

Revisões de Literatura da Geomorfologia Brasileira



caliantra



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

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>).

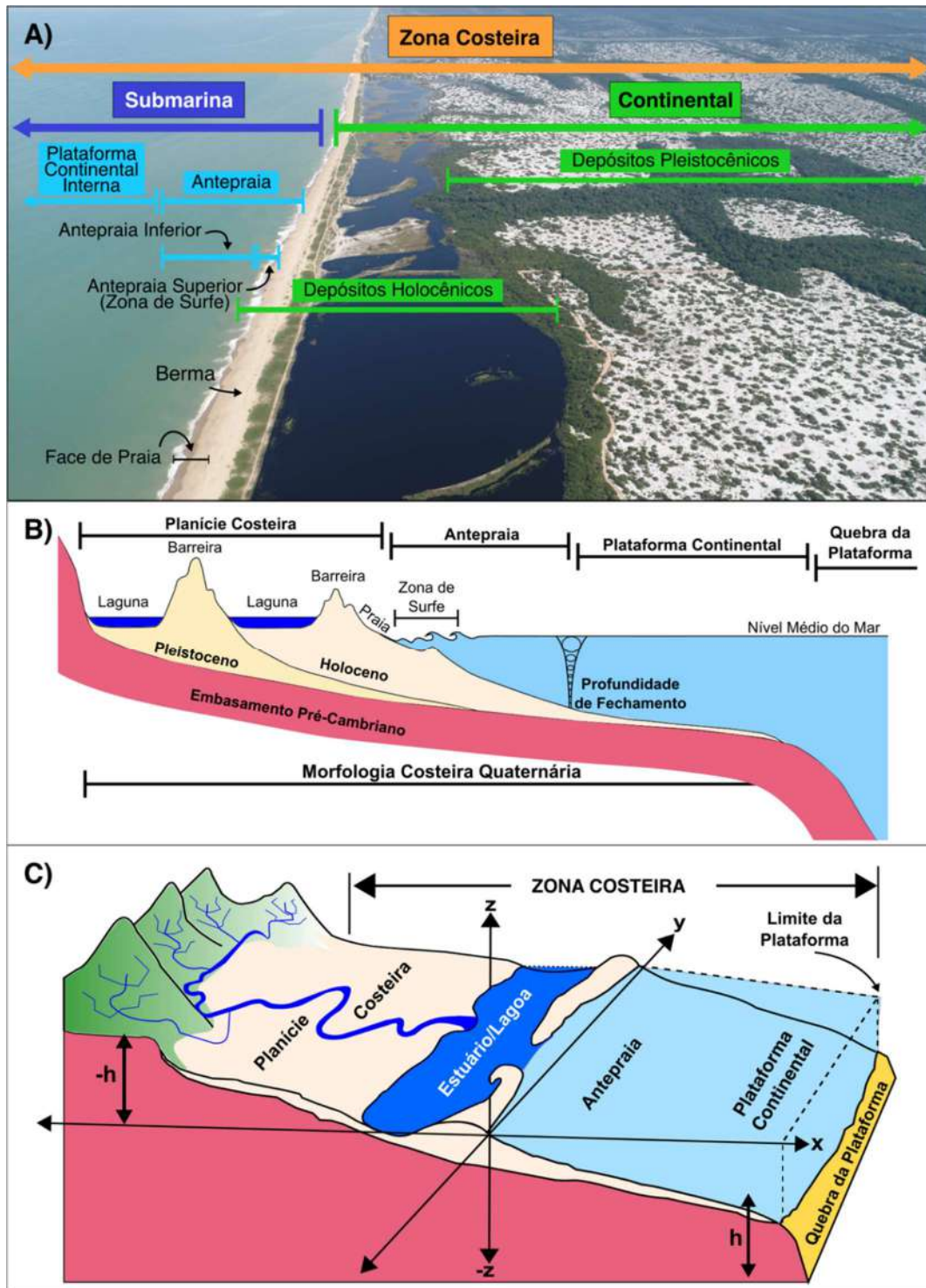


Figura 1. (A) Distribuição espacial de diferentes ambientes quaternários da zona costeira a partir de uma fotografia aérea oblíqua obtida na planície deltaica do Rio Paraíba do Sul (coordenadas aproximadas: Lat. -22,201691; Long. -41,451713). (B) Perfil topográfico esquemático transversal à zona costeira 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.

