbrio dinâmico” ou “desequilíbrios sustentados”, envolvendo relações cambiantes, no tempo e espaço, entre forças endógenas e exógenas (SAADI, 1998).

As formas de relevo, direta ou indiretamente, inter-relacionam-se com a geologia, conforme pode ser exemplificado em diversas regiões brasileiras, em que os ambientes geológicos condicionam as formas de relevo. Assim sendo, pode-se observar que a presença de chapadões se relaciona a sequências sedimentares horizontais, da mesma forma que a ocorrência de cristas e vales associa-se a sequências metassedimentares dobradas, ou então a ocorrência de formas mamelonares e pães-de-açúcar referencia-se a complexos ígneos (LIMA, 1995).

A análise morfoestrutural tem como base a interpretação dos elementos de drenagem e relevo, assim como suas relações espaciais, tendo em vista que as morfoestruturas surgem como anomalias no contexto regional (MOURA; JIMÉNEZ-RUEDA, 2014). Nesse sentido, a análise morfoestrutural está baseada no princípio de que o relevo e a drenagem tendem a desenvolver padrões específicos, que refletem em superfície estruturas geológicas profundas, cujos reflexos são passíveis de identificação através de produtos de sensoriamento remoto.

A abordagem morfotectônica, cuja origem deve ser atribuída a W. Penck, e o seu desenvolvimento à escola soviética, propõe-se completar os estudos geomorfológicos, através da investigação do papel das movimentações da crosta na configuração dos compartimentos morfoestruturais, provavelmente todos de caráter morfotectônico, e no direcionamento da morfogênese (SAADI, 1998). Para o autor, o modelado do relevo no qual a acomodação da rede de drenagem ocorre ao mesmo tempo das deformações crustais, estabelecendo, assim, um caráter ativo e simultâneo para as feições, deve ser entendido pelo termo morfotectônica. Já as feições passivas, resultantes de deformações pré-terras, nas quais a geometria dos cursos d'água podem se amoldar sobre as estruturas geradas, fazendo com que o padrão local da rede de drenagem reflita a disposição dos corpos rochosos, abrangem o termo morfoestrutural (ETCHEBEHERE et al., 2004). Assim, as formas estruturais são desenvolvidas pela erosão sob controle da estrutura geológica, enquanto as formas tectônicas resultam de movimentos crustais (COTTON, 1968).

Czajka (1958) forneceu as primeiras contribuições da perspectiva morfotectônica (tectonismo intraplaca) sobre o relevo NE brasileiro, com estudos pormenorizados dos controles estruturais exercidos sobre o relevo pela reativação cenozoica das zonas de cisalhamento pré-cambrianas. Estudos recentes têm comprovado que a atividade sísmica intraplaca constitui um importante mecanismo de interpretação morfotectônica (PEULVAST et al., 2006; BEZERRA et al., 2007).

4. ESTUDOS DE CASO NO NORDESTE BRASILEIRO

4.1. Estudos de Megageomorfologia

Os estudos de Geomorfologia Estrutural podem apresentar escalas diversas de análise demandando diferentes métodos de pesquisa. Tais estudos podem abordar, por exemplo, desde pequenos afloramentos em uma litologia específica até recortes espaciais da ordem de milhares de quilômetros quadrados de uma margem passiva. Dessa forma, a megageomorfologia busca pesquisar contextos espaciais extensos que permitem uma interpretação regional, analisando o relevo a partir de uma estreita relação com o contexto litoestrutural da província geológica em questão.

No contexto do Nordeste setentrional brasileiro, a partir de concepções baseadas na Geomorfologia Estrutural uma notável série de estudos foi produzida e apresentada para a comunidade acadêmica, revolucionando a compreensão acerca da morfogênese em escala regional. Peulvast e Claudino Sales (2004) apresentam uma análise abordagem morfoestrutural da porção setentrional da Província Borborema que revisitou questões geomorfológicas clássicas, como o significado de formas de relevo escalonadas e a idade e origem das superfícies de aplainamento. Os resultados apresentados foram fundamentais para uma nova forma de análise da reconstrução da evolução morfotectônica de longo termo da margem continental do setor setentrional do NE brasileiro.

Tais abordagens permitiram a elaboração de mapeamentos geomorfológicos com maior complexidade morfoestrutural (PEULVAST; CLAUDINO SALES, 2003), além de viabilizar uma interpretação capaz de abranger recortes espaciais circunvizinhos no contexto nordestino (PEULVAST; BÉTARD, 2015a; PEULVAST; BÉTARD, 2015b).

Peulvast et al. (2008) abordam o papel e a importância da flexura marginal para a configuração do relevo em um contexto de evolução da paisagem de longo prazo, além de uma abordagem sobre movimentos neotectônicos na região, remetendo-os como resultado de uma deformação contínua ao longo de zonas de falha, com taxas de deformação menores do que as taxas de erosão, concluindo que, no Nordeste, os principais relevos estruturais se originaram, principalmente, no Cretáceo até os primeiros eventos do Terciário (PEULVAST et al., 2006).

Claudino Sales e Peulvast (2007) defendem que disposição morfoestrutural do relevo do setor setentrional da Província Borborema é diretamente herdada do Cretáceo, como um vasto anfiteatro aberto em direção ao mar, comportando um conjunto de formas estruturais trabalhadas pela ação externa ao longo do Cenozoico. Uma das grandes virtudes dessas interpretações reside no fato de que elas, mesmo tendo sido elaboradas em uma ampla escala de análise, permitem adaptações posteriores para estudos mais detalhados em recortes espaciais mais específicos.

No âmbito do Estado do Ceará o papel regional da neotectônica foi fundamental na interpretação da atual configuração das bacias hidrográficas, além do contexto

morfológico dos depósitos do Grupo Barreiras no território estadual (SAADI; TORQUATO, 1992).

Bezerra et al. (2008) também deram importante contribuição para a temática na região, realizando um estudo que combinou sensoriamento remoto, mapeamento geológico, análises litoestratigráficas e de fácies, além de datação por luminescência no vale do Cariatá, no Nordeste do Brasil. Morais Neto et al. (2009), através de análises por traços de fissão da apatita, indicam que a história, distribuição e deposição de materiais clásticos para as margens norte e nordeste do Brasil são derivadas do desenvolvimento regional da paisagem continental durante o Cenozoico Superior.

A interpretação dos escarpamentos da Província Borborema tem sido discutida em diferentes abordagens. Gurgel et al. (2013) abordam a evolução de escarpamentos a partir de influências tectônicas, tendo como recorte espacial o maciço do Pereiro, situado entre os estados do Ceará e Rio Grande do Norte, com ênfase no controle estrutural e na idade de soerguimento. Já as interpretações de Peulvast, Claudino-Sales e Bétard (2008) indicam que tais escarpamentos constituem heranças de soerguimentos associados ao *rifting* cretáceo não apresentando controles tectônicos aparentes.

Corrêa et al. (2010) analisam os componentes endógenos sobre a morfogênese do planalto da Borborema, com destaque para a influência dos mesmos sobre a hierarquização regional dos compartimentos do relevo. Fônseca et al. (2020) interpretam a evolução geomorfológica e sedimentação quaternária do setor leste do piemonte da Borborema, entre os estados da Paraíba e Pernambuco, a partir de análises morfoestratigráficas e métodos de datação por LOE. Maia e Bezerra (2014a) fazem contribuições relevantes ao realizar uma análise sobre o condicionamento morfoestrutural do relevo no Nordeste setentrional, dando ênfase ao papel exercido pelas estruturas de deformação rúpteis e dúcteis do embasamento cristalino pré-cambriano.

Importantes interpretações também foram realizadas no contexto da Província São Francisco em termos de evolução de longo-termo do relevo (JAPSEN et al., 2012). Esse trabalho apresenta uma estreita relação acerca da evolução das superfícies de aplainamento regionais com eventos tectônicos de soerguimento desde o final do Cretáceo até o Cenozoico.

Claudino Sales (2016) apresenta uma contribuição bastante didática acerca da evolução geológico/geomorfológica do estado do Ceará, fazendo uma relação com ciclos de fissões e fusões de supercontinentes (dança dos continentes). Seguindo a mesma linha de análise destacam-se as produções de Claudino Sales e Lira (2011), e Santos, Nascimento e Claudino Sales (2020), realizados na região da Ibiapaba, no Ceará.

A partir desses importantes passos na direção do entendimento (mega)geomorfológico do NE brasileiro, sobretudo em seu segmento setentrional, estudos regionais que são fundamentais para o entendimento da evolução geomorfológica da margem passiva do Nordeste setentrional; permitiram, dentre outras contribuições, o atual e contínuo avanço nas análises da evolução geomorfológica de porções mais específicas da região.

