

Universidade Federal do Rio Grande – FURG

Instituto de Oceanografia

Programa de Pós-Graduação em Oceanologia

TENDÊNCIAS DA LINHA DE COSTA EM MÉDIO E CURTO PRAZO PARA PROJEÇÃO DE CENÁRIOS FUTUROS

NATÁLIA DIAS DE CARVALHO

Dissertação apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Oceanologia, como parte dos requisitos para a obtenção do Título de Mestre.

Orientadora: *Prof. Dra.* Salette Amaral de Figueiredo

Universidade Federal do Rio Grande (FURG), Brasil.

Coorientadora: *Prof. Dra.* Elaine Siqueira Goulart

Universidade Federal do Rio Grande (FURG), Brasil

Rio Grande, RS, Brasil

Dezembro 2024

TENDÊNCIAS DA LINHA DE COSTA EM MÉDIO E CURTO PRAZO PARA PROJEÇÃO DE CENÁRIOS FUTUROS

Dissertação apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Oceanologia,
como parte dos requisitos para a obtenção do Título de Mestre.

por

NATÁLIA DIAS DE CARVALHO

Rio Grande, RS, Brasil

Dezembro 2024

© A cópia parcial e a citação de trechos desta tese são permitidas sobre a condição de que qualquer pessoa que a consulte reconheça os direitos autorais do autor. Nenhuma informação derivada direta ou indiretamente desta obra deve ser publicada sem o consentimento prévio e por escrito do autor.

Carvalho, Natália

Tendências da linha de costa em médio e curto prazo para projeções de cenários futuros/Natália Dias de Carvalho. – Rio Grande: FURG, 2024.

Número de páginas p. 132

Dissertação (Mestrado) – Universidade Federal do Rio Grande. Mestrado em Oceanologia. Área de Concentração: Geologia Marinha e Costeira; Evolução e Morfodinâmica dos Ambientes Depositionais Costeiros.

1. Balanço sedimentar. 2. Elevação do nível do mar. 3. Modelagem estocástica 4. Mudança da linha de costa 5. Geoprocessamento



UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE - FURG
IO – INSTITUTO DE OCEANOGRAFIA
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM OCEANOLOGIA
E-mail: ccpofgg@furg.br – home-page: www.ppgg.furg.br



ATA ESPECIAL DE DEFESA DE DISSERTAÇÃO DE MESTRADO – 01/2025

Às nove horas do dia oito de janeiro do ano dois mil e vinte e cinco, por Vídeo conferencia sala: <https://conferenciaweb.rnp.br/webconf/salette-amaral-de-figueiredo>, reuniu-se a Comissão Examinadora da Dissertação de **MESTRADO** intitulada: **“TENDÊNCIAS DE LINHA DE COSTA EM MÉDIO E CURTO PRAZO PRA PROJEÇÃO DE CENÁRIOS FUTUROS”**, da Acad. **Natália Dias de Carvalho**. A Comissão Examinadora foi composta pelos seguintes membros: Profa. Dra. Salette Amaral de Figueiredo - Orientadora – (IO/FURG); Profa. Dra. Elaine Siqueira Goulart - Coorientadora – (IO/FURG); Prof. Dr. Felipe Caron – (UFRGS) e Profa. Dra. Paula Dentzien Dias Francischini – (PPGO/UFRGS). Dando início à reunião, a Coordenadora Ajunta do PPGO, Profa. Dra. Elisa Helena Leão Fernandes, agradeceu a presença de todos e fez a apresentação da Comissão Examinadora. Logo após esclareceu que a candidata teria um tempo de 45 a 60 min para explanação do tema, e cada membro da Comissão Examinadora, um tempo máximo de 30 min para perguntas. A seguir, passou à palavra a candidata que apresentou o tema e respondeu às perguntas formuladas. Após ampla explanação, a Comissão Examinadora reuniu-se em reservado para discussão do conceito a ser atribuído a candidata. Foi estabelecido que as sugestões de todos os membros da Comissão Examinadora, que seguem em pareceres em anexo, foram aceitas pela Orientador/Candidata para incorporação na versão final da Dissertação. Finalmente, a Comissão Examinadora considerou a candidata **APROVADA**, por unanimidade. Nada mais havendo a tratar, foi lavrada a presente ATA, por mim, Clabisnei Moura de Melo – Secretário PPGO, que após lida e aprovada, será assinada pela Comissão Examinadora, pela Candidata e pela Coordenadora do Programa de Pós-Graduação em Oceanologia.

Documento assinado digitalmente
gov.br SALETTE AMARAL DE FIGUEIREDO
Data: 08/01/2025 08:25:23-0300
verifique em <https://validar.iti.gov.br>

Profa. Dra. Salette Amaral de Figueiredo

Documento assinado digitalmente
gov.br ELAINE SIQUEIRA GOULART
Data: 10/01/2025 16:51:18-0300
verifique em <https://validar.iti.gov.br>

Profa. Dra. Elaine Siqueira Goulart

Documento assinado digitalmente
gov.br PAULA DENTZIEN DIAS FRANCISCHINI
Data: 09/01/2025 14:35:04-0300
verifique em <https://validar.iti.gov.br>

Profa. Dra. Paula Dentzien Dias Francischini

Documento assinado digitalmente
gov.br FELIPE CARON
Data: 08/01/2025 15:25:03-0300
verifique em <https://validar.iti.gov.br>

Prof. Dr. Felipe Caron

Documento assinado digitalmente
gov.br NATALIA DIAS DE CARVALHO
Data: 13/01/2025 09:38:50-0300
verifique em <https://validar.iti.gov.br>

Acad. Natália Dias de Carvalho

Elisa Helena
Leão 2025.02.13
Fernandes: 14:56:03
67085148004-03'00'

Profa. Dra. Elisa Helena Leões Fernandes
Coordenadora Ajunta PPGO

Agradecimentos

Esta dissertação é fruto de todos que, direta ou indiretamente, ajudaram neste processo, seja com apoio emocional, técnico, intelectual ou até com uma palavra reconfortante depois de um longo dia. O período desta pesquisa ficará para sempre marcado em mim. Criei laços e memórias que, com certeza, permanecerão comigo.

Gostaria de agradecer à minha família por todo amor, dedicação, risadas, longas conversas, desabafos, e apoio incondicional.

A todos os meus amigos incríveis que viveram esta etapa presencialmente comigo e a todos os que sempre fizeram questão de se mostrar presentes, me apoiando mesmo à distância.

As minhas orientadoras e aos meus colegas da sala 304 no LOG, por todas as ideias, incentivo, paciência, docinhos, comentários problemáticos, e diferentes pontos de vista que foram essenciais para a elaboração deste trabalho.

A todos os envolvidos nas minhas coletas de campo, que foram fundamentais, e um time muito bem qualificado e disposto foi necessário para torná-las possíveis.

A todos os professores que tive até aqui, e a todos os funcionários presentes nas instituições, tornando o ensino e a pesquisa uma realidade possível no nosso país.

Esta dissertação é dedicada ao meu companheiro canino, Ziggy, que, ao longo de toda a minha jornada, esteve comigo e, infelizmente, se foi antes da conclusão deste trabalho. No entanto, pude compartilhar a felicidade de muitos anos ao seu lado e aprender a valorizar o que realmente importa no final.

Concluo esta etapa tranquila e consciente de que sou rica das coisas que não podemos comprar, pois todos aqueles que estão comigo nos momentos alegres também permanecem nos difíceis. Tenho uma família fantástica e amigos excepcionais; a eles sou grata por tudo que me ensinam todos os dias.

Índice

Lista de Figuras	viii
Lista de Tabelas	xi
Lista de Acrônimos e Abreviações	xii
Resumo	14
Abstract	16
Prefácio	18
Capítulo I: Introdução	21
1.1 Zonas Costeiras, Barreiras Costeiras e Nível do Mar	23
1.2 Evolução Costeira e Processos Limitantes: O papel do balanço sedimentar	27
Capítulo II: Objetivos	33
2.1 Geral	33
2.2 Específicos	33
Capítulo III: Área de Estudo	34
3.1 Formação geológica e dinâmica costeira	35
3.2 Sub-divisão: Setores escolhidos	39
Capítulo IV: Material e Métodos	43
4.1. Random Shoreface Translation Model – RanSTM	45
4.2 Variáveis de entrada	47
4.2.1 Perfil topo-batimétrico	47
4.2.2 Ajustes na geometria da antepraia	49
4.2.3 Taxas de mudança da linha de costa	53
4.2.3.1 Curto-prazo: Coletas em Campo	55
Aquisição e processamento de dados de Drone e GPS RTK	57
4.2.3.2 Médio-Prazo: Imagens de Satélite	59
4.2.4 Estimativas de curto e médio prazo do balanço sedimentar	60
4.3. Projeções da linha de costa futura	61
Capítulo V: Artigo Científico	63
Capítulo VI: Síntese da	92
Discussão e Conclusões	92
ANEXO I – Parâmetros das simulações finais	97
ANEXO II – MDE, MDT e Ortomosaicos das saídas de campo	100
ANEXO III – Parâmetros das imagens de satélite utilizadas no DSAS	106
Capítulo VI: Referências Bibliográficas do Artigo	111