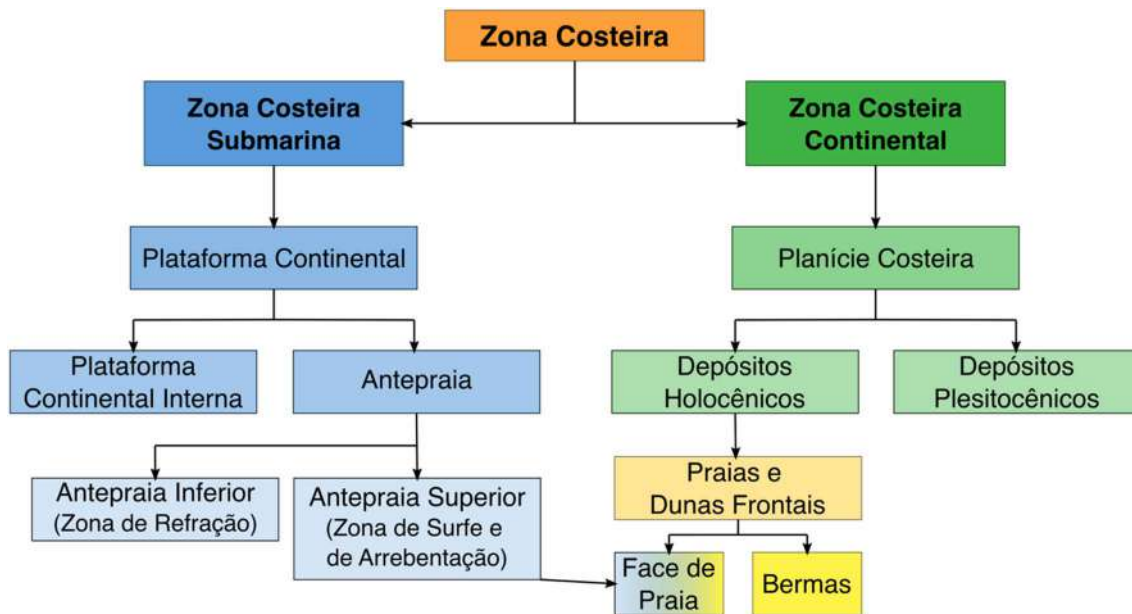


Figura 2. Distribuição esquemática da zona costeira, a partir de um fluxograma de distribuição dos ambientes. Neste capítulo estão discutidos os aspectos relativos à zona costeira continental, e algumas breves considerações sobre a antepraia.

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.

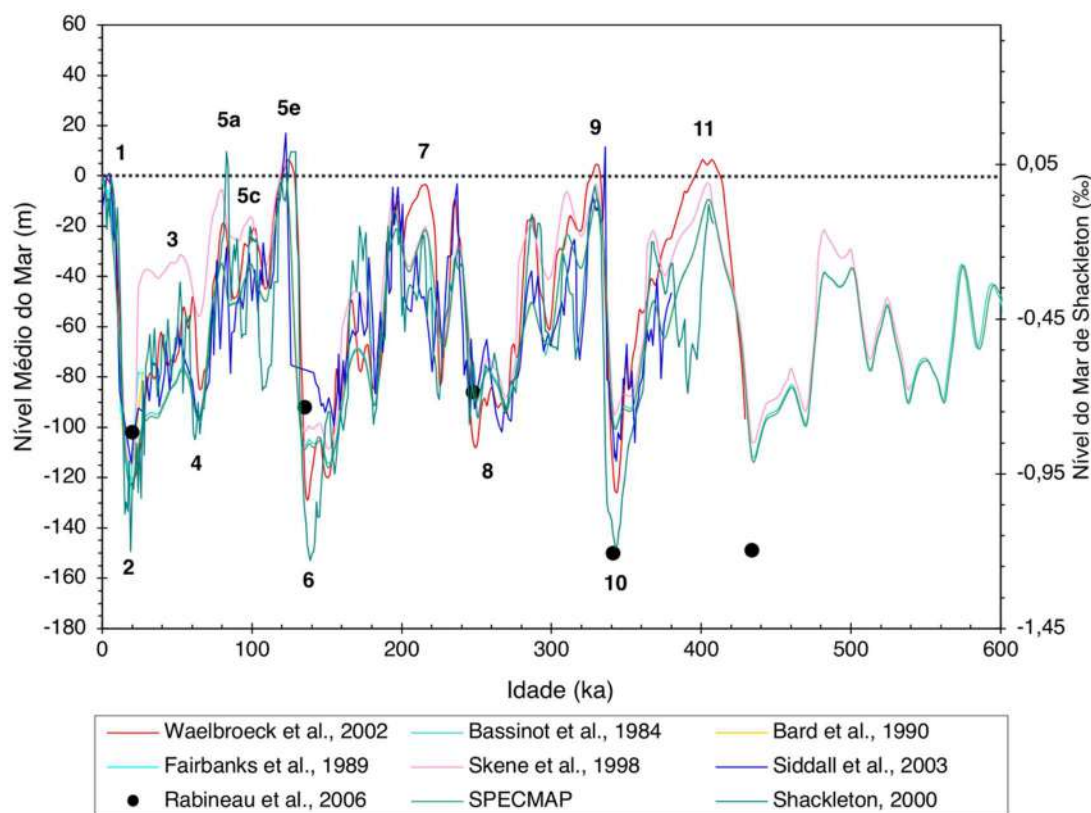


Figura 4. Variações climáticas descritas por diferentes estágios isotópicos durante parte do Quaternário (verificar o tempo – ka, na escala das abcissas), com os números referentes aos MIS. Fonte: dados disponíveis em Rabineau *et al.* (2006), que disponibiliza em tabelas os registros obtidos por diferentes 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.