4.2. Condicionamento morfoestrutural da rede de drenagem do Nordeste brasileiro

A importância que se tem atribuído aos estudos sobre a rede de drenagem se justifica porque um dos primeiros elementos a indicar anomalias de cunho estrutural, fornecendo subsídios à identificação de fatores de origem tectônica, são os cursos fluviais (SUMMERFIELD, 1991), posto que altera seu curso e adapta suas formas, além de apresentar padrões de acordo com as estruturas do modelado do relevo (SCHUMM; DUMONT; HOLBROOK, 2002).

Devido à alta sensibilidade às alterações crustais, mesmo que estas sejam pequenas em escala e magnitude (SCHUMM, 1993), a rede de drenagem se modifica apresentando padrões e formas de acordo com as estruturas do relevo (COUTO et al., 2011). Neste sentido, a rede de drenagem pode fornecer indícios de características estruturais inativas expostas na superfície, e, possivelmente, de características estruturais em subsuperfície (HOWARD, 1967), constituindo-se em uma importante ferramenta na análise morfoestrutural (HAYAKAWA; ROSSETTI, 2012). Dentre esses indícios pode-se citar: rios orientados transversalmente aos planos de deformação; desvios em torno de zonas de soerguimento ou em direção a zonas de subsidência; avulsões ou migrações laterais que ocorrem em canais orientados paralelamente à estrutura de deformação (HOLBROOK; SCHUMM, 1999).

A partir da análise do comportamento da rede de drenagem, seus padrões, formas e morfometria, é possível o entendimento do contexto geológico, geomorfológico e dos processos estruturais atuantes em determinadas áreas (COUTO et al., 2011). Logo, a drenagem se caracteriza como um elemento importante na análise morfoestrutural (HAYAKAWA; ROSSETTI, 2012). Segundo as autoras, a disponibilidade de novos produtos de sensoriamento remoto, com destaque para os Modelos Digitais de Elevação (MDE's), tem proporcionado uma caracterização mais refinada da drenagem.

Entretanto, apesar do significado prático dos efeitos tectônicos nos ambientes fluviais, apenas um pequeno número de pesquisas considerava tais efeitos até a década de 1980 (SCHUMM; DUMONT; HOLBROOK, 2002). Para Maia e Bezerra (2014b), as variações da morfologia dos canais fluviais eram interpretadas, por exemplo, como decorrentes das variações na descarga sólida e do tipo de carga transportada, dificultando assim a detecção dos efeitos da atividade tectônica.

De acordo com Bishop (1995), o canal fluvial tende a seguir o caminho mais fácil e que acompanhe a declividade regional. Portanto, a identificação de trechos no canal com fluxo que discorde da declividade, sugere a imposição de um desvio que pode estar associado a uma litologia distinta ou a estruturas que podem, por sua vez, correlacionar-se a eventos tectônicos (SILVA et al., 2006). Esses trechos discordantes são reconhecidos na literatura como anomalias presentes no padrão de drenagem (TWIDALE, 2004).

Howard (1967) define anomalias de drenagem como discordâncias locais da drenagem regional e/ou dos padrões de canais, sugerindo desvios topográficos ou

estruturais, tendo como importante processo geomórfico a mudança brusca da direção da drenagem (BISHOP, 1995).

Face ao exposto pode-se afirmar que a análise da rede de drenagem é de fundamental importância para o desenvolvimento de estudos morfoestruturais e esta análise inclui considerações sobre os padrões de drenagem (*drainage patterns*), padrões de fluxo individuais (*individual stream patterns*) e anomalias de drenagem (*drainage anomalies*) (HOWARD, 1967).

Na Província Borborema, grandes lineamentos tectônicos de direção NE-SW e E-W, herdados da estruturação Neoproterozoica (Orogênese Brasileira), são amplamente reconhecidos. Essas zonas de deformação, reativadas de forma rúptil no Cretáceo e Cenozoico, originaram *trends* de falhamentos também de direção NE-SW e E-W (CASTRO et al., 2012; MAIA; BEZERRA, 2014b), que controlam o traçado, predominante, meândrico suave dos rios, onde os direcionamentos do escoamento superficial expressam-se como lineamentos topográficos negativos de direção preponderante NE-SW, conferindo a estes um nítido controle estrutural.

No que diz respeito aos estudos que versam sobre o condicionamento litoestrutural, morfoestrutural e morfotectônico em bacias hidrográficas do Nordeste setentrional brasileiro (CORRÊA et al., 2010; ANDRADE FILHO; ROSSETTI, 2012; MAIA; BEZERRA, 2014a), constatou-se que as principais bacias hidrográficas estão diretamente condicionadas por falhamentos e zonas de deformação dúcteis, controlando assim a dinâmica atual de dissecação e agradação, o regime e direção dos rios e os seus padrões de drenagem, sendo, exemplos dessas drenagens: o rio Acaraú/CE, que possui parte de seu vale encaixado sobre o Lineamento Transbrasiliano; o rio Jaguaribe/CE, no médio e baixo curso sobre a zona de cisalhamento Jaguaribe e uma depressão entre as zonas de cisalhamento Senador Pompeu e Portalegre e os vales dos rios Apodi-Mossoró e Piranhas-Açu/RN, ambos encaixados no sistema de falhas da fase *rifte* da bacia sedimentar Potiguar (SILVA; MAIA, 2017).

Furrier, Nóbrega, Souza (2014) analisando, através de cartas topográficas, na escala de 1:25.000, o médio e baixo curso do rio Mamanguape-PB identificaram discrepâncias altimétricas, entre os tabuleiros localizados nas porções norte e sul, com morfologia estritamente atrelada a tectônica cenozoica, padrões assimétricos de drenagem, orientações anômalas e fortes inflexões na direção de canais. Para os autores, essas características atestam um controle morfotectônico da borda oriental do Estado da Paraíba, onde o controle estrutural e tectônico teve influência fundamental na configuração do relevo e rede de drenagem, haja vista que apenas o fator climático impossibilitaria o padrão morfológico encontrado. Furrier (2020) a partir da análise qualitativa da rede de drenagem da Folha Araçaji, borda oriental da Paraíba, aplicou índices morfométricos que corroboram com a influência tectônica.

Ainda nessa perspectiva de associar neotectônica a deformação de depósitos fluviais merece destaque o trabalho de Lima et al. (2014) acerca das reativações miocênicas e quaternárias de falhas situadas na foz do rio São Francisco (Bacia

Sedimentar Sergipe/Alagoas) e suas relações com ciclos deposicionais e, respectivamente, com a morfologia local.

Por fim, destacamos as interpretações morfológicas do setor oriental do Planalto da Borborema a partir da aplicação do índice RDE (Índice de Hack) permitindo analisar as anomalias ao longo dos perfis longitudinais dos rios (*knickpoints*) correlacionando-as com possíveis influências de erosão diferencial e/ou tectônicas regionais (MONTEIRO; CORRÊA, 2020), além de interpretações regionais relacionando a drenagem com soerguimentos no contexto da Província Borborema (RODRÍGUEZ-TRIBALDOS et al., 2017).

4.3. Estudos geomorfológicos em recortes litoestruturais específicos

A distribuição espacial das litologias do NE brasileiro ao longo de suas províncias estruturais se apresenta de forma bastante variável, contribuindo da diversidade morfológica regional. Dessa forma, estudos voltados para analisar os relevos a partir de recortes litológicos específicos são muito importantes para que se possa conhecer o comportamento morfológico dessas litologias em um complexo contexto climático de baixas latitudes. Apesar da maior parte das pesquisas geomorfológicas regionais não utilizarem delimitações litológicas como critérios basilar, encontram-se importante trabalhos nessa perspectiva.

Em termos de relevos desenvolvidos em rochas carbonáticas merecem destaque as pesquisas acerca de morfologias cársticas de bacias sedimentares fanerozoicas e em metacalcários pré-cambrianos. Algumas pesquisas relacionando condicionantes estruturais no desenvolvimento dos carstes foram elaboradas na bacia Potiguar (MAIA et al., 2012; CARNEIRO et al., 2015; GOMES et al., 2019; RABELO et al., 2020;), na Bahia (PEREIRA; GONÇALVES; REIS, 2017; JUNIOR, 1998) e em metacalcários da Província Borborema com recortes espaciais específicos (CAVALCANTE, 2016; MOURA, 2017). Cabe aqui destacar os importantes registros paleoclimáticos identificados a partir de análise geocronológica de espeleotemas da Bahia (WANG et al., 2004) que permitiram um maior detalhamento na interpretação das mudanças climáticas ao longo dos últimos 210.000 anos.