Capítulo VII: Referências Bibliográficas da Dissertação	120
--	------------

Lista de Figuras

Figura 1: Escalas da Morfodinâmica de Praia, com o movimento resultante da linha de costa (horizontal) destacado no centro em amarelo. Adaptado de Cowell & Thom [1995].	22
Figura 2. Classificação das barreiras em: a) transgressivas/retrogradacionais, (b) estacionárias/agradacionais, ou (c) regressivas/progradacionais, correlacionadas com o diagrama de Curray-Swift, onde os diferentes níveis do mar, suprimento de sedimentos e morfologia ditam a formação de cada tipo de barreira. Fonte: [Woodroffe & Murray-Wallace, 2012; Bitencourt, 2019].	24
Figura 3. Mudança média da linha de costa a longo prazo projetada sob o cenário RCP 8.5 para o ano 2100 (dx_{shore}, LT), para as 26 subregiões IPCC SREX e a média global. No gráfico de barras horizontais à direita: valores positivos/negativos expressam acreção/erosão em metros; barras de erro pretas indicam o intervalo do 5º ao 95º quantil. A mudança na linha de costa é considerada o resultado do recuo do SLR (R) e tendências de mudança da linha costeira local (AC). Os gráficos de pizza mostram as contribuições relativas de R e AC para a posição média projetada da linha de costa, com fatias transparentes expressando tendências de acreção. Os gráficos de barras verticais mostram a razão entre a incerteza de R e AC (intervalo do 5º ao 95º quantil), para a incerteza total na linha de costa média projetada. Fonte: [Vousdoukas et al., 2020]...	26
Figura 4. Estrutura e função do modelo morfodinâmico para o sistema costeiro. Setas tracejadas representam entrada-saída entre o sistema costeiro e o ambiente. O transporte sedimentar é destacado porque fornece o mecanismo de acoplamento entre a dinâmica de fluidos e a mudança morfológica na direção das forçantes (feedforward); portanto, exerce modulação de frequência-resposta. Adaptado de Carter and Woodroffe, [1994].	28
Figura 5: Modelo de compartimento sedimentar mostrando entradas e perdas potenciais de sedimento. Adaptado de NSW Department of Land and Water Conservation [2001].	30
Figura 6. Esquema de perfil transversal representando os sistemas deposicionais laguna-barreira da Planície Costeira do Rio Grande do Sul. Adaptado de Tomazelli & Villwock (2005).	36
Figura 7. Divisão das barreiras costeiras do litoral do Rio Grande do Sul classificado pela sua formação e pela curvatura da costa. Fonte: [Dillenburg & Hesp, 2009;Oliveira et al., 2024].	37
Figura 8. (a) Área de estudo dividida em 3 células costeiras: Célula 1 - Farol do Estreito, Célula 2 - Farol da Conceição, Célula 3 - Praia de Mostardas; Fotos registradas em campo para as áreas de estudo; (b) Praia de Mostarda (c) Farol da Conceição e (d) Farol do Estreito.	41

Figura 9. Esquema lógico das etapas da metodologia aplicada para curto prazo e médio prazo, juntamente com os perfis topobatimétricos de cada célula utilizados como substrato de entrada para as simulações.....	45
Figura 10. Localização dos perfis topográficos coletados para cada célula e seus respectivos perfis plotados.....	48
Figura 11. Perfis topobatimétricos elaborados para cada célula e seus limites superior e inferior da antepraia: célula 1 (verde), célula 2 (vermelho) e célula 3 (roxo).	49
Figura 12. Esquema do perfil topo-batimétrico de entrada do modelo RanSTM para a Célula 2, ilustrando: Profundidade (m) entre a linha de costa (0) e a profundidade de fechamento da antepraia superior (hb); Comprimento da zona de transição (Lt); Profundidade de fechamento da antepraia inferior (h^*); Comprimento da antepraia superior (Lb); Comprimento da antepraia inferior (L^*).	51
Figura 13. Comparação entre os perfis morfológicos e modelados da batimetria de cada célula, ajustados para extrair os parâmetros do substrato necessários para o modelo RanSTM.	52
Figura 14. Workflow utilizado na aplicação do método DSAS.	54
Figura 15. Localização e coordenadas dos marcos topográficos instalados para realização dos levantamentos topográficos ao longo de 2022-2023.	56
Figura 16. Esquema de posicionamento dos GCPs utilizado ao longo das áreas nas coletas em campo.....	58
Figura 17: Graphical Abstract utilizado para submissão do artigo final.	64
Figure V - 1. (a) Study area divided into 3 coastal cells: Cell 1 - Estreito lighthouse, Cell 2 - Conceição lighthouse, Cell 3 - Mostardas beach; Field photos for the study areas: (b) Mostardas beach, (c) Conceição lighthouse, and (d) Estreito lighthouse.....	68
Figure V - 2. Logical scheme of the methodology stages applied for short-term and medium-term analyses, along with the topobathymetric profiles of each cell used as input substrates for the simulations.	70
Figure V - 3. Schematic of the topobathymetric profile input for the RanSTM model for Cell 2, illustrating upper shoreface closure depth limit (hb), transition zone length (Lt), lower shoreface closure depth limit (h^*), upper shoreface length (Lb), and lower shoreface length (L^*).	73
Figure V - 4. Results of the linear regression rates (m) calculated with the DSAS method during the period from October 2022 to August 2023 (a) and during the period from 2009 to 2022 (b) for the three analyzed sectors: Estreito, Conceição, and Mostardas Beach.	78

Figure V - 5. a) Shoreline contours from current dune toe position (red line) representing the retreat distances likely to be exceeded with a 50% risk and a 10% risk in 2039 (blue line), 2049 (green line), 2074 (purple line), and 2124 (orange line) for the Estreito sector (Cell 1). b) Probability exceedance in each simulated year, following the same color scheme. c) Mean recession distances: 50% risk of exceedance and 10% risk values for total erosion in each simulated year..... 86

Figure V - 6. a) Shoreline contours from current dune toe position (red line) representing the retreat distances likely to be exceeded with a 50% risk and a 10% risk in 2039 (blue line), 2049 (green line), 2074 (purple line), and 2124 (orange line) for the Conceição sector (Cell 2). b) Exceedance probability in each simulated year, following the same color scheme. c) Mean recession distances 50% risk of exceedance and 10% risk values for total erosion in each simulated year..... 87

Figure V - 7. a) Shoreline contours from current dune toe position (red line) representing the retreat distances likely to be exceeded with a 50% risk and a 10% risk in 2039 (blue line), 2049 (green line), 2074 (purple line), and 2124 (orange line) for the Mostardas Beach sector (Cell 3). b) Exceedance probability in each simulated year, following the same color scheme. c) Mean recession distances 50% risk of exceedance and 10% risk values for total erosion in each simulated year..... 88

Lista de Tabelas

Tabela 1. Valores de entrada utilizados para definir o substrato das três células, sendo eles: profundidade de fechamento superior (h_c), comprimento da antepraia superior (L_c), comprimento da zona de transição (W), profundidade da antepraia inferior (h_i), e comprimento da antepraia inferior (L_i).	52
Tabela 2. Classificação utilizada para as mudanças na linha de costa, elaborada por Esteves & Finkl [1998].	55
Tabela 3: Erros médios em metros e em pixels para cada localidade e levantamento.	58
Tabela 4. Valores mínimos, médios e máximos do aumento do nível médio do mar (m) utilizados nas simulações finais.	62
Table V - 1: Input values used to define the substrate of the three cells, including upper shoreface closure depth (h_b), upper shoreface length (L_b), transition zone length (L_t), lower shoreface closure depth (h^*), and lower shoreface length (L^*).	73
Table V - 2: Values used in the application of Equation 2: shoreline variation obtained with the DSAS method (C_p), frontal dune height (h_d), and upper shoreface depth (h_c). Estimated sediment budget (SB) and SB calculated using the RanSTM model (SB RanSTM).	83
Table V - 3: Annual retreat rates (m/yr) for all cells considering MSL rise, with values for 50% risk of occurrence and 10% risk of occurrence.	85