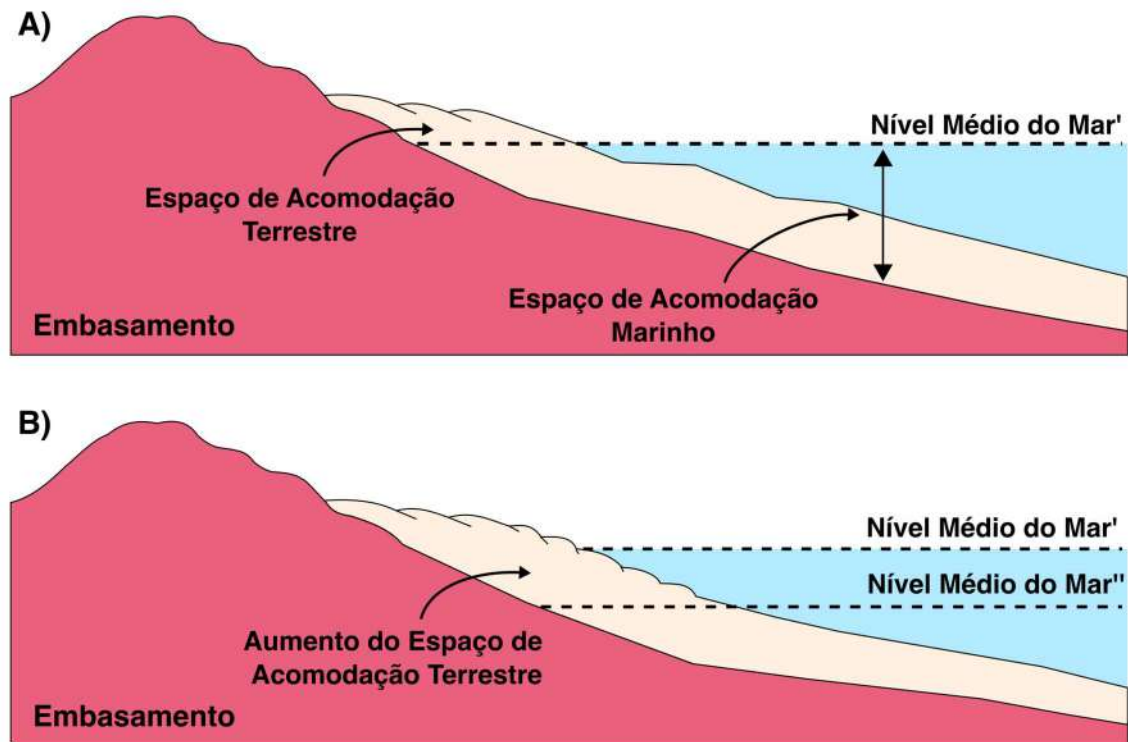


Figura 5. Esquema de abertura de espaço de acomodação terrestre em função da diminuição do nível do mar, desprezando movimentação tectônica. Em (A) a situação atual do nível do mar, com os sedimentos quaternários acomodados sobre o embasamento. Em (B), em uma condição de nível do mar abaixando, abrindo 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).

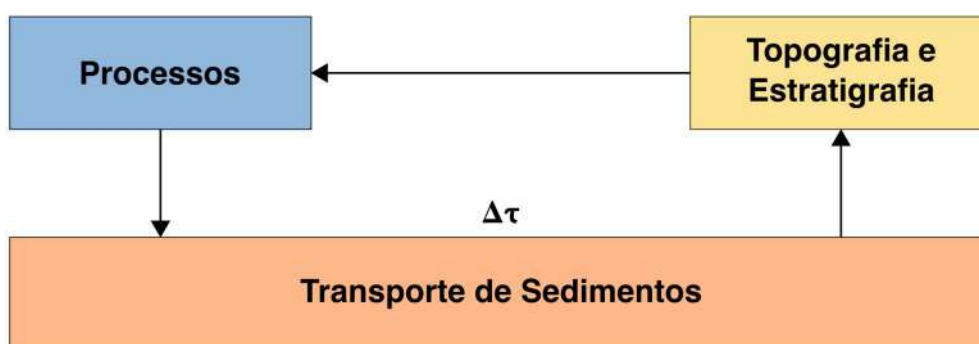


Figura 6. Esquema morfoodinâmico mostrando a interrelação entre processos, transporte de sedimentos e formas de relevo. Modificado de Carter e Woodroffe (1994).

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.