A exumação de rochas graníticas nas províncias Borborema e São Francisco justifica um mosaico de morfologias específicas que merecem destaque internacional em termos de diversidade e representatividade (MIGÓN; MAIA, 2020). Na Província Borborena diversas pesquisas vêm sendo desenvolvidas ao longo da última década trazendo novas discussões taxonômicas, morfogenéticas e morfoestruturais das paisagens graníticas (MAIA et al., 2015; MAIA; NASCIMENTO, 2018; MAIA et al., 2018; LIMA et al., 2019; RODRIGUES; MAIA, 2019; RODRIGUES; MAIA; GOMES, 2019), porém, destaca-se a presença de estudos bem mais antigos sobre a temática (BRANNER, 1962). Com relação aos trabalhos sobre relevos desenvolvidos em afloramentos graníticos e de rochas ortoderivadas na Província São Francisco merecem destaque as descrições sobre o campo de *inselbergs* de Itatim (LIMA; CORRÊA-GOMES, 2015).

Em termos de estrutura sedimentar no contexto regional merece destaque a bacia do Parnaíba que abrange quase que na totalidade os estados do Piauí e Maranhão. Acerca da produção geomorfológica dessa província estrutural merecem destaque os trabalhos sobre o planalto da Ibiapaba (CLAUDINO SALES et al., 2020; MOURA-FÉ, 2017; 2018), sobre a serra da Capivara (OLIVEIRA; SANTOS; LEMOS, 2020; MUTZENBERG et al., 2015; FURRIER; BARBOSA, 2012) e sobre os setores tabuliformes (chapadas) do Maranhão (MARTINS; SALGADO; BARRETO, 2017).

Uma tipologia de relevo muito incomum em termos regionais é aquela derivada de impactos de meteoritos. Nessa perspectiva merece destaque o artigo publicado sobre as estruturas circulares de São Miguel do Tapuio (PI), cuja morfologia foi relacionada ao impacto de meteorito (MARTINS et al., 2016).

O setor setentrional do NE brasileiro passou por um importante evento vulcânico cenozoico relacionado aos processos de separação da América do Sul e África (MIZUSAKI; THOMAZ FILHO, 2004), apresentando um lineamento relacionado com o Arquipélago de Fernando de Noronha e que deixaram evidências morfológicas no continente. Sobre esses relevos vulcânicos continentais merecem destaque as contribuições de Costa e Claudino Sales (2020).

Tendo como recorte espacial de análise os maciços cristalinos da Província Borborema merecem destaque os trabalhos desenvolvidos no maciço de Baturité/CE (BÉTARD; PEULVAST, 2007); serra de Uruburetama/CE (LIMA et al., 2019), serra do Quincuncá/CE (CORDEIRO; BASTOS; MAIA, 2017); maciços costeiros localizados na Região Metropolitana de Fortaleza/CE (BARBOSA; MAIA, 2018), maciços de Portalegre e Martins/RN (MAIA; BÉTARD; BEZERRA, 2016) e na serra de João do Vale/RN-PB (OLIVEIRA; MEDEIROS; BATISTA, 2020).

4.4. SIG e Geomorfologia Estrutural

A análise geomorfológica, de maneira geral, e de forma mais específica, em termos estruturais, apresenta um crescente uso das geotecnologias, diferentes ferramentas de geoprocessamento e o emprego cada vez mais elaborado de Sistemas de Informações Geográficas – SIGs, os quais são de apoio fundamental para a elaboração dos mapeamentos geomorfológicos (ARGENTO, 2003).

Assim, os SIGs se inserem cada vez mais nos percursos metodológicos de diversos trabalhos, sucedendo levantamentos bibliográficos (os quais subsidiam hipóteses e metodologias) e cartográficos (com revisão e adoção de dados), através da utilização do sensoriamento remoto (BARBOSA; MAIA, 2018).

Em termos de dados, tem-se a adaptação de cartas geológicas, topográficas, geomorfológicas, morfoestruturais, pedológicas; associada com o uso de imagens de radar, sobretudo da *Shuttle Radar Topography Mission* (SRTM), com resoluções espaciais que eram de 90m (BARBOSA; FURRIER, 2012), mas que alcançaram rapidamente uma resolução de 30m em trabalhos geomorfológicos (BARBOSA; MAIA,

2018; LIMA et al., 2019); o que tem viabilizado aplicações diversas (OLIVEIRA; CHAVES, 2010; BARBOSA; BARBOSA, 2016; SOUZA; FURRIER, 2019).

Os produtos de Sensoriamento Remoto também se apresentam com cada vez mais opções de uso, tais como as imagens do SPOT5, Sensor TM – Landsat 5, Landsat 8, imagens orbitais do SENTINEL-2A, sensor MSI; precedidas temporalmente pelo uso das imagens de radar do projeto Radambrasil, digitalizadas e com as informações utilizadas em diversos trabalhos, além da cartas topográficas da SUDENE, na escala de 1:100.000.

Essas informações espaciais diversas são de fundamental importância para o desenvolvimento da abordagem estrutural da geomorfologia produzida no (ou sobre o) Nordeste brasileiro. Vale ressaltar, nesse contexto, os arquivos vetoriais e matriciais gerados e disponibilizados por órgãos de diversas instâncias, tais como: Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais (CPRM), Superintendência do Desenvolvimento do Nordeste (SUDENE), Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística (IBGE), Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária (EMBRAPA), Órgãos/Agências estaduais de pesquisa, *United States Geological Survey* (USGS), dentre outros.

Dispondo de informações espaciais georreferenciadas, diversos pesquisadores têm tratado e elaborado seus materiais cartográficos em ambiente SIG por meio de *softwares* diversos, tais como o Spring 5.1.7 (BARBOSA; NÓBREGA; FURRIER, 2013); Quantum GIS 2.18.4/Las Palmas (LIMA et al., 2019), QGIS 2.18.1, Global Mapper 18, Spring 5.4.3 e ArcGis 10.4.1 (BARBOSA; MAIA, 2018).

Também se verifica o uso do Google Earth Pro, versão 7.1.5.1557, associado com o ArcGis, mais especificamente o ArcMap, versão 10.3 (BEZERRA; ARAÚJO; SARAIVA JUNIOR, 2016), ArcGIS 10.4, Quantum GIS (QGIS) 3.0, GIMP 2.8 e Spring 5.5.2 (RODRIGUES; MAIA, 2019), em meio a uma gama crescente de programas *open source*, democratizando o acesso e permitindo a melhoria da qualidade cartográfica.

Metodologicamente, os dados costumam ser recortados, sobrepostos (*overlays*), vetorizados e adaptados para específicas áreas de estudo, por exemplo, com a geração de arquivos vetoriais, curvas de nível, com equidistâncias variadas, as quais possibilitam a geração de modelos digitais de elevação (MDEs) e seus respectivos produtos tais como a geração de cartas de declividade/clinográficas e cartas hipsométricas (BARBOSA; FURRIER, 2012).

Uma relevante alternativa metodológica foi aplicada na interpretação das formas cársticas na Bacia Potiguar a partir de modelos digitais de elevação gerados pelo LiDAR, além da utilização de veículos aéreos não tripulados (vants) (SILVA et al., 2017). O uso de vants, assim como seus diversos produtos gerados, constituem ferramentas que estão na vanguarda da geomorfologia mundial.

Costa et al. (2020) apresentam uma classificação de mapeamento geomorfológico com um enfoque multiprocessual e multiescalar para o Nordeste setentrional brasileiro, através de uma taxonomia organizada em classes de macro, meso e microescala, com unidades associadas com seus respectivos processos geradores, com ênfase na estrutura, no processo e nas formas.

Por sua vez, Souza (2015) elaborou um trabalho de análise da precisão altimétrica de dados SRTM, Topodata e ASTER GDEM, em uma área entre os Estados de Pernambuco e Paraíba, avaliando a adequação desses dados às diferentes escalas, os quais, cada vez mais, apresentam notória importância para estudos da geomorfologia estrutural.