Lista de Acrônimos e Abreviações

A

A - Parâmetro dimensional da antepraia

B

BS – Balanço sedimentar

C

C_p – Taxa de deslocamento horizontal do perfil

D

d – Exponente roll-off

DEM – Digital Elevation Model

DTM – Digital Terrain Model

DSAS – Digital Shoreline Analysis System

G

GCP – Ground Control Point

GIS – Geographic Information System

GPS – Global Positioning System

H

h_d – Altura da duna frontal

h_i – Profundidade de fechamento da antepraia inferior

h_* – Profundidade de fechamento da antepraia superior

I

IBGE – Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística

IPCC – Intergovernmental Panel on Climate Change

L

L_* – Comprimento da antepraia inferior

LC – Linha de costa

L_b – Comprimento da antepraia superior

L_t – Comprimento da zona de transição

M

m_b - Exponente adimensional da antepraia superior

m_* - Exponente adimensional da antepraia inferior

MDE – Modelo Digital de Elevação

MDT – Modelo Digital de Terreno

MSL – Mean Sea Level

N

NMM – Nível médio do mar

P

P – Textura e geometria do substrato

PDF – Probability Density Function

R

RCP – Representative Concentration Pathway

RTK – Real Time Kinematic

RanSTM – Random Shoreface Translation Model

S

S – Mudança no nível do mar

SB – Sediment Budget

SIG – Sistema de informação geográfica

STM – Shoreface Translation Model

U

UTM - Universal Transversa de Mercator

V

V – Volume sedimentar

W

W_b – Comprimento da barreira

W – Função ponderada que determina a zona de transição

p

λ – Extensão da antepraia superior

Resumo

Nas últimas décadas, flutuações no nível do mar global devido às mudanças climáticas e seus efeitos associados nas linhas de costa (LC) vêm sendo discutidas de forma ampla dentro da comunidade científica, principalmente ao que tange a erosão costeira. Áreas de menor declividade, como a planície costeira do Rio Grande do Sul, provavelmente sofrerão mais com os impactos das mudanças climáticas, o que pode resultar em degradação e perda de habitats naturais, além de danos à infraestrutura. Variações de linha de costa são usualmente associadas a regiões de erosão severa, e o balanço sedimentar (BS) regional vem sendo apontado como o principal controlador dessa mudança costeira pelo IPCC. O litoral do estado do Rio Grande do Sul já apresenta setores com saldo sedimentar negativo de curto e longo prazo (ex. Farol da Conceição e Balneário Hermenegildo), o qual é apontado como a principal causa para a erosão atual no litoral gaúcho. Neste contexto, e considerando a elevação projetada do nível médio do mar (NMM), uma maior acurácia nas estimativas das forçantes que influenciam a resposta costeira a longo prazo é essencial para prever cenários futuros com confiança. Este trabalho propõe mensurar e aumentar a compreensão sobre o balanço sedimentar de 3 células costeiras em diferentes escalas temporais no litoral médio do Rio Grande do Sul: Célula 1 (Estreito); Célula 2 (Conceição); Célula 3 (Mostardas); a fim de simular a resposta costeira à elevação do NMM para os anos de 2039, 2049, 2074 e 2124. Foram utilizadas imagens de satélite com resoluções de 3 a 5 m/px (2009-2022) e ortomosaicos e modelos de elevação com resolução de 0,015 m/px (2022-2023) para as análises de variação da linha de costa de médio e curto prazo

respectivamente. Os valores de balanço sedimentar foram calculados de forma determinística, utilizando o recuo encontrado em curto e médio prazo para calibrar a modelagem inversa utilizando o modelo computacional Shoreface Translation Model (STM). Posteriormente, os valores calculados foram utilizados nas simulações de resposta costeira através da versão estocástica do mesmo modelo, o Random Shoreface Translation Model (RanSTM). Através das estimativas de BS todos os valores resultantes foram negativos. A célula 1, historicamente localizada em uma área de comportamento transicional, mostrou uma diminuição na taxa de recuo costeiro até 2074, e um aumento considerável em 2124. Enquanto a célula 2, anteriormente caracterizada por erosão severa, apresentou uma redução na taxa até 2074, e posteriormente um leve aumento em 2124. A célula 3, com os valores de SB menos erosivos, manteve uma taxa constante de recuo em todos os cenários projetados, além do menor recuo total para 2124. Esse comportamento das células até 2074 destaca a influência do BS nos cenários em que o NMM sobe de forma lenta, enquanto a mudança no comportamento em 2124 aponta o controle do NMM a longo prazo quando taxas maiores serão alcançadas. As projeções de longo prazo apontaram para uma inversão nos padrões históricos deposicionais, ficando evidente a influência das variações longitudinais no espaço de acomodação disponível na antepraia adjacente entre as células avaliadas.

Abstract

In recent decades, global sea level fluctuations due to climate change and their associated effects on coastlines (CL) have been widely discussed within the scientific community, particularly regarding coastal erosion. Low-gradient areas, such as the coastal plain of Rio Grande do Sul, are likely to suffer more from the impacts of climate change, potentially resulting in the degradation and loss of natural habitats, as well as damage to infrastructure. Coastal line variations are usually associated with regions of severe erosion, and the regional sediment budget (SB) has been identified by the IPCC as the primary driver of these coastal changes. The coastline of Rio Grande do Sul already shows sections with short- and long-term negative sediment budgets (e.g., Farol da Conceição and Balneário Hermenegildo), which are identified as the main causes of current erosion along the state's coast. In this context, and considering the projected rise in mean sea level (MSL), greater accuracy in estimating the drivers influencing long-term coastal responses is essential to confidently predict future scenarios. This study aims to measure and enhance understanding of the sediment budget in three coastal cells across different temporal scales along the central coast of Rio Grande do Sul: Cell 1 (Estreito), Cell 2 (Conceição), and Cell 3 (Mostardas), in order to simulate the coastal response to MSL rise for the years 2039, 2049, 2074, and 2124. Satellite images with resolutions of 3 to 5 m/px (2009–2022), as well as orthomosaics and elevation models with a resolution of 0.015 m/px (2022–2023), were used to analyze medium- and short-term coastal line variations, respectively. Sediment budget values were deterministically calculated by using observed short- and medium-term retreat rates to calibrate inverse modeling with

the Shoreface Translation Model (STM). Subsequently, these calculated values were used in coastal response simulations through the stochastic version of the same model, the Random Shoreface Translation Model (RanSTM). All SB estimates resulted in negative values. Historically located in a transitional behavior area, Cell 1 showed a reduction in coastal retreat rates until 2074, followed by a considerable increase in 2124. Cell 2, previously characterized by severe erosion, showed a reduction in retreat rates until 2074, with a slight increase afterward in 2124. Cell 3, with the least erosive SB values, maintained a constant retreat rate across all projected scenarios, showing the smallest total retreat for 2124. This behavior of the cells until 2074 highlights the influence of SB under scenarios of slow MSL rise, while the change in behavior by 2124 indicates the long-term control of MSL when higher rates are reached. Long-term projections pointed to a reversal of historical depositional patterns, clearly evidencing the influence of longitudinal variations in the available accommodation space on the adjacent shoreface among the evaluated cells.

Prefácio

O nível médio do mar é um importante condicionante na ocorrência dos processos costeiros. Assim como a zona costeira, não é estático, e sim variável em diferentes escalas de tempo e espaço [Passeri et al., 2015]. A subida ou descida do nível médio do mar desencadeia um ajuste morfodinâmico geral a partir da nova profundidade estabelecida. Visto que, diante um novo nível de base, e em busca de um equilíbrio dinâmico, ocorre um deslocamento horizontal e vertical da zona onde os processos costeiros atuam, resultando em mudança na orientação ou posição da linha de costa, tornando a costa mais ou menos influenciada pela ação de ventos e ondas [Roy et al., 1994].

Tendo isto em vista, costas dominadas por ondas e com antepraias de baixa declividade, características de margens continentais passivas, apresentam maior vulnerabilidade a erosão em função da elevação do NMM, que se torna o fator principal nessa mudança costeira [Dillenburg & Hesp, 2009]. Essas

características estão presentes, por exemplo, no litoral costeiro do estado do Rio Grande do Sul/Brasil, caracterizado por uma planície costeira contendo quatro sistema deposicionais do tipo laguna-barreira, formados durante oscilações glácio-eustáticas do nível médio do mar durante o período quaternário [Dillenburg et al., 2000; Tomazelli et al., 2000].

Entretanto, durante períodos de lenta subida ou descida do NMM, o fator dominante na evolução e comportamento costeiro das barreiras se torna o balanço sedimentar local [Kriebel & Dean, 1985; Roy et al., 1994; Dillenburg & Hesp, 2009; Zhang, 2015]. Fatores como o espaço de acomodação disponível para deposição sedimentar na antepraia adjacente e a intensidade do transporte sedimentar podem alterar as taxas de balanço sedimentar [Cowell et al., 2003a]. Ademais, variações desses parâmetros ao longo do litoral resultam em diferentes valores de balanço sedimentar (BS), e como levantado por Dillenburg et al. [2004] e Toldo Jr et al. [2006], e confirmado por Martinho et al. [2009], a diferença nos valores de BS e no ângulo de incidência de ondas desempenha um papel importante no comportamento distinto das barreiras ao longo da costa. Sendo assim, neste trabalho foi visado aprofundar o conhecimento sobre o BS no litoral médio do Rio Grande do Sul, e utilizar os valores calculados para simular a resposta costeira em cenários de elevação do NMM, através de modelagem estocástica¹.