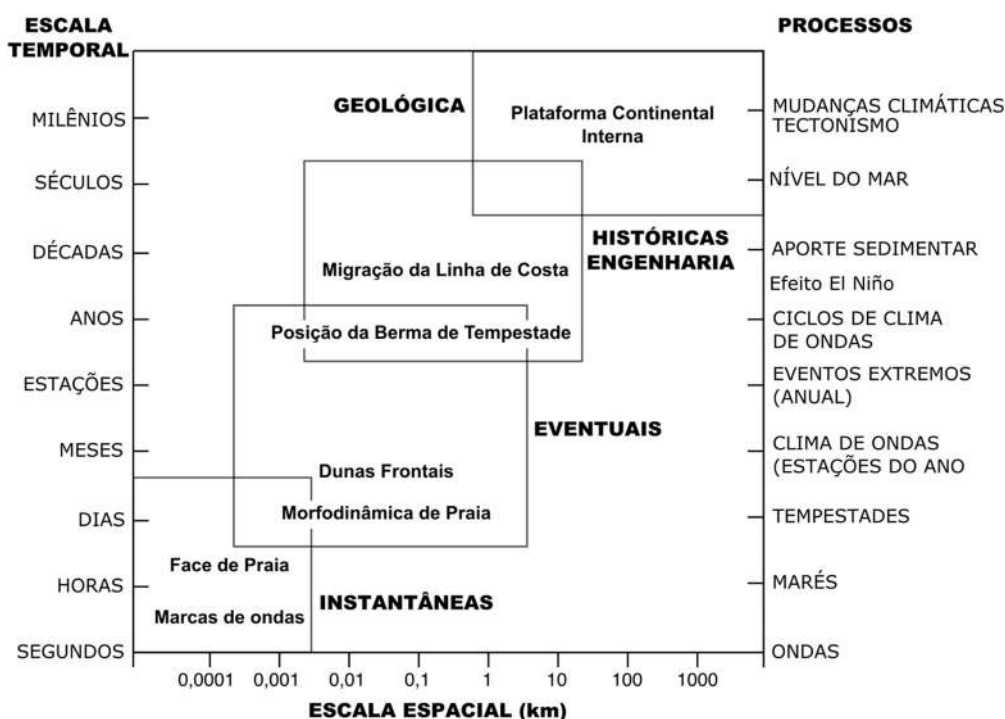


Figura 7. Distribuição das escalas espacial (x) e temporal (y), com os processos governantes, identificando diferentes ambientes que seriam dinamicamente alterados. Modificado de Carter e Woodroffe (1994). A partir de determinados processos definidos por escalas de tempo e espaço, flutuações em alguns 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).

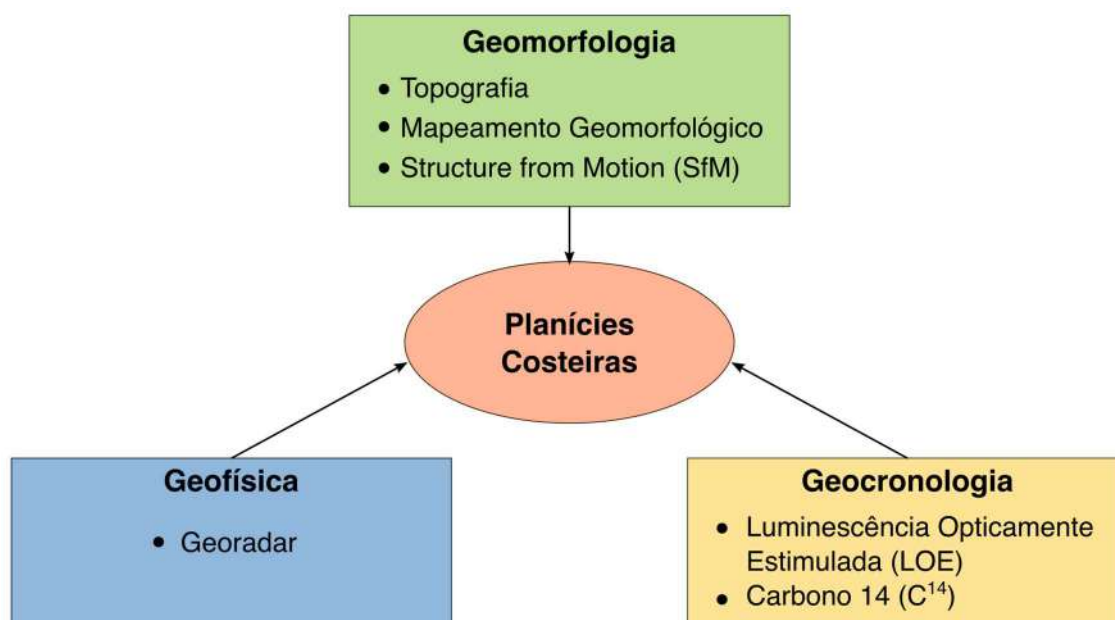


Figura 8. Possibilidades metodológicas para se determinar a morfodinâmica costeira a partir da relação de três conhecimentos fundamentais derivados da geofísica, da geocronologia e da geomorfologia a partir de imagens de drones. A partir desses métodos chega-se ao acrônimo **GLuD**, que junta GPR, Luminescência 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.