O uso de geotecnologias em estudos morfométricos, notadamente realizados em bacias hidrográficas, podem ser bastante úteis em abordagens morfoestruturais. Souza, Vale e Nascimento (2013), em um estudo realizado no sul da Bahia, lançaram mão da automatização para a demarcação de unidades morfométricas na bacia hidrográfica do rio Peruíbe, por meio de dados do SRTM em ambiente SIG, identificando potencial de contribuição tanto para estudos de evolução da paisagem quanto para os estudos que oferecem subsídios para propostas de planejamento para o uso e a ocupação do solo. Nessa perspectiva também vale destaque para os estudos geomórficos, com abordagem dos *knickpoints* e uso do Índice RED (índice Hack) (MONTEIRO; CORRÊA, 2020; OLIVEIRA; MEDEIROS; BATISTA, 2020). A vetorização de perfis longitudinais topográficos, com a classificação por MAXVER-Máxima Verossimilhança das Feições Simétricas, no ArcGIS 10, também é outra técnica interessante apresentada por Marques et al. (2017).

4.5. Geocronologia e Geomorfologia Estrutural

Os métodos geocronológicos estão na vanguarda das pesquisas das geociências em termos globais. Tais métodos permitem datar eventos naturais de diversas naturezas (endógenas ou exógenas), contribuindo com maior precisão na interpretação da evolução paleoambiental. No âmbito da Geomorfologia Estrutural, existem métodos capazes de analisar soerguimento crustal e seus possíveis reflexos geomorfológicos.

Dentre os métodos mais diretamente relacionados à Geomorfologia Estrutural destaca-se a termocronologia que analisa as taxas de resfriamento da crosta a partir de soerguimentos, já tendo importantes contribuições a partir da interpretação de traços de fissão em apatita no contexto da Província Borborema (NÓBREGA et al., 2005; MORAIS NETO et al., 2008; MORAIS NETO et al., 2009) e São Francisco (JALINEK et al., 2014).

Os isótopos cosmogênicos ajudam a analisar as taxas de erosão da crosta, cuja aceleração também pode ser relacionada com soerguimentos crustais. No âmbito do Nordeste brasileiro esse método ainda não apresenta expressivos resultados publicados, com exceção de apresentações gerais sobre a importância do método com dados preliminares (MORAIS NETO; VASCONCELOS; STONE, 2010) e trabalhos com resultados já divulgados (MARTINS; SALGADO; BARRETO, 2017), contudo, pode-se destacar que esse método é de fundamental importância na interpretação da evolução quaternária nas superfícies de aplainamento regionais.

Além dos métodos citados, pode-se destacar também o uso do LOE (Luminescência Opticamente Estimulada) associado à datação de colúvios estimulados por reativações tectônicas (BEZERRA et al., 2008; GURGEL et al., 2013; FONSÊCA et al., 2020).

5. CONCLUSÃO

O presente trabalho buscou fazer um levantamento acerca das principais produções na área de Geomorfologia Estrutural no âmbito do Nordeste brasileiro, tendo como base os principais meios de divulgação científica nacionais e internacionais. No entanto, os autores têm plena consciência da possibilidade de que relevantes produções de conhecimento geomorfológico possam ter ficado de fora desse levantamento, tendo em vista o expressivo universo de produções em âmbito regional.

A pesquisa geomorfológica no Nordeste brasileiro tem uma rica história evolutiva amparada em diferentes perspectivas metodológicas e que tem dados incomensuráveis contribuições na interpretação do relevo regional. Mesmo assim, ainda existem inúmeros problemas geomorfológicos a serem respondidos no contexto do Nordeste brasileiro e muitas dessas respostas deverão ser respondidas através de uma perspectiva climática no âmbito da geomorfologia, além do acesso aos avanços tecnológicos nos métodos das geociências, dentre eles, a geocronologia.

Referências Bibliográficas

- AB'SÁBER, A. N. Contribuição à Geomorfologia do estado do Maranhão. **Notícia Geomorfológica**, Campinas, Universidade Católica de Campinas, v. 3, n. 5, p 34-45, 1960.
- AB'SÁBER, A. N. O Domínio Morfoclimático Semi-Árido das Caatingas Brasileiras. **Geomorfologia**, n. 43, IG – USP, São Paulo, 1974.
- AB'SÁBER, A. N. Participação das superfícies aplainadas nas paisagens do Nordeste Brasileiro. IGEOG-USP. **Boletim Geomorfologia**, n. 19, p. 1-38, 1969.
- ALMEIDA, F. F. M., HASUI, Y., BRITO NEVES, B. B., FUCK, R. **Províncias estruturais brasileiras**. In: VIII Simpósio de Geologia do Nordeste, Campina Grande: SBG. p. 363. 1977.
- ALVARES, C. A.; STAPE, J. L.; SENTELHAS, P. C.; GONÇALVES, J. L.; SPAROVEK, G. Köppen's climate classification map for Brazil. **Meteor Zeitschrift**, v. 22, n. 6, p. 711-728, 2013.
- ANDRADE FILHO, C. O; ROSSETTI, D. F. Caracterização Morfoestrutural da Porção central emersa da Bacia Paraíba (PB). **Geociências**, v.31, p. 13-39, 2012.
- ARGENTO, M. S. F. **Mapeamento Geomorfológico**. In: GUERRA, A. J. T. e CUNHA, S. B. (org). Geomorfologia: uma atualização de bases e conceitos. 5 ed. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, 2003.
- BARBOSA, A. B. S.; MAIA, R. P. Geomorfologia dos Maciços Costeiros da Região Metropolitana de Fortaleza, Ceará. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 19, n. 3, p. 617-633, 2018.

- BARBOSA, G. V.; SILVA, T. C.; FILHO, T. N.; DEL'ARCO, D. M.; COSTA, R. C. R. Evolução Metodológica para Mapeamento Geomorfológico do Projeto RADAMBRASIL. In: Ministério de Minas e Energia. Boletim Técnico – **Projeto RADAMBRASIL** – Série Geomorfologia, n.1, Salvador, 1984.
- BARBOSA, M. E. F.; FURRIER, M. Sistemas de diaclases e influência tectônica da borda sudeste da bacia sedimentar do Parnaíba: Parque Nacional Serra da Capivara, Brasil. **Revista do Departamento de Geografia**, v. 23, p. 250-266, 2012.
- BARBOSA, M. E. F.; NÓBREGA, W. R.; FURRIER, M. Geomorfologia e morfoestrutura da carta Jacumã, estado da Paraíba, região Nordeste do Brasil. **Revista do Departamento de Geografia**, v. 26, p. 233-251, 2013.
- BARBOSA, T. S.; BARBOSA, M. E. F. Aspectos geomorfológicos e mapeamento das unidades de relevo do município de João Pessoa, PB. **Geografia, Ensino & Pesquisa**, v. 20, n. 1, p. 143-155, 2016.
- BARBOSA, M. E. F.; BOSKI, T.; BEZERRA, F. H. R.; LIMA-FILHO, F. P.; GOMES, M. P.; PEREIRA, L. C.; MAIA, R. P. Late Quaternary infilling of the Assu River embayment and related sea level changes in NE Brazil. **Marine Geology**, v. 405, p. 23-37, 2018.
- BASTOS, F. H. Evidências morfológicas de condições paleoclimáticas úmidas no semiárido brasileiro. **Revista de Geografia**, Recife, v. 35, n. 4 (especial XII SINAGEO), 2018.
- BÉTARD, F. Spatial variations of soil weathering processes in a tropical mountain environment: the Baturité massif and its piedmont (Ceará, NE Brazil). **Catena**, v. 93, p. 18-28, 2012.
- BÉTARD, F.; PEULVAST, J.-P.; CLAUDINO SALES, V. Caracterização morfopedológica de uma serra úmida no semiárido do Nordeste brasileiro: o caso do Maciço de Baturité-CE. **Mercator**, v. 6, n. 12, p. 107-126, 2007.
- BEZERRA, F. H. R.; AMARO, V. E.; VITA-FINZI, C.; SAADI, A. Pliocene-Quaternary 'fault control of sedimentation and coastal plain morphology in NE Brazil. **Jornal of South American Earth Sciences**, Oxford, v.14, p. 61-65, 2011.
- BEZERRA, F. H. R.; BRITO NEVES, B. B.; CORRÊA, A. C. B.; BARRETO, A. M. F.; SUGUIO, K. Late Pleistocene tectonic-geomorphological development within a passive margin The Cariatá trough, northeastern Brazil. **Geomorphology**, v. 97, p. 555-582, 2008.
- BEZERRA, F. H. R.; BARRETO, A. M. F.; SUGUIO, K. Holocene sea-level history on the Rio Grande do Norte State coast, Brazil. **Marine Geology**, v. 196, p. 73-89, 2003.
- BEZERRA, F. H. R.; TAKEYA, M. K.; SOUSA, M. O.; NASCIMENTO, A. F. Coseismic reactivation of the Samambaia fault. **Tectonophysics**, v. 430, p. 27-39, 2007.
- BEZERRA, G. R. F.; ARAÚJO, J. B. P.; SARAIVA JUNIOR, J. C. Geomorfologia da Serra do Feiticeiro em Lajes/RN. **Revista de Geociências do Nordeste**, v. 2, p. 22-32, 2016.
- BIGARELLA, J. J.; ANDRADE, G. O. Considerações sobre a estratigrafia dos sedimentos cenozoicos em Pernambuco (Grupo Barreiras). **Instituto de Ciências da Terra**, arquivos, n. 2, p. 1-14, Recife, 1964.