A estrutura desta dissertação está dividida em sete capítulos. No capítulo I é apresentada uma contextualização acerca do tema da pesquisa e conceitos

¹ Estocástico: resultante de um processo aleatório, que acontece a partir de probabilidades. Neste caso, uma modelagem estocástica resulta em uma probabilidade de risco, e não em um valor apenas. Permite um intervalo de valores para cada parâmetro de entrada no modelo utilizado, ao invés de um valor único.

inerentes, seguido pelo Capítulo II, que contém os objetivos propostos para essa pesquisa. Os Capítulos III e IV apresentam, respectivamente, a descrição da área de estudo e a metodologia aplicada. Os resultados e discussão foram apresentados em forma de artigo científico, e estão presentes no Capítulo V, seguido por uma síntese dos resultados, discussões e conclusões obtidas no Capítulo VI. As referências bibliográficas utilizadas tanto no artigo científico como nesta dissertação estão expostas no Capítulo VII e VIII. Esta dissertação inclui 3 anexos: o Anexo I contém todos os parâmetros de entrada utilizados em cada simulação realizada; o Anexo II contém os modelos de elevação (DEM), modelos de terreno (MDT), e ortomosaicos referentes a cada saída de campo realizadas em cada área; o Anexo III contém as informações das imagens de satélite analisadas para aplicação do método Digital Shoreline Analysis System (DSAS).

Capítulo I: Introdução

A A variação da linha de costa (LC) é resultado da interação entre múltiplos fatores, incluindo as forçantes ambientais externas e os controles geomorfológicos herdados, que atuam como fatores internos. Neste contexto, identificar e quantificar as forçantes responsáveis por controlar essa variação é um passo crítico para prever cenários futuros sob a influência do aumento do nível do mar a longo prazo. Tendo em vista que o NMM não se altera de forma homogênea ao redor do globo, o impacto em cada local é altamente dependente de características geomorfológicas específicas [Cowell et al., 2006; Esteves et al., 2006; Figueiredo, 2013; Figueiredo et al., 2020]. Características como: 1) declividade da antepraia; 2) balanço sedimentar local; 3) variações no NMM; e 4) grau de exposição da linha de costa; são ditas como as preponderantes em estimar a resposta costeira. Sendo assim, o movimento

resultante da linha de costa é dependente da interação de processos de diferentes magnitudes, caracterizando um ambiente dinâmico, variável no tempo e espaço (Figura 1).

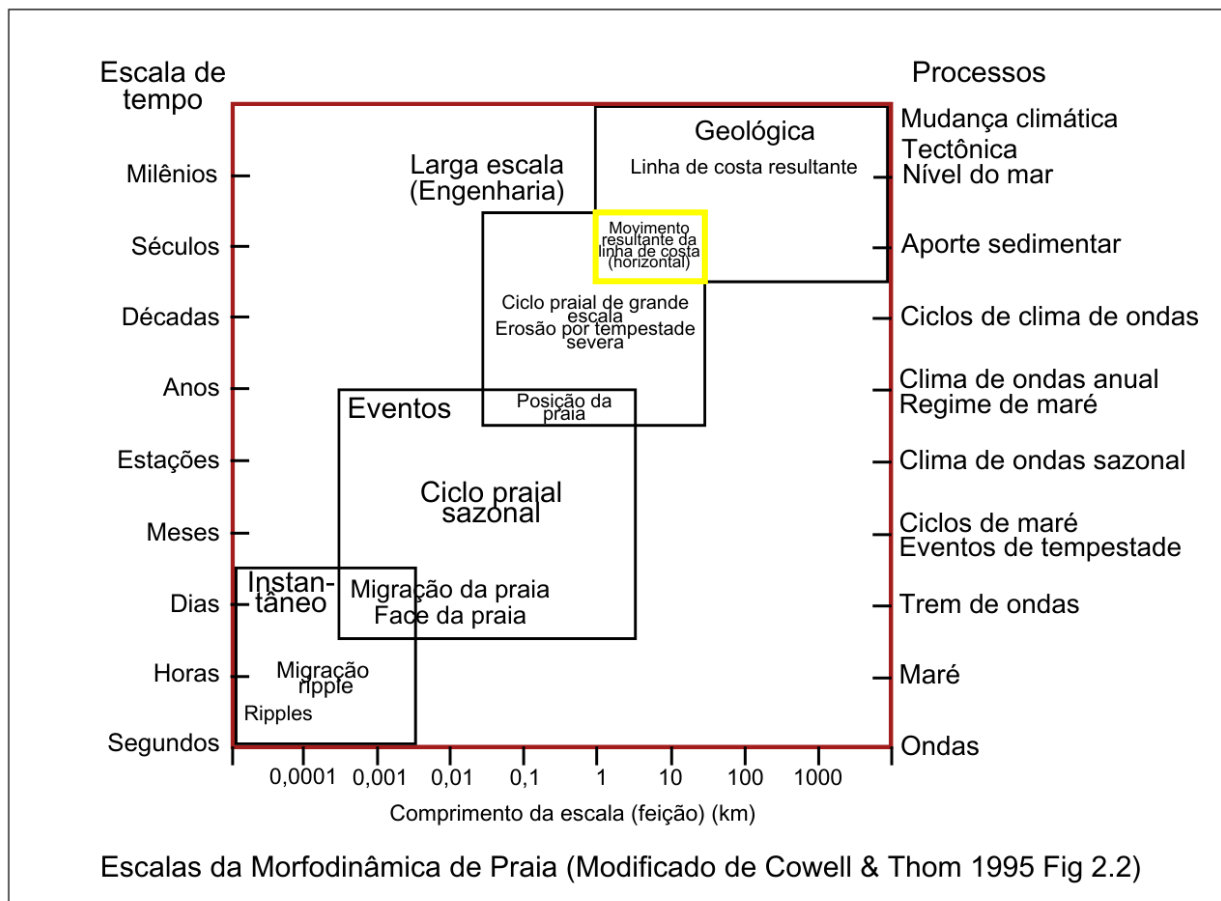


Figura 1: Escalas da Morfodinâmica de Praia, com o movimento resultante da linha de costa (horizontal) destacado no centro em amarelo. Adaptado de Cowell & Thom [1995].

Ademais, sem levar em consideração a escala espacial e temporal, a erosão costeira é essencialmente uma consequência do aumento do nível do mar e/ou do aporte negativo de sedimentos [Dillenburg et al., 2004]. Entretanto, o balanço sedimentar é geralmente considerado o principal controlador da mudança costeira em escala interanual [Kriebel & Dean, 1985; Roy et al., 1994; IPCC, 2013]. Os próximos tópicos abrangem assuntos entendidos como essenciais para a fundamentação e melhor entendimento da leitura da pesquisa.

1.1 Zonas Costeiras, Barreiras Costeiras e Nível do Mar

As zonas costeiras englobam ecossistemas formados na interface entre o continente e os oceanos, concentrando cerca de 40% da população mundial e importantes infraestruturas socioeconômicas [Martínez et al., 2007; Adger et al., 2005; Augustinus, 2009; Mentaschi et al., 2018]. Sua densidade demográfica é três vezes maior que a média global, visto que as maiores cidades mundiais se localizam no litoral [Nicholls, 2018; Small & Nicholls, 2003], contemplando 15 das 20 megacidades globais [Hallegatte et al., 2013; Hinkel et al., 2013]. Ademais, entre todas as zonas costeiras mundiais, as costas arenosas correspondem a 31%, e 24% apresentam erosão em uma taxa acima de 0,5m ao ano [Luijendijk et al., 2018].

Preferidas pela população para residência e desenvolvimento econômico, as costas arenosas apresentam dois ecossistemas de maior estabelecimento populacional, os deltas e as barreiras costeiras [Bitencourt, 2019]. As barreiras costeiras representam o principal elemento deposicional de costas arenosas que contém as seguintes características: dominadas por ondas; regime de micromaré; baixa declividade e alta disponibilidade sedimentar [Dillenburg & Hesp, 2009]. Além disso, são formadas em bacias com suprimento sedimentar abundante. Cowell et al. [2003] apontou que barreiras costeiras possuem uma parte emersa (dunas e o pós-praia), aérea-subaquosa (praia) e submersa (antepraia), englobando o sistema praial total. A interação e troca sedimentar entre todas as partes do sistema ocorre em escalas temporais e espaciais distintas, resultando em setores costeiros com diferentes comportamentos (Figura 2). A partir de suas particularidades, as barreiras costeiras podem ser

classificadas de acordo com o comportamento da LC e da tendência de empilhamento de fácies [Roy et al., 1994; Dillenburg & Hesp, 2009]: (i) barreira transgressiva, onde a LC migra em direção ao continente e resulta no deslocamento das fácies no mesmo sentido, gerando um padrão de empilhamento retrogradante; (II) barreira regressiva, onde a LC migra em direção ao oceano, gerado um padrão de empilhamento progradante; (III) e barreira estacionária, onde a LC não migra e gera um padrão de empilhamento agradacional.