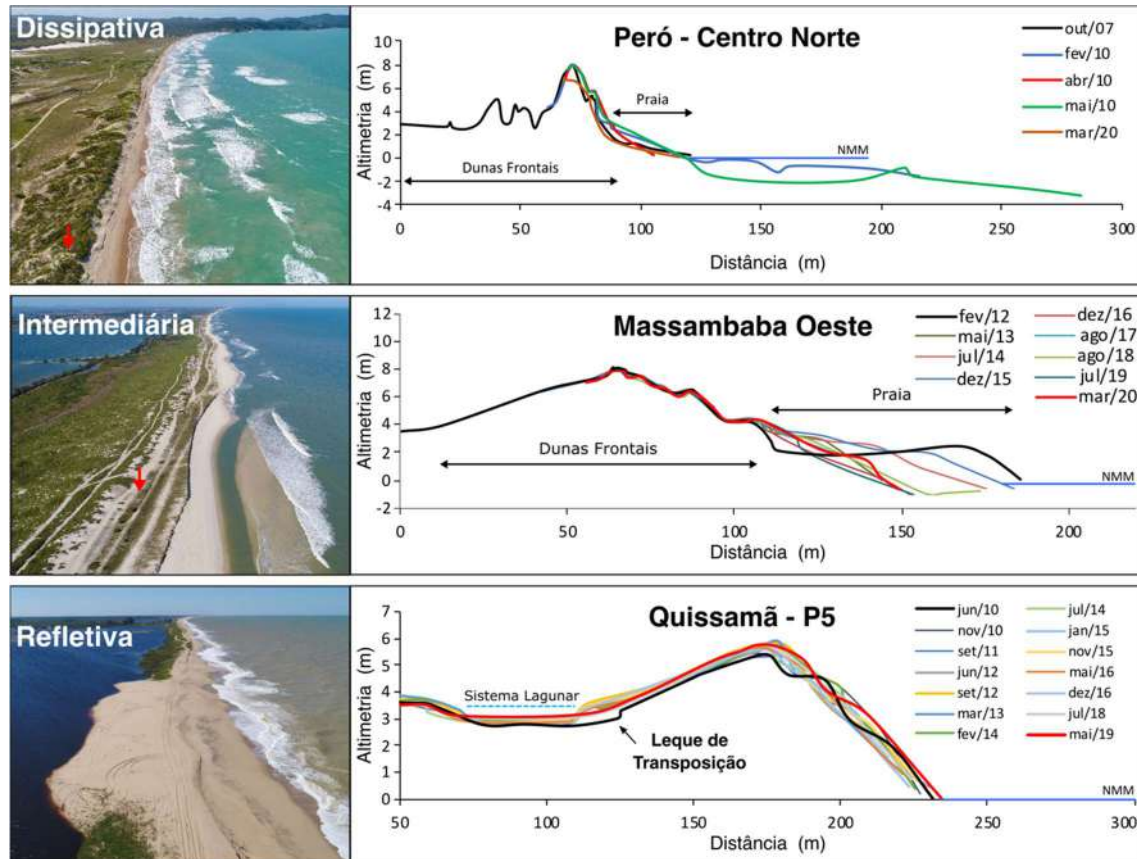


Figura 9. Padrões típicos de morfodinâmica de praias representados por perfis topográficos transversais à costa, mostrando as características de cada um dos perfis. As praias representadas estão localizadas no litoral do Rio de Janeiro. Na praia do Peró, representando praias dissipativas, nota-se a estreita 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 espraçamento, 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).

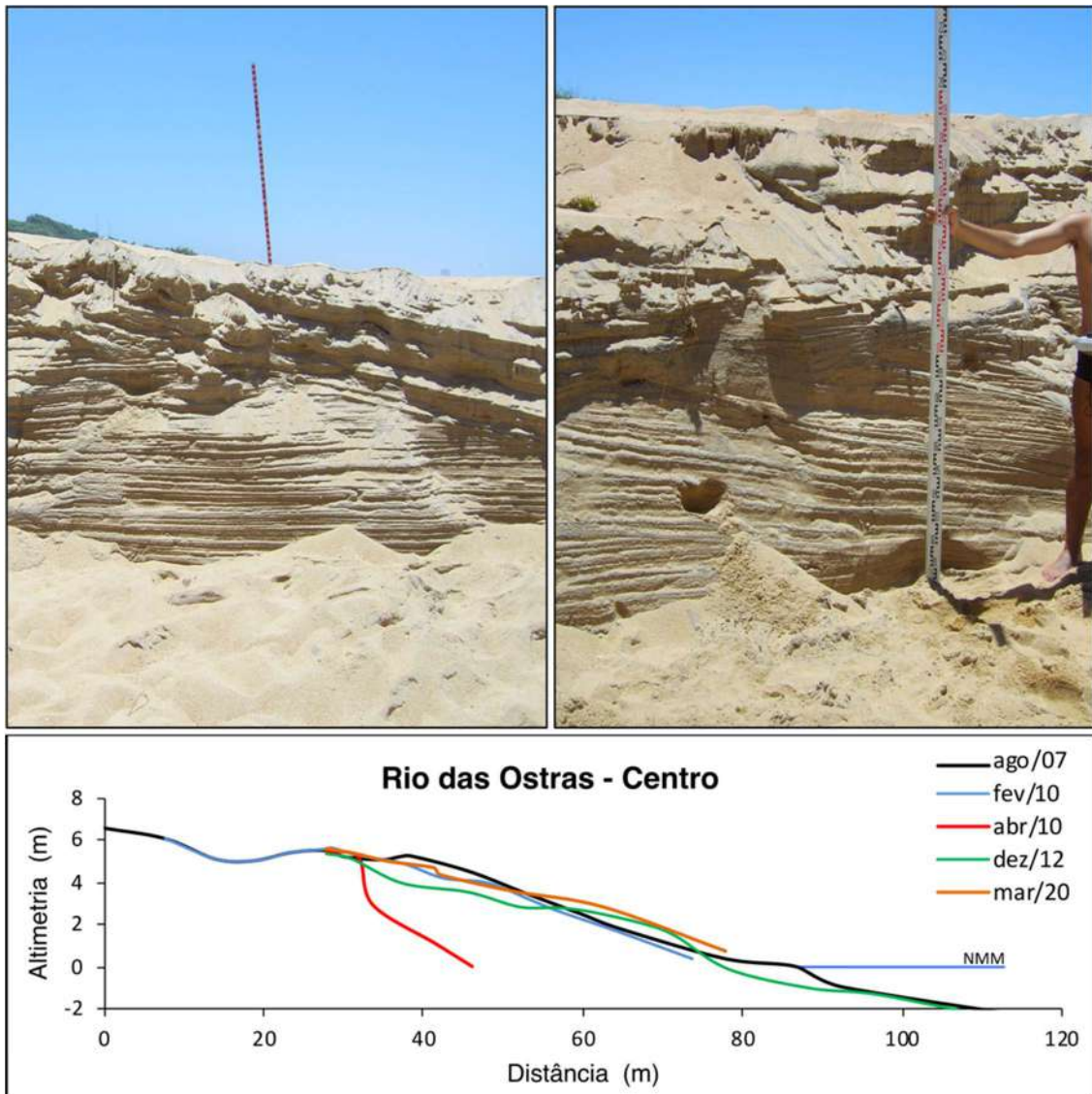


Figura 10. Nas fotografias ficam evidentes as diferentes camadas de sedimentos orientados em direção ao oceano (à direita) e plano paralelos, mostrando padrões deposicionais típicos de praias (berma e face). A sedimentação orientada em direção ao mar indica que processos de espraiamento e refluxo das 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.