- BISHOP, P. Drainage rearrangement by river capture, beheading and diversion. **Progress in Physical Geography**, v. 19, n. 4, p. 449-473, 1995.
- BOSKI, T; BEZERRA, F. H. R; PEREIRA, L. F; SOUZA, A. M; MAIA, R. P; LIMA-FILHO, F. P. Sea-level rise since 8.2 ka recorded in the sediments of the Potengi–Jundiá Estuary, NE Brasil. **Marine Geology**, v. 365, p. 1–13, 2015.
- BRANNER, J. C. Caneluras e caldeirões nos granitos nos trópicos. **Boletim Geográfico**, Rio de Janeiro, v. 20, n. 171, p. 621-634, 1962.
- BRITO NEVES, B. B.; FUCK, R. A.; PIMENTEL, M. M. The Brasiliano collage in South America: a review. **Brazilian Journal of Geology**, n. 33, v. 03, p. 493-518, 2014.
- BRITO NEVES, B. B.; SANTOS, E. J.; VAN SCHMUS, W. R. Tectonic history of the Borborema Province, Northeastern Brazil. In: CORDANI, G. U.; MILANI, E. J.; THOMAZ FILHO, A.; CAMPOS, D. A. (Eds.). Tectonic evolution of South America. 31. **International Geological Congress**. Rio de Janeiro, 2000. p. 151-182.
- BÜDEL, J. **Climatic geomorphologie**. Tradução de L. Fischer e D. Busche. New Jersey: Princenton University Press, 1982.
- CALDAS, L. H. R; STATTEGGER, K; VITAL, H. Holocene sea-level history: Evidence from coastal sediments of the northern Rio Grande do Norte coast, NE Brazil. **Marine Geology**, n. 228, p. 39–53, 2006.
- CARNEIRO, M. A., BEZERRA, F. H. R., SILVA, C. C. N., MAIA, R. P.; CAZARIN, C. L. Controle estrutural do sistema cárstico epigenético na Formação Jandaíra - Bacia Potiguar. **Geociências**, v. 34, p. 199, 2015.
- CASTRO, D. L.; BEZERRA, F. H. R.; SOUSA, M. O. L.; FUCK, R. A. Influence of Neoproterozoic tectonic fabric on the origin of the Potiguar Basin, northeastern Brazil and its links with West Africa based on gravity and magnetic data. **Journal of Geodynamics**, n. 54, p. 29-42, 2012.
- CAVALCANTE, D. R. **Considerações Geomorfológicas sobre o Carste do Município de Tejuçuoca, Ceará, Brasil**. Trabalho de Conclusão de Curso de Graduação em Geografia da Universidade Estadual do Ceará (UECE). Licenciatura em Geografia. Fortaleza, 2016.
- CLAUDINO SALES, V. C. **Megageomorfologia do estado do Ceará: história da paisagem geomorfológicas**. Novas edições acadêmicas, 2016. 59p.
- CLAUDINO SALES, V. C. Os Litorais Cearenses. In: SILVA, J. B. et al. (Org.). **Ceará: um novo olhar geográfico**. Fortaleza: edições Demócrito Rocha, 2005.
- CLAUDINO SALES, V. Evolução Morfoestrutural do relevo da margem Continental do estado do Ceará, Nordeste do Brasil. **Revista Caminhos de Geografia**, v. 7, n. 20, p. 1-21, 2007.
- CLAUDINO SALES, V.; PEULVAST, J-P. Geomorfologia da Zona Costeira do estado do Ceará, Nordeste do Brasil. In: SILVA, J. B. et al. (Org.). **Litoral e Sertão: Natureza e Sociedade no Nordeste brasileiro**. Fortaleza: Expressão Gráfica, 2006.
- CLAUDINO SALES, V; LIMA, E. C.; DINIZ, S. F.; CUNHA, S. F. S. Megageomorfologia do Planalto da Ibiapaba, estado do Ceará: uma introdução. **William Morris Davis - Revista de Geomorfologia**, v. 1, n. 1, p.186-209, 2020.

- CLAUDINO SALES, V.; WANG, P.; CARVALHO, A. M. Interactions between Various Headlands, Beaches, and Dunes along the Coast of Ceará State, Northeast Brazil. **Journal of Coastal Research**, v. 34, n. 2, p. 413-428, 2018.
- CLAUDINO-SALES, V.; LIRA, M. C. Megageomorfologia do Noroeste do estado do Ceará, Brasil. **Revista Caminhos de Geografia**, v. 12, n. 38, p. 200-209, 2011.
- CORDEIRO, A. M. N.; BASTOS, F. H.; MAIA, R. P. Caracterização geoambiental e compartimentação geomorfológica da serra do Quincuncá e entorno, Nordeste do Brasil. **Revista do Departamento de Geografia**, v. 34, p. 106-121, 2017.
- CORDEIRO, A. M. N.; BASTOS, F. H.; MAIA, R. P. Formações Concrecionárias e aspectos genéticos e evolutivos do maciço do Quincuncá, Província Borborema. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 19, n. 2, p. 359-372, 2018.
- CORRÊA, A. C. B. História geomorfológica dos compartimentos elevados do Planalto da Borborema, NE do Brasil: A perspectiva da Etchplanação. **Revista de Geografia**, Recife, v. 19, n. 01, p. 61-73, 2003.
- CORRÊA, A. C. B.; TAVARES, B. A. C.; MONTEIRO, K. A.; CAVALCANTI, L. C. S.; LIRA, D. R. Megageomorfologia e morfoestrutura do Planalto da Borborema. **Revista do Instituto Geológico**, n. 31, v. 1/2, p. 35-52, 2010.
- COSTA, A. T.; CLAUDINO-SALES, V. “Os vulcões cearenses”: gênese e evolução dos relevos vulcânicos da Região Metropolitana de Fortaleza, Ceará. **Revista de Geografia**, v. 37, n. 1, p. 01-36, 2020.
- COSTA, L. R. F.; MAIA, R. P.; BARRETO, L. L.; CLAUDINO SALES, V. C. Geomorfologia do Nordeste Setentrional Brasileiro: uma proposta de Classificação. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 21, n. 1, p.185-208, 2020.
- COTTON, C. A. Tectonic landscapes. In: FAIRBRIDGE, R. W. (Ed.). **The encyclopedia of geomorphology**. Encyclopedia of Earth Sciences. Pennsylvania, Dowden, Hulchinson and Koss Inc, 1968. p. 1109-1116, 1968.
- COUTO, E. V.; MANIERI, D. D.; MANOSSO, F. C.; FORTES, E. Correlação morfoestrutural da rede de drenagem e lineamentos da borda planáltica, Faxinal, Paraná. **Geociências**, UNESP, v. 30, n. 3, p. 315-326, 2011.
- CZAJKA, W. Estudos geomorfológicos no Nordeste brasileiro. **Revista Brasileira de Geografia**, v. 20, n. 2, p.135-180, 1958.
- DEMANGEOT, J. Essai sur le relief du Nord-Est brésilien. **Ann. Géogr.**, v. 69, n. 372, p. 157-176, 1960.
- DOMINGUEZ, J. M. L.; BITTENCOURT, A.C.S.P. Regional Assessment of Long-term Trends of Coastal Erosion in Northeastern Brazil. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, v. 68, n. 3, p. 355-371, 1996.
- DRESCH, J. Les problèmes géomorphologiques du Nord-Est Brésilien. **Bulletin de l'Association de Géographes Français**, v. 34, n. 263-264, p. 48-59, 1957.
- ETCHEBEHERE, M. L. C.; SAAD, A. R.; FULFARO, V. J.; PERINOTTO, J. A. J. Aplicação do Índice Relação Declividade-Extensão - RDE na bacia do Rio do Peixe (SP) para detecção de deformações neotectônicas. **Revista do Instituto de Geociências**, v. 4, n. 2, p. 43-56, 2004.
- FONSÊCA, D. N.; CORRÊA, A. C. B.; TAVARES, B. A. C.; LIRA, D. R.; BARROS, A. C. M.; MÜTZEMBERG, D. S. Coupling of tectonic factors and precipitation