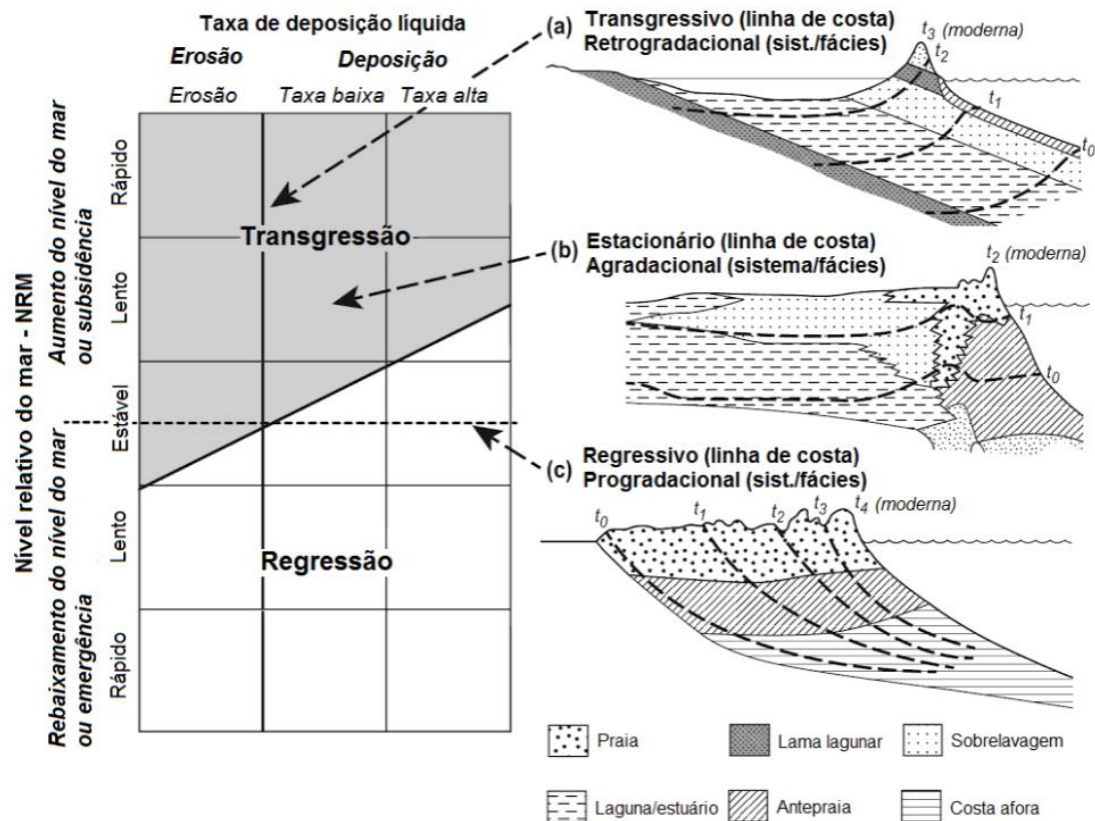


Figura 2. Classificação das barreiras em: a) transgressivas/retrogradacionais, (b) estacionárias/agradacionais, ou (c) regressivas/progradacionais, correlacionadas com o diagrama de Curry-Swift, onde os diferentes níveis do mar, suprimento de sedimentos e morfologia ditam a formação de cada tipo de barreira. Fonte: [Woodroffe & Murray-Wallace, 2012; Bitencourt, 2019].

O litoral do Rio Grande do Sul, composto por barreiras arenosas, é caracterizado por apresentar ao longo da costa a alternância entre barreiras

progradantes e retrogradantes [Dillenburg & Hesp, 2009]. As oscilações do NMM foram de extrema importância para a formação desses depósitos, como será abordado no Capítulo 3, entretanto, como apontado por Rosa et al. [2017], essa alternância de comportamentos ao longo da mesma costa demonstra a importância de fatores autogênicos na evolução costeira, como a geologia antecedente e o balanço sedimentar.

Ao que tange o nível do mar, Church et al. [2001, 2013] através de dados do IPCC constatou que a taxa de aumento projetada para o século XXI será mais rápida do que durante o século XX (média de 1,5 mm/ano), mesmo que as emissões dos gases do efeito estufa sejam reduzidas. Para o século XXI, um forte padrão regional de mudança do NMM foi descrito [Jackson & Jevrejeva, 2016; Jevrejeva et al., 2016], onde algumas regiões experimentam desvios significativos de mudança no nível local em relação ao NMM. Vousdoukas et al. [2020] salientou que tendências locais podem aumentar o recuo costeiro em vários metros ao ano, e que a tendência erosiva global mascara a alta variabilidade espacial de certas regiões, com tendências erosivas e de acreção se intercambiando ao longo de segmentos costeiros próximos. Além disso, apontou 11 sub-regiões do IPCC (Figura 3) em que os recuos da linha de costa medianos excedem 100 metros sob os RCPs 4.5 e 8.5 até o final do século, incluindo o sudoeste da América do Sul (SSA – Figura 3). A Figura 3 também aponta a influência do nível do mar e de tendências locais no deslocamento da linha de costa para o ano de 2100, na sub-região do sudeste da América do Sul, área que compreende o litoral do Rio Grande do Sul, a influência do aumento do NMM excede a influência das tendências locais.

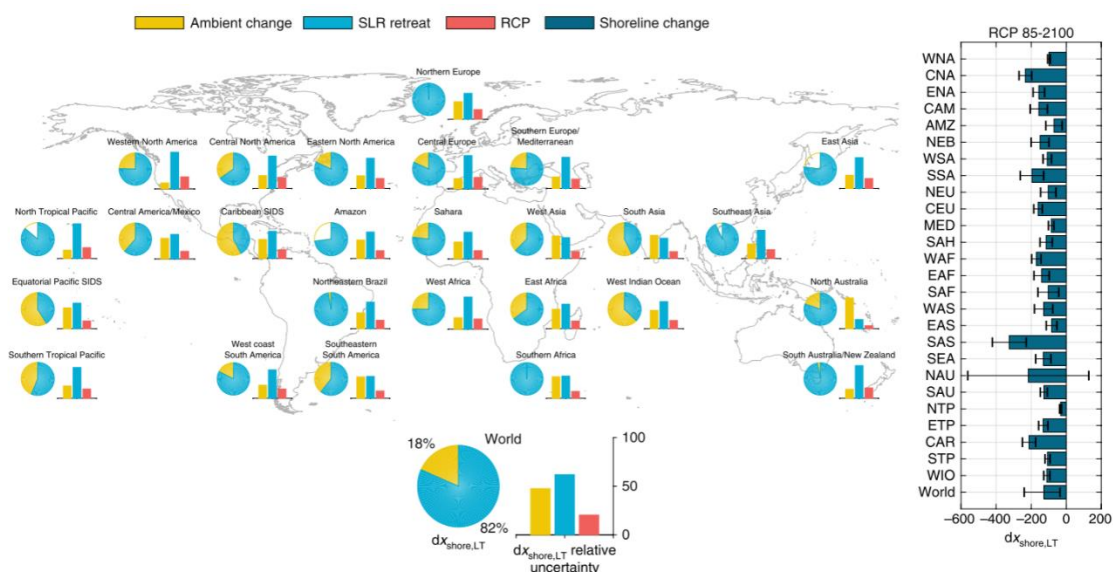


Figura 3. Mudança média da linha de costa a longo prazo projetada sob o cenário RCP 8.5 para o ano 2100 ($dx_{shore,LT}$), para as 26 subregiões IPCC SREX e a média global. No gráfico de barras horizontais à direita: valores positivos/negativos expressam acreção/erosão em metros; barras de erro pretas indicam o intervalo do 5º ao 95º quantil. A mudança na linha de costa é considerada o resultado do recuo do SLR (R) e tendências de mudança da linha costeira local (AC). Os gráficos de pizza mostram as contribuições relativas de R e AC para a posição média projetada da linha de costa, com fatias transparentes expressando tendências de acreção. Os gráficos de barras verticais mostram a razão entre a incerteza de R e AC (intervalo do 5º ao 95º quantil), para a incerteza total na linha de costa média projetada. Fonte: [Vousdoukas et al., 2020]

Nos últimos 30 anos o NMM vem aumentando de forma acelerada [Nerem et al., 2018], e o impacto causado nas costas arenosas será amplificado devido as mudanças climáticas [Nicholls et al., 2007; Jevrejeva et al., 2016; Ranasinghe, 2016; Bamber et al., 2019]. Já que barreiras costeiras estão presentes em áreas de baixa declividade, sua suscetibilidade aos impactos do aumento do nível do mar é alta, logo avaliações confiáveis das taxas de alteração da linha costeira são essenciais para um planejamento costeiro eficaz e mitigação dos impactos das mudanças climáticas ao longo de litorais expostos.

1.2 Evolução Costeira e Processos Limitantes: O papel do balanço sedimentar

A morfodinâmica costeira pode ser entendida como a interação entre a topografia, a dinâmica dos fluidos e o transporte de sedimentos. Já a evolução costeira resulta desses processos morfodinâmicos, que acontecem em resposta a mudanças nas condições externas [Wright and Thorn, 1977]. O transporte sedimentar fornece o mecanismo de integração tempo dependente pelo qual esse ajuste ocorre, ou seja, a dinâmica dos fluidos impulsiona o transporte sedimentar, resultando em mudança morfológica ao longo do tempo. A modificação progressiva da topografia, por sua vez, altera as condições de contorno para a dinâmica dos fluidos, que evoluem para produzir mais mudanças nos padrões de transporte de sedimentos e seus produtos deposicionais [Wright and Thorn, 1977]. As propriedades e a disponibilidade dos sedimentos afetam o processo por meio de sua influência sobre o transporte de sedimentos e os balanços sedimentares, respectivamente [Wright & Thorn, 1977].