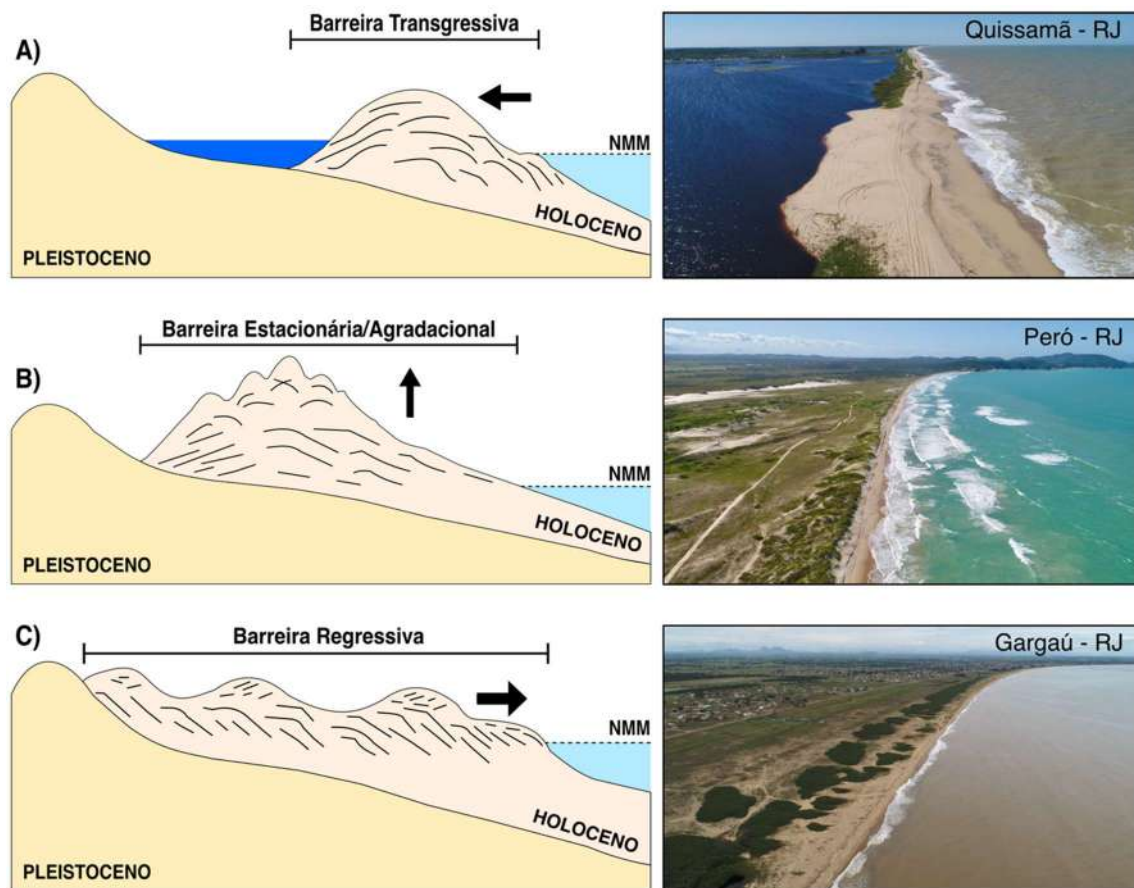


Figura 11. Padrões morfoestratigráficos observados em diferentes barreiras costeiras, com a biblioteca de paisagem. A arquitetura deposicional foi esquematicamente identificada, utilizando dados de GPR publicados no trabalho de Fernandez e Rocha (2015), para cada localidade identificada na paisagem. (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).