- variability as a driver of Late Quaternary aggradation in Northeast Brazil. **Earth Surface Processes and Landforms**, v. 103, p. 102729-102741, 2020.
- FURRIER, M. Geomorphology, morphometry and evidence of tectonics in the Araçaji Chart, Eastern Edge of Paraíba. **Revista Brasileira de Geografia Física**, v. 13, n. 04, p. 1570-1586, 2020.
- FURRIER, M.; BARBOSA, M. E. F. Sistemas de diaclases e influência tectônica da borda sudeste da bacia sedimentar do Parnaíba: Parque Nacional Serra da Capivara, Brasil. **Revista do Departamento de Geografia (USP)**, v. 23, p. 250-266, 2012.
- FURRIER, M.; NÓBREGA, W.; SOUZA, A. Análise morfométrica e morfotectônica do gráben do rio Mamanguape e adjacências, borda oriental do estado da Paraíba, Brasil. **Revista do Departamento de Geografia**, v. 28, p. 25-38, 2014.
- GERASIMOV, I. P. **Opyt geologièeskogo strojenija**. SSSR. Problemy Fizièkoj, v. 12, p. 33-46. 1946.
- GERASIMOV, I. P.; MESCERJAKOV, J. P. Morphostrucure. In: FAIRBRIDGE, R. W. (Ed.). **The encyclopedia of geomorphology**. Encyclopedia of Earth Sciences. Pennsylvania, Dowden, Hulchinson and Koss Inc, 1968. p. 731-732.
- GERRARD, A. J. **Rock and Landforms**. Unwin Hyman, London. 1988. 319p.
- GOMES, I. P., VERÍSSIMO, C. U. V., BEZERRA, F. H. R., SANTOS, J. L., CÂMARA, J. R. F. Fraturas, carste e cavernas nos calcários Jandaíra em Felipe Guerra, Rio Grande do Norte. **Revista do Instituto de Geociências, USP**, v. 19, n. 1, p. 4-67, 2019.
- GURGEL, S. P. P.; BEZERRA, F. H. R.; CORRÊA, A. C. B.; MARQUES, F. O.; MAIA, R. P. Cenozoic uplift and erosion of structural landforms in NE Brazil. **Geomorphology**, v. 186, p. 68-84, 2013.
- HAYAKAWA, E. H.; ROSSETTI, D. F. Caracterização da rede de drenagem da bacia do médio e baixo curso rio Madeira. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 13, n. 4, p. 401-418, 2012.
- HOLBROOK, J.; SCHUMM, S. A. Geomorphic and sedimentary response of rivers to tectonic deformation: a brief review and critique of a tool for recognizing, subtle apeirogenic deformation in modern and ancient settings. **Tectonophysics**, v. 305, p. 287-306, 1999.
- HOWARD, A. D. Drainage analysis in geologic interpretation: a summation. **Bulletin Amarerican Association of Petroleum Geologist**, v. 51, n. 11, p. 2246-2259. 1967.
- JAPSEN, P.; BONOW, J. M.; GREEN, P. F.; COBBOLD, P. R.; CHIOSSI, D.; LILLETVEIT, R.; MAGNAVITA, L. P.; PEDREIRA, A. Episodic burial and exhumation in NE Brazil after opening of the South Atlantic. **Geological Society of America Bulletin**, 2012.
- JELINEK, A. R.; CHEMALE JR., F.; BEEK, P. A.; GUADAGNIN, F.; CUPERTINO, J. A.; VIANA, A. Denudation history and landscape evolution of the northern East-Brazilian continental margin from apatite fission-track thermochronology. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 54, p. 158-181, 2014.
- JUNIOR, F. W. C. **Aspectos geomorfológicos e goespeleologia do carste da região de Iraquara, centro-norte da Chapada Diamantina, Estado da Bahia**. 133f.

Dissertação (Mestrado em Geociências) - Programa de Pós-Graduação em Geoquímica e Geotectônica, Universidade de São Paulo, São Paulo, 1998.

KING, L. C. A geomorfologia do Brasil oriental. **Revista Brasileira de Geociências**, v.18, n. 2, p. 147-265, 1956.

LIMA, C. C. U.; BEZERRA, F. H. R.; NOGUEIRA, F. C. C.; MAIA, R. P.; SOUSA, M. O. L. Quaternary fault control on the coastal sedimentation and morphology of the São Francisco coastal plain, Brazil. **Tectonophysics**, v. 628, p. 1-14, 2014.

LIMA, D. L. S.; BASTOS, F. H.; CORDEIRO, A. M. N.; MAIA, R. P. Geomorfologia granítica do Maciço de Uruburetama, Ceará, Brasil. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, São Paulo, v. 20, n. 2, p. 373-395, 2019.

LIMA, G. M. P.; CORRÊA-GOMES, L. C. Itatim geomorphological site: Largest concentration of inselbergs in Brazil. In VIEIRA B.C.; SALGADO A. A. R., SANTOS L. J. C. (Org.) **Landscapes and landforms of Brazil**. Springer, Dordrecht: p 371-380. 2015.

LIMA, I. M. M. F. Relevo do Piauí: uma proposta de classificação. In: **CARTA CEPRO**. Teresina. v.12, n.2, p.55-84, 1987.

LIMA, M. I. C. **Introdução à interpretação radargeológica**. Rio de Janeiro: IBGE, 1995. 124p.

LINS, R. C. **Bacia do Parnaíba**: aspectos fisiográficos. Instituto Joaquim Nabuco de Pesquisas Sociais, Recife, 1978. 173p.

MABESOONE, J. M.; CASTRO, C. **Desenvolvimento geomorfológico do nordeste brasileiro**. Bol. Núcleo Nordeste da SGB, Recife, 3, pp. 5-35, 1975.

MAIA, L. P.; GASTÃO, F. G. C.; TATUMI, S. H.; LACERDA, L. D. A Utilização do Método de Luminescência Opticamente Estimulada para a Datação de Sedimentos de Dunas Costeiras do Nordeste Setentrional do Brasil. **Revista Virtual de Química**, v. 3, n. 2, p. 103-115, 2011.

MAIA, R. P. Condicionamento estrutural do relevo do nordeste setentrional brasileiro. **Mercator**, v. 13, n. 1, p. 127-141, 2014a.

MAIA, R. P. **Tópicos de geomorfologia estrutural**: Nordeste brasileiro. Fortaleza: Edições UFC, 2014b. 124p.

MAIA, R. P.; BASTOS, F. H.; NASCIMENTO, M. A. L.; LIMA, D. L. S.; CORDEIRO, A. M. N. **Paisagens Graníticas do Nordeste Brasileiro**. Edições UFC. 104 pp. Fortaleza, 2018.

MAIA, R. P.; BÉTARD, F.; BEZERRA, F. H. R. Geomorfologia dos maciços de Portalegre e Martins – NE do Brasil: inversão do relevo em análise. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 17, n. 2, p. 273-285, 2016.

MAIA, R. P.; BEZERRA, H. R. Neotectônica, geomorfologia e sistemas fluviais: uma análise preliminar do contexto nordestino. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 12, n. 3, p. 37-46, 2011.

MAIA, R. P.; BEZERRA, H. R.; MASCIMENTO, M. A. L.; CASTRO, H. S.; MEDEIROS, A. J. A.; ROTHIS, L. M. Geomorfologia do campo de inselbergues de Quixadá, Nordeste do Brasil. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 16, n. 2, p. 239-253, 2015.