As propriedades essenciais dos processos morfodinâmicos costeiros são atribuíveis ao ciclo de feedback (negativo ou positivo) entre a topografia e a dinâmica dos fluidos que impulsionam o transporte sedimentar, produzindo mudanças morfológicas (Figura 4). O feedback negativo confere propriedades de autorregulação em resposta a perturbações menores [Wright & Thorn, 1977]. O feedback positivo significa crescimento de uma instabilidade e confere propriedades de auto-organização, o que resulta em novos modos de operação [Phillips, 1992; Waldrop, 1992]. A reversão do feedback marca limiares no comportamento morfodinâmico. Esse ciclo de feedback, junto com as condições de contorno fortemente estocásticas, dá origem à herança da morfologia

anterior por estados morfodinâmicos sucessivos. Tal herança está sujeita a efeitos de memória adicionais associados a características de tempo de resposta inerentes à mudança morfológica. Essas características são atribuíveis à taxa finita de deslocamento de volume envolvida em qualquer transporte sedimentar que produza mudança morfológica. As ligações entre os processos atuantes na evolução costeira, identificadas através das linhas tracejadas na Figura 4, ilustram as relações de entrada e saída entre cada um dos subsistemas no modelo morfodinâmico. Essas relações mostram que, para saber sobre a mudança morfológica é necessário conhecer o balanço sedimentar atuante durante o período de interesse na região.

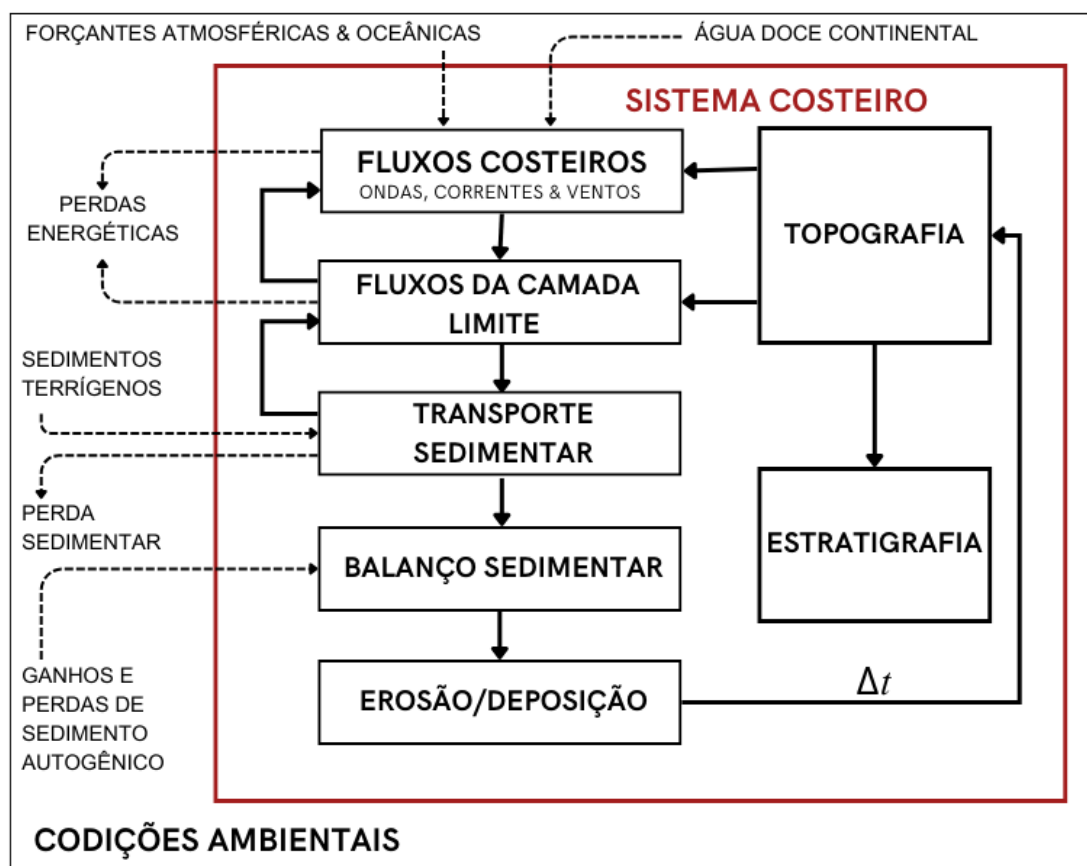


Figura 4. Estrutura e função do modelo morfodinâmico para o sistema costeiro. Setas tracejadas representam entrada-saída entre o sistema costeiro e o ambiente. O transporte sedimentar é destacado porque fornece o mecanismo de acoplamento entre a dinâmica de fluidos e a mudança morfológica na direção das forçantes (feedforward); portanto, exerce modulação de frequência-resposta. Adaptado de [Carter and Woodroffe, \[1994\]](#).

Os limites dos processos para o sistema costeiro correspondem às condições ambientais. Os aportes exógenos do meio ambiente são responsáveis pela variação geográfica da costa, e compreende controles climáticos e geológicos [Davies, 1980]. Os controles geológicos governam o cenário fisiográfico, bem como a disponibilidade e as propriedades dos sedimentos. Os climas regionais do oceano e da atmosfera determinam o regime de energia, responsável por introduzir incerteza nos processos morfodinâmicos e, portanto, na evolução costeira, devido à sua natureza estocástica.

Através do exposto, por mais que o transporte sedimentar forneça o mecanismo de integração primário entre topografia e dinâmica de fluidos, é o balanço sedimentar local, resultante dos padrões de transporte de sedimentos (Figura 5), que causa erosão e deposição. Tendo isso em vista, o balanço sedimentar adquire um valor fundamental para a composição de estudos de modelagem e erosão costeira, e vem sendo utilizado como parâmetro de entrada em diversos modelos ao redor do mundo [Stolper et al., 2005; Cowell et al., 2006; Figueiredo et al., 2018; Armenio et al., 2019; Forgiarini et al., 2019; Bose et al., 2020; Montaña et al., 2020; López-Olmedilla et al., 2022; Vitousek et al., 2023].

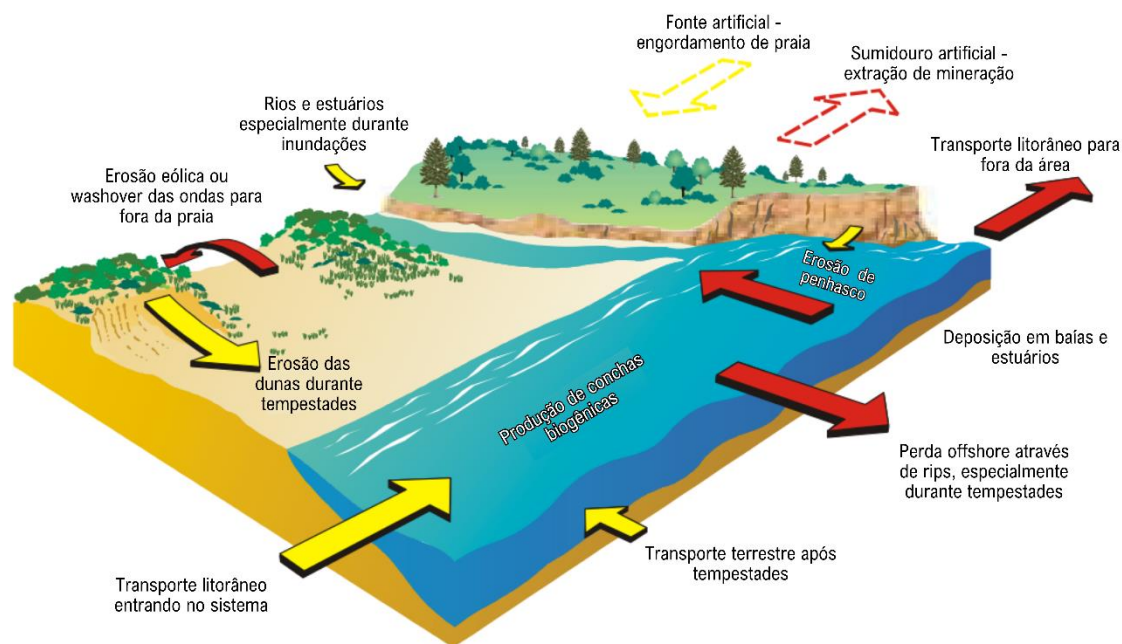


Figura 5: Modelo de compartimento sedimentar mostrando entradas e perdas potenciais de sedimento. Adaptado de [NSW Department of Land and Water Conservation \[2001\]](#).

O balanço sedimentar pode ser estimado para representar condições de curto prazo, como para uma determinada estação do ano, e de longo prazo, representando um determinado período histórico ou condições locais dentro de uma célula costeira [[Inman & Frautschy, 1965](#); [Bowen & Inman, 1966](#); [Dolan et al., 1987](#)].