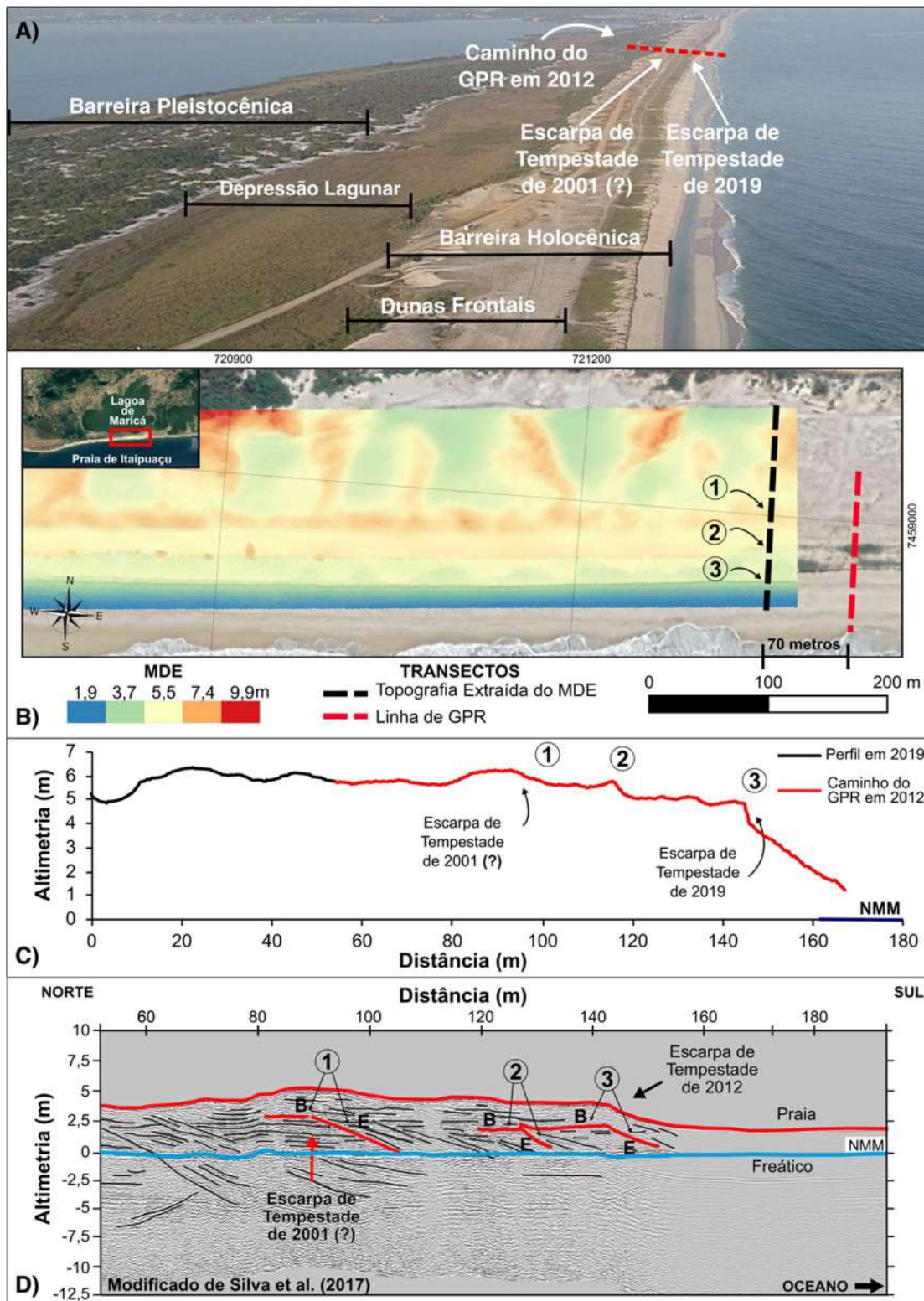


Figura 12. (A) Visão oblíqua da planície costeira de Maricá, em que é possível se verificar a ocorrência de duas barreiras costeiras quaternárias, datadas do Pleistoceno e do Holoceno, separadas por uma depressão lagunar e a formação de uma lagoa entre a barreira pleistocênica e a geologia antecedente. (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.