- MAIA, R. P.; NASCIMENTO, M. A. L. Relevos graníticos do Nordeste brasileiro. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 19, n. 2, p. 373-389, 2018.
- MAIA, R. P.; SOUSA, M. O. L.; BEZERRA, F. H. R.; NETO, P. X.; LIMA, E. N. M.; SILVA, C. C. N.; SANTOS, R. D. A importância do controle tectônico para a formação da paisagem cárstica na bacia Potiguar, Nordeste do Brasil. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v.13, n.4, p.451-463, 2012.
- MARQUES, A. L.; SILVA, J. B.; MOURA, D. C.; SILVA, D. G. Caracterização morfoestrutural e morfoescultural do Cariri paraibano. **ACTA Geográfica**, v. 11, n. 27, p. 231-242, 2017.
- MARTINS, F. P.; SALGADO, A. A. R.; BARRETO, H. N. Morfogênese da Chapada das Mesas (Maranhão - Tocantins): Paisagem Cárstica e Poligenética. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v.18, n. 3, p.623-635, 2017.
- MARTINS, J. A.; CASTELO BRANCO, R. M. G.; CASTRO, N. A.; PEULVAST, J. P.; JUNIOR, S. B. L. Morphological analysis of the São Miguel do Tapuio circular structure, Piauí – Brazil. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v.17, n.4, p.763-781, 2016.
- MATOS, R. M. D. Tectonic evolution of the equatorial South Atlantic. In: MOHRIAK, W.; TALWANI, M. (Eds.). **Atlantic rift and continental margin**. American Geophysical Union. Publisher Am. Geophys. Union, Washington D. C., p. 331-354, 2000.
- MESCERJAKOV, J. P. Les concepts de morphostructure et de morphosculpture, un nouvel instrument de l'analyse géomorphologique. **Annales de Géographie**, v. 77, n. 423, p. 539-552, 1968.
- MIGÓN, P.; MAIA, R. P. Pedra da Boca, Pai Mateus, and Quixadá-Three Possible Key Geoheritage Sites in Northeast Brazil. **Geoheritage**, v.12, n. 51, 20p, 2020.
- MIZUSAKI, A. M. P., THOMAZ FILHO, A. O magmatismo pós-paleozóico no Brasil. In: MANTESSO-NETO, V.; BARTORELLI, A.; CARNEIRO, C. D. R.; BRITO NEVES, B. B. (Eds.). **Geologia do Continente Sul Americano: Evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida**. São Paulo: Beca, 2004. p. 471-486.
- MONTEIRO, K. A.; CORRÊA, A. C. B. Application of morphometric techniques for the delimitation of Borborema Highlands, northeast of Brazil, eastern escarpment from drainage knick-points. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 103, 2020.
- MORAIS NETO, J. M.; GREEN, P. F.; KARNER, G. D.; ALKMIM, F. F. Age of the Serra do Martins Formation, Borborema Plateau, northeastern Brazil: constraints from apatite and zircon fission track analysis. **Boletim de Geociências da Petrobras**, v. 16, p. 23-52. 2008.
- MORAIS NETO, J. M.; HEGARTY, K. A.; KARNER, G. D.; ALKMIM, F. F. Timing and mechanisms for the generation and modification of the anomalous topography of the Borborema Province, northeastern Brazil. **Marine and Petroleum Geology**, v. 26, p. 1070–1086, 2009.
- MORAIS NETO, J. M.; VASCONCELOS, P. M.; STONE, J. **Tuning the landscape evolution in the Borborema Province, northeastern Brazil, by reconciling low-temperature thermochronology and ¹⁰Be isotope analysis**. VII SSAGI - South American Symposium on Isotope Geology. Brasília, 2010.

- MORAIS, J. O., XIMENES NETO, A. R., PESSOA, P. R. S., PINHEIRO, L. S. Morphological and sedimentary patterns of a semi-arid shelf, Northeast Brazil. **Geo-Marine Letters**, 2019. p. 1-8.
- MORAIS, J.O; PINHEIRO, L. S.; PESSOA, P. R. S.; FREIRE, G. S. S.; CARVALHO, A. M.; GUERRA, R. G. P.; BARROS, E. L.; MOURA, F. M. Ceará. In: MUEHE, D. **Panorama da Erosão Costeira do Brasil**. Brasília: MMA, p. 261-288, 2018.
- MOREIRA, A. A. N. Relevo. In: IBGE. **Geografia do Brasil: região Nordeste**. Rio de Janeiro, SERGRAF, v. 5, p. 1-45, 1977.
- MOURA, C. A.; JIMÉNEZ-RUEDA, J. R. Aplicação da análise morfoestrutural na caracterização da aptidão do meio físico a múltiplos usos em Caraguatatuba – SP. **Revista de Geografia**, v. 31, n. 1, p. 25-38, 2014.
- MOURA, P. E. F. **Evolução geomorfológica do relevo cárstico do município de Martins-Rio Grande do Norte**. 163f. Dissertação (Mestrado em Geografia) - Programa de Pós-Graduação em Geografia, Universidade Federal do Ceará, Fortaleza, 2017.
- MOURA-FÉ, M. M. Análise das unidades geomorfológicas da Ibiapaba setentrional (noroeste do estado do Ceará, Brasil). **Caminhos de Geografia**, v.18, n.63, p. 240-266, 2017a.
- MOURA-FÉ, M. M. Morfoestruturas da Ibiapaba Setentrional (Noroeste do Estado do Ceará, Brasil). **Caminhos de Geografia**, v. 19, n. 65, p. 159-179, 2018.
- MUTZENBERG, D.; CORREA, A. C. B.; TAVARES, B. A. C.; CISNEIROS, D. Serra Da Capivara National Park: Ruinform Landscapes on The Parnaiba Cuesta. In: In VIEIRA B.C.; SALGADO A. A. R., SANTOS L. J. C. (Org.) **Landscapes and landforms of Brazil**. Springer, Dordrecht: p. 253-263. 2015.
- NIMER, E. **Climatologia do Brasil**. Rio de Janeiro: Fundação IBGE, 421p, 1979.
- NÓBREGA, M. A.; SÁ, J. M.; BEZERRA, F. H. R.; HADLER NETO, J. C.; IUNES, P. J.; GUEDES, S.; TELLO SAENZ, C. A.; HACKSPACHER, P. C.; LIMA FILHO, F. P. The use of apatite fission track thermochronology to constrain fault movement and sedimentary basin evolution in northeastern Brazil. **Radiation Measurements**, v. 39, p. 627-633, 2005.
- NÓBREGA, M. A.; SÁ, J. M.; BEZERRA, F. H. R.; HADLER NETO, J. C.; IUNES, P. J.; GUEDES, S.; TELLO SAENZ, C. A.; HACKSPACHER, P. C.; LIMA FILHO, F. P. The use of apatite fission track thermochronology to constrain fault movement and sedimentary basin evolution in northeastern Brazil. **Radiation Measurements**, v. 39, p. 627-633, 2005.
- OLIVEIRA, G. P.; MEDEIROS, D. B. S.; BATISTA, C. T. Mapeamento e análise morfoestrutural do maciço de João do Vale (RN-PB). **Revista de Geociências do Nordeste**, v. 6, n. 1, p. 18-27, 2020.
- OLIVEIRA, J. H. M.; CHAVES, J. M. Mapeamento e caracterização geomorfológica: ecorregião Raso da Catarina e entorno NE da Bahia. **Mercator**, v. 9, n. 20, p. 217-238, 2010.
- OLIVEIRA; M. A. T.; SANTOS, J. C.; LEMOS, R. 80,000 years of geophysical stratigraphic record at the Serra da Capivara National Park, in northeastern Brazil: Uncovering hidden deposits and landforms at a canyon's floor. **Journal of South American Earth Sciences**, (no prelo), 2020.

PENCK, W. **Die morphologische Analyse**. Ein Kapietel der Physikalischen Geologie. Engelhorn's Nachf., Stuttgart, 1924. 283p. Tradução da obra em língua inglesa por Czech, Hella; Boswell, Katharine Cumming. Morphological analysis of landforms. MacMillan and Co., London, 1953. 429p.

PENTEADO, M. M. **Fundamentos de geomorfologia**. 3. ed. Rio de Janeiro: IBGE, 1983. 186p.

PEREIRA, R. G. F. A., GONÇALVES, T. S., REIS, M. O carste e as cavernas de Paripiranga (BA). **Espeleo-Tema**, v. 28, n.1, p. 35-47, 2017.

PESSOA NETO, O. C. Estratigrafia de sequências da plataforma mista neogênica na Bacia Potiguar, Margem Equatorial Brasileira. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 33, n. 3, p. 263-278, 2003.

PEULVAST J-P., BÉTARD F. **Landforms and Landscape Evolution of the Equatorial Margin of Northeast Brazil: An Overview**. Springer, Earth System Sciences Series, 2015b. 186p.

PEULVAST, J. P. ; CLAUDINO SALES, V. La bande côtière de l'Etat du Ceará, Nord-est du Brésil: présentation geomorphologique. **Mercator**, v. 5, p. 95-118, 2004b.

PEULVAST, J-P. ; CLAUDINO SALES, V.; BÉTARD, F.; GUNNELL, Y. Low post-Cenomanian denudation depths across the Brazilian Northeast: implications for long-term landscape evolution at a transform continental margin. **Global and Planetary Change**, v. 62, p. 39-60, 2008.

PEULVAST, J-P.; BÉTARD, F. A history of basin inversion, scarp retreat and shallow denudation: the Araripe basin as a keystone for understanding long-term landscape evolution in NE Brazil. **Geomorphology**, v. 233, p. 20-40, 2015a.