Uma avaliação crítica dos dados publicados sobre a erosão costeira no Rio Grande do Sul, estado localizado no Sul Brasileiro [[Dillenburg et al., 2000](#); [Dillenburg et al., 2004](#); [Esteves et al., 2006](#); [Figueiredo & Calliari, 2006](#); [Figueiredo, 2011](#); [Albuquerque, 2013](#); [Forgiarini et al., 2019](#)] enfatiza que o saldo negativo de curto e longo prazo no aporte sedimentar é a principal causa de erosão ao longo do litoral. De acordo com [Nicolodi et al. \[2018\]](#), 5% da linha de costa do RS encontra-se em erosão moderada e cerca de 4% em erosão severa. As dúvidas na compreensão do papel da geomorfologia costeira, disponibilidade de sedimentos, interferência antrópica e mudanças no nível do mar destacam a

necessidade de investigações que dependem de observações e dados modelados em escala local [Le Cozannet et al., 2014, 2019]. Logo, refinar as estimativas desses controles na resposta costeira às mudanças climáticas representa um esforço para reduzir a incerteza nas respostas de simulações [Figueiredo, 2013].

Entretanto, quantificar com precisão a influência e magnitude dos parâmetros para realizar modelagens é uma tarefa complexa, visto a dificuldade de estabelecer a relação entre variações de curto e longo prazo com acurácia [Terwindt & Battjes, 1991]. Todavia, as restrições inerentes à quantificação do balanço sedimentar podem ser contornadas através dos avanços tecnológicos disponíveis atualmente, como as ferramentas de GIS. Ao evoluir de um histórico sedimentar clássico para um estudo mais complexo de balanço sedimentar é importante integrar tipos diferentes de dados e torná-los espaciais, assim como análises temporais e correlações [Brown et al., 2009]. O GIS pode ser usado além de uma ferramenta de mapeamento, como também uma ferramenta de manipulação, análise e reconstrução de ambientes sedimentares passados e fluxos [Berendsen & Volleberg, 2007]. Esse conjunto de ferramentas permitem a análise a longo prazo de dados de satélite, topográficos e batimétricos, assim como o gerenciamento de grandes bancos de dados, já que além da disponibilidade, o gerenciamento de informações pode ser um fator limitante no futuro [Brown et al., 2009]. Análises de deslocamento de linha de costa e erosão costeira através de imagens de satélite vêm sendo conduzidas ao redor do mundo na última década [Calkoen et al., 2021; Castelle et al., 2022], e seus resultados usados para integrar e calibrar modelos de mudança costeira de larga escala [Alvarez-Cuesta et al., 2021b, 2021a; Vitousek et al., 2023].

Mediante o exposto, este trabalho visa mensurar e aumentar a compreensão sobre o balanço sedimentar na região costeira do litoral médio do Rio Grande do Sul entre as regiões do Estreito e Mostardas, divididas em 3 trechos costeiros, sendo aqui denominados células costeiras [Inman, 2003]. Tendo como finalidade projetar cenários futuros de elevação do nível do mar através do modelo estocástico Random Shoreface Translation Model [Cowell et al., 1992], utilizando novos dados de balanço sedimentar calculados através de dados topográficos coletados em situ e imagens de satélite, em curto e médio prazo respectivamente.

Capítulo II: Objetivos

2.1 Geral

O objetivo geral deste estudo é aprimorar as estimativas de balanço sedimentar para estimar linhas de costa futuras em diferentes cenários de elevação do nível do mar.

2.2 Específicos

- I. Estimar a variação da linha de costa dos trechos selecionados em duas escalas espaço-temporais;
- II. Identificar tendências de curto e médio prazo para estimar o balanço sedimentar;
- III. Estimar a posição da linha de costa futura (15, 25, 50 e 100 anos) baseado em diferentes cenários de elevação do nível do mar utilizando uma metodologia estocástica.

Capítulo III: Área de Estudo

A área de estudo está localizada na planície costeira do estado do Rio Grande do Sul (PCRS), classificada como parte emersa da bacia sedimentar de Pelotas. A PCRS possui uma área de 33 mil km², constituída por um terreno de baixa inclinação contendo lagos e lagoas costeiras abundantes. Devido à presença destes corpos costeiros, a PCRS não recebe aporte sedimentar arenoso considerável de descarga fluvial, visto que os sedimentos ficam retidos nos corpos costeiros, como a Lagoa Mirim e Lagoa dos Patos [Toldo, 1989]. Sendo assim, a PCRS consiste em depósitos quaternários não consolidados. O setor escolhido para ser estudado nesta dissertação compreende o litoral médio da PCRS, entre as regiões do Estreito e Mostardas. Estudos pretéritos sobre a região valem ser ressaltados, como: estudos pioneiros sobre a formação da PCRS [Dillenburg et al., 2000; Tomazelli et al., 2000; Villwock et al., 1987];

estudos recentes da análise de fatores de controle na formação da barreira ao longo do litoral médio [Bitencourt et al., 2020a; Bitencourt, et al., 2020b; Bitencourt & Dillenburg, 2020]; estudo dos registros sedimentares hierárquicos da Bacia de Pelotas [Rosa et al., 2011, 2017]; estudo da incidência de ondas ao longo do litoral [Barletta & Calliari, 2003; Pereira et al., 2017; Speranski & Calliari, 2000]; estudos acerca da região do estreito [Barboza et al., 2018]; estudos sobre a região do Farol da Conceição [Buchmann & Tomazelli, 2003; Dillenburg et al., 2004; Machado, 2014; Tomazelli & Dillenburg, 1998]; e sobre a região de Mostardas [Leal et al., 2018; Simões, 2018; Simões & Oliveira, 2020].

3.1 Formação geológica e dinâmica costeira

Ao longo do período quaternário a costa do RS enfrentou diversos eventos transgressivos-regressivos, causados por oscilações glácio-eustáticas no nível do mar, ocasionando o retrabalhamento de sistema lagunares e leques aluviais presentes na costa [Villwock et al., 1987]. Como resultado deste retrabalhamento, dois sistemas deposicionais foram formados: um sistema de leques aluviais, ocupando a parte mais interna da planície; e quatro sistemas deposicionais transgressivos-regressivos do tipo laguna-barreira (Figura 6), sendo os três primeiros sistemas pleistocênicos e o quarto sistema holocênico, marcando o limite do evento de máxima transgressão marinha [Tomazelli & Villwock, 2000, 2005; Barboza et al., 2021].

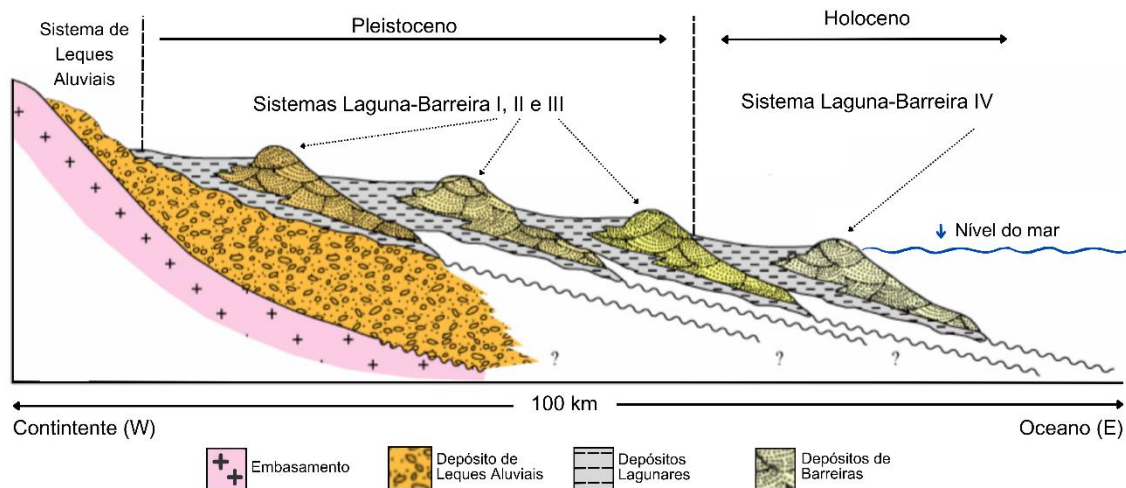


Figura 6. Esquema de perfil transversal representando os sistemas deposicionais laguna-barreira da Planície Costeira do Rio Grande do Sul. Adaptado de Tomazelli & Villwock (2005).

O quarto sistema holocênico, onde se encontra a atual linha de costa, é caracterizado por segmentos costeiros com padrões progradantes e retrogradantes adjacentes ao longo da costa (Figura 7). [Dillenburg et al. \[2000\]](#) dividiram este sistema em cinco setores, de acordo com a sua evolução em larga escala. Foram classificados com base no seu comportamento de longo prazo (últimos ~7 ka), apresentando diferentes tipos de barreiras costeiras, onde algumas são caracterizadas por uma linha de costa côncava (embaiada) e outras com forma convexa (projetada), progradante (acresciva) e retrogradante (erosiva), respectivamente, de acordo com a classificação proposta por [Roy et al. \[1994\]](#) para as barreiras Australianas. Além da forma e orientação da linha de costa, a antepraia também apresenta variações ao longo da costa, apresentando menor inclinação nos setores progradantes, e maior inclinação em setores retrogradantes.