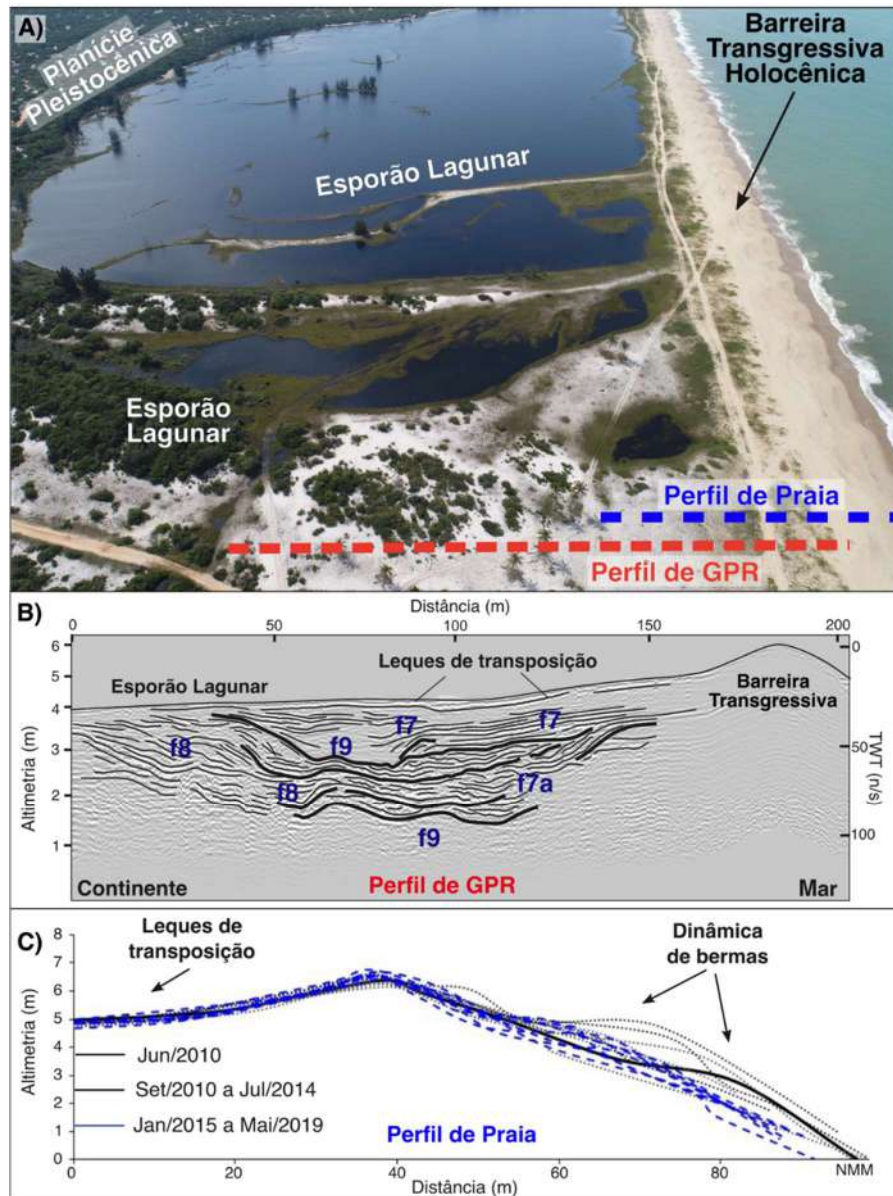


Figura 13. (A) Visão oblíqua da planície costeira de Quissamã (RJ) em que as barreiras pleistocênicas e a holocênica estão separadas por um sistema lagunar. Nos sistemas lagunares podem ser observados a presença de esporões (*spits*) desenvolvidos por ondas, a partir da remobilização de sedimentos de 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.

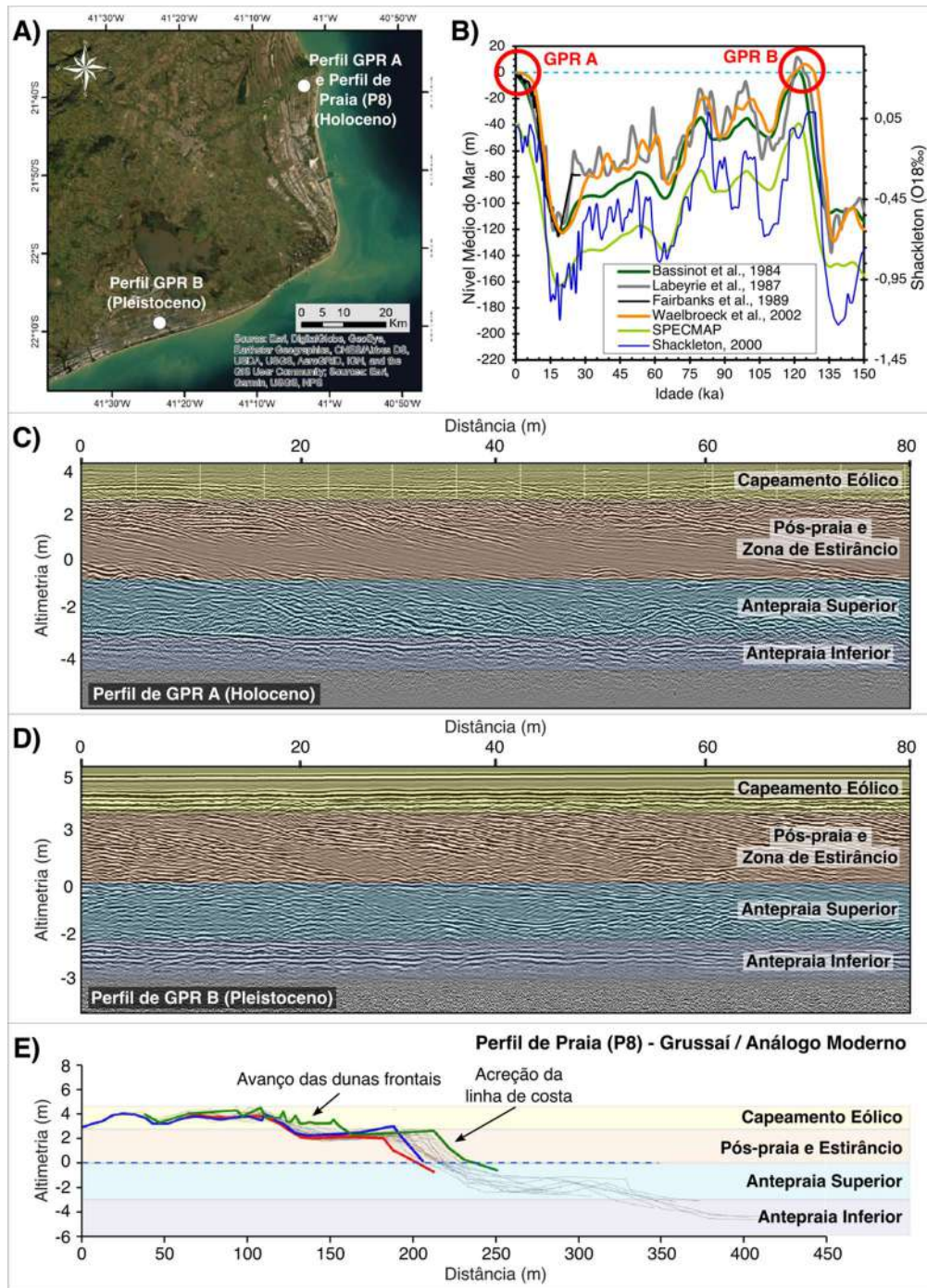


Figura 14. (A) Localização dos dois pontos em que foram obtidos perfis topográficos e de GPR no Delta do rio Paraíba do Sul. (B) Registro das variações no nível do mar, durante os MIS 1 (Holoceno) e MIS 5a (Pleistoceno), mostrando que as barreiras costeiras (terraços) estão ajustadas a condições de mar 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 refletores 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.