PEULVAST, J-P.; BÉTARD, F. Evolução morfoestrutural e morfopedológica do Maciço de Baturité e de seu Piemonte: do Cretáceo ao presente. In: BASTOS, F. H. (Org.). **Serra de Baturité: uma visão integrada das questões ambientais**. Fortaleza: Expressão Gráfica e Editor, p. 35-59, 2011.

PEULVAST, J-P.; CLAUDINO SALES, V. **Mapa morfoestrutural do Ceará e áreas adjacentes do Rio Grande do Norte e da Paraíba**. In: Brasil. Atlas digital de geologia e recursos minerais do Ceará. Mapa na escala 1:500.000. Fortaleza: Serviço Geológico do Brasil, 2003.

PEULVAST, J-P.; CLAUDINO SALES, V. Stepped Surfaces and Paleolandforms in the Northern Brazilian "Nordeste": constraints on models of morphotectonic evolution. **Geomorphology**, n. 62, p. 89-122, 2004a.

PEULVAST, J-P.; CLAUDINO SALES, V.; BÉTARD, F. Morphologie des escarpements et des piémonts sur la marge passive équatoriale du "Nordeste" brésilien: évolution du Néogène à l'Actuel et ses facteurs. **Bulletin de l'Association de Géographes Français – Géographies**, v. 85, n. 2, p. 226-236. 2008.

PEULVAST, J-P.; CLAUDINO SALES, V.; BEZERRA, F. H. R.; BÉTARD, F. Landforms and neotectonics in the equatorial passive margin of Brazil. **Geodinamica Acta**, v. 19, n. 1, p. 51-71, 2006.

PEULVAST, J-P.; VANNEY, J. R. **Géomorphologie Structurale**, v. 1: relief et structure. Paris/Orléans: Gordon and Breach et BRGM, 2001. 505p.

- PINHEIRO, L. S. ; MORAIS, J. O. ; MAIA, L. P. The Beaches of Ceará. In: SHORT, A. D. ; KLEIN, A. H. F. **Brazilian Beach Systems**. Springer, 2016.
- RABELO, J.; MAIA, R. P.; BEZERRA, F. H. R.; SILVA, C. C. N. Karstification and fluidflow in carbonate units controlled by propagation and linkage of mesoscale fractures, Jandaíra Formation, Brazil. **Geomorphology**, v. 357, p. 1-17, 2020.
- RODRIGUES, W. S.; MAIA, R. P. Condicionamento morfoestrutural dos relevos no entorno do distrito de Taperuaba, sertão central do Ceará, Brasil. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 20, n. 1, p.35-52, 2019.
- RODRIGUES, W. S.; MAIA, R. P.; GOMES, D. D. M. Condicionamento morfoestrutural do inselberg pedra da Andorinha, sertão norte do Ceará, Brasil. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 20, n. 4, p. 861-876, 2019.
- RODRÍGUEZ-TRIBALDOS, V.; WHITE, N. J.; ROBERTS, G. G.; HOGGARD, M. J. Spatial and temporal uplift history of South America from calibrated drainage analysis. **Geochemistry, Geophysics, Geosystems**, v. 18, ed. 6, p. 2321-2353, 2017.
- RUELLAN, F. Problemas do relevo e da estrutura do Brasil. **Boletim Geográfico**, Rio de Janeiro, ano X, n. 102, p. 620-624, 1951.
- SAADI, A. Modelos morfogênicos e tectônica global: reflexões conciliatórias. **Geonomos**, n.6, v. 2, p. 55-63, 1998.
- SAADI, A.; BEZERRA, F. H. R.; COSTA, R. D.; IGREJA, H. L. S.; FRANZINELLI, E. Neotectônica da plataforma brasileira. In: SOUZA, C. R. G. (Ed.). **Quaternário do Brasil**. Ribeirão Preto: Holos Editora, 2005. p. 211-234.
- SAADI, A.; TORQUATO, J.R. **Contribuição à neotectônica do Estado do Ceará**. Revista de Geologia, Fortaleza - CE. 5, pp. 5-38, 1992.
- SANTOS, F. L. A., NASCIMENTO, F., R.; CLAUDINO SALES, V. Ciclo dos supercontinentes e reflexos morfoestruturais no Noroeste do Ceará/Brasil. **Ateliê Geográfico**, v. 14, n. 2, p. 67-90, 2020.
- SANTOS, J. M.; SALGADO, A. A, R. Gênese da superfície erosiva em ambiente semiárido - Milagres/BA: Considerações preliminares. **Revista de Geografia**, v. especial, VIII SINAGEO, n. 1, p. 236-247, 2010.
- SCHUMM, S. A. River response to baselevel change: Implications for sequence stratigraphy. **Journal of Geology**, v. 101, p. 279-294, 1993.
- SCHUMM, S. A.; DUMONT, J. F.; HOLBROOK, J. M. **Active tectonics and alluvial rivers**. Cambridge: Cambridge University Press, 2002. 292p.
- SILVA, F. E; VITAL, H. Quantifying the high coastal dynamics of tropical mesotidal barrier island-spit systems: case study in Northeast Brazil. **Geo-Marine Letters**, 2019.
- SILVA, M. B.; MAIA, R. P. Caracterização morfoestrutural do alto curso da bacia hidrográfica do rio Jaguaribe, Ceará-Brasil. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 18, n. 3, p. 637-655, 2017.
- SILVA, O. L.; BEZERRA, F. H. R.; MAIA, R. P.; CAZARIN, C. L. Karst landforms revealed at various scales using LiDAR and UAV in semi-arid Brazil: Consideration on karstification processes and methodological constraints. **Geomorphology**, v. 295, p. 1-20, 2017.

- SILVA, T. M.; MONTEIRO, H. S.; CRUZ, M. A.; MOURA, J. R. S. Anomalias de drenagem e evolução da paisagem no médio vale do rio Paraíba do Sul (RJ/SP). **Anuário do Instituto de Geociências**, UFRJ, v. 29, n. 2, p. 210-224, 2006.
- SOUZA A. S.; FURRIER, M. Técnicas de Mapeamento Geomorfológico Aplicadas em Escala de Detalhe **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 20, n. 1, p. 89-103, 2019.
- SOUZA, J. O. P. Análise da precisão altimétrica dos modelos digitais de elevação para área semiárida do Nordeste brasileiro. **Revista do Departamento de Geografia**, v. 30, p. 56-64, 2015.
- SOUZA, M. J. N. Contribuição ao Estudo das Unidades Morfo-Estruturais do Ceará. **Revista de Geologia**, UFC, v. 1, 1988.
- SOUZA, S. O.; VALE, C. C.; NASCIMENTO, F. H. Bacia do rio Peruípe (BA): ensaio de classificação morfométrica por meio de dados SRTM. **Caminhos de Geografia**, v. 14, n. 47, p. 208–222, 2013.
- SUMMERFIELD, M. A. **Global geomorphology: an introduction to the study of landforms**. New York: John Wiley & Sons, 1991. 537p.
- TAVARES, B. A. C.; CORREA, A. C. B. Aplicação do índice de Hack no rio Ipojuca para identificação de setores anômalos de drenagem e rupturas de relevo. **Geociências** (São Paulo. Online), v. 33, p. 535-547, 2014.
- TESTA, V; BOSENCE, D. W. J. Physical and biological controls on the formation of carbonate and siliciclastic bedforms on the North-East Brazilian shelf. **Sedimentology**, v. 46, p. 279–301, 1999.
- THORNBURY, W. D. **Princípios de geomorfología**. Buenos Aires: Editorial Kapelusz, 1966. p. 17-35.
- TRICART, J. Divisão morfoclimática do Brasil Atlântico Central. **Boletim Paulista de Geografia**, São Paulo. n. 31. p. 3-4. 1959.
- TRICART, J. **Ecodinâmica**. Rio de Janeiro: IBGE/SUPREM, 1977. 91p.
- TRICART, J. **Structural geomorphology**. London: New York Longman, 1974. 305p.
- TRICART, J.; CARDOSO DA SILVA, T. **Estudos de geomorfologia da Bahia e Sergipe. Fundação para o Desenvolvimento da Bahia, Salvador**. 1968. 167p.
- TWIDALE, C. R. River patterns and their meaning. **Earth-Science Reviews**, v. 67, p. 159-218, 2004.
- WANG, X.; AULER, A. S.; EDWARDS, R. L.; CHENG, H.; CRISTALLI, P. S.; SMART, P. L.; RICHARDS, D. A.; SHEN, C. C. Wet periods in northeastern Brazil over the past 210 kyr linked to distant climate anomalies. **Nature**, v. 432, p. 740-743, 2004.