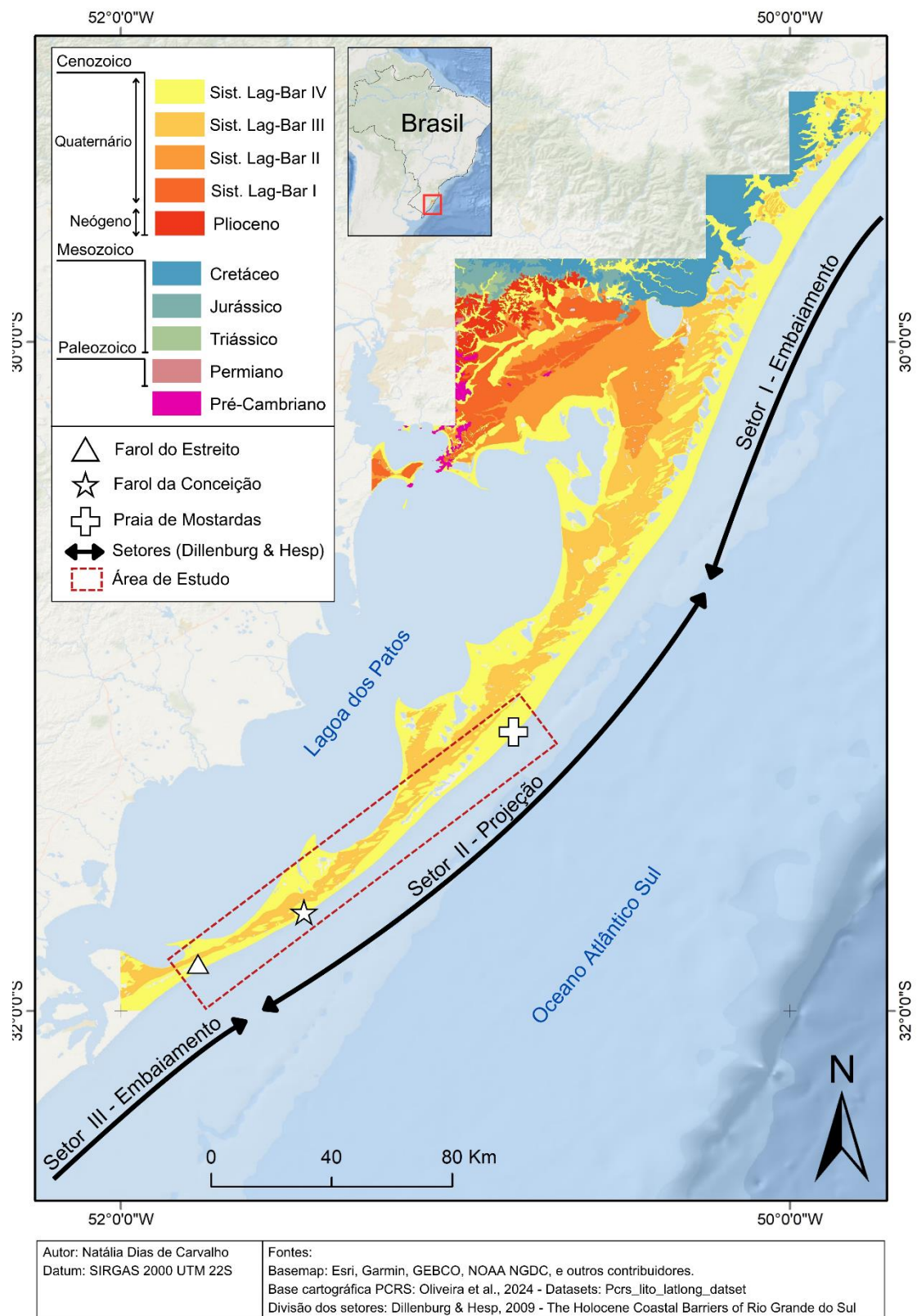


Figura 7. Divisão das barreiras costeiras do litoral do Rio Grande do Sul classificado pela sua formação e pela curvatura da costa. Fonte: [Dillenburger & Hesp, 2009;Oliveira et al., 2024].

A costa sul do Brasil, completamente exposta às ondas oceânicas, apresenta um regime de micromaré semidiurna com amplitude média de apenas 0,5 m [Dillenburg & Hesp, 2009]. Essa característica torna os processos costeiros na região predominantemente influenciados pela ação das ondas. A direção predominante das ondas é 160° (SE), seguida por 100° (E), com alturas variando entre 1 a 1,5 m e períodos de 6 a 14 segundos [Motta, 1969; Strauch, 1998; Cuchiara et al., 2009; Romeu et al., 2015; Cecilio & Dillenburg, 2019]. O clima de ondas é fortemente influenciado por ventos do nordeste (NE), predominantes na primavera e verão, enquanto os ventos de oeste (O) e sudoeste (SO) são mais significativos no inverno [Tomazelli, 1993; Cuchiara et al., 2009]. Ondas mais altas e períodos mais longos, geralmente de 7 a 12 segundos, são observados no inverno, quando predominam swells do quadrante sul [Romeu et al., 2015]. Estes padrões de vento e onda influenciam o transporte sedimentar ao longo da costa do estado, resultando em uma deriva litorânea líquida de sedimentos para o nordeste [Tomazelli & Villwock, 1992; Toldo et al., 1993; Motta et al., 2015], confirmada por medições de campo [Toldo et al., 1993; Lima et al., 2001]. Esse fato evidencia a importância das ondas do quadrante sul na região [Bitencourt et al., 2020].

A variação na orientação da linha de costa e na morfologia da plataforma interna estão diretamente relacionados com a energia das ondas e as características sedimentares locais, visto que as mudanças costeiras são majoritariamente ditadas pela ação das ondas [Alves, 2009]. A forma alternante entre embaiamentos e projeções no litoral resulta em diferenças na incidência de ondas ao longo da costa, dessa forma ocasionando diferentes valores de deriva litorânea. Lima et al. [2001] ao calcular as taxas de deriva litorânea

observou que os trechos retos da costa apresentam as maiores taxas de deriva litorânea, correspondendo as regiões da costa gaúcha com as maiores taxas de erosão costeira. Estes trechos apresentam menor equilíbrio entre o transporte positivo - para SW, e o transporte negativo - para NE. Sendo assim, um gradiente de energia de onda é estabelecido ao longo da extensão da costa, controlando o balanço sedimentar das zonas côncavas e convexas, influenciando o formato das barreiras costeiras encontradas na região [Toldo Jr et al., 2006; Martinho et al., 2009]. Dessa forma, projeções costeiras, como o trecho escolhido para este estudo, são usualmente submetidas ao balanço sedimentar negativo, causando erosão e resultando em barreiras retrogradantes. Enquanto costas reentrantes, ou embaixamentos, estão sujeitas à maior deposição de sedimentos, desenvolvendo barreiras progradantes [May & Tanner, 1980; Tomazelli et al., 2000]. Ademais, mudanças de larga escala (>200 km) são atribuídas a um clima de ondas de alta angulação [Alves, 2009]. Tempestades e ressacas, induzidas por ventos do quadrante sul, frequentemente elevam o nível do mar em até 1 metro, contribuindo para erosões naturais significativas em algumas regiões [Calliari et al., 1998].

3.2 Sub-divisão: Setores escolhidos

O setor analisado neste estudo compreende a região costeira do litoral médio entre Estreito e Mostardas. A região apresenta uma costa convexa, exposição elevada a ação oceânica, orientação SW-NE, e barreira holocênica retrogradante tem cerca de 2 km de largura [Dillenburg et al., 2000], onde sua parte emersa é em alguns trechos recoberta por um campo de dunas

transgressivo [Dillenburg & Hesp, 2009]. Parte da barreira, localizada em frente ao Farol da Conceição, recuou em longo prazo devido ao balanço sedimentar negativo, resultando na erosão da barreira holocênica e consequentemente na exposição de depósitos de lama lagunares e turfas, os quais afloram na face praial [Dillenburg & Hesp, 2009].

Dados de altura significativa de onda indicam um aumento de 0,86 m no Estreito, até 1,10 m em Mostardas [Barletta, 2000], com direção de onda predominante de SE, relacionada a ondas mais longas, e ondas de NE relacionadas a curto período [Pereira et al., 2017]. A ocorrência da barreira retrogradante fornece evidências de erosão costeira, induzida por maior energia de ondas devido ao foco de ondas e gradiente mais íngremes [Dillenburg et al., 2000]. Além disso, é o maior setor costeiro em que barreiras retrogradantes e campos de dunas transgressivas coexistem, sendo um indicador da relação entre a erosão e a formação deste tipo de duna [Dillenburg & Hesp, 2009].

As características evolutivas de cada trecho refletidas no comportamento em longo prazo denotam a existência de gradientes nas taxas de transporte litorâneo, resultando em diferentes balanços sedimentares [Inman, 2003]. Dessa forma, a área foi setorizada em células costeiras, definidas como um compartimento que contém o ciclo completo de sedimentação. Sendo assim, as células denotam a existência de um balanço sedimentar próprio dentro de seus limites, fornecendo a base para análises de erosão e acreção costeira [Dolan et al., 1987; Inman, 2003].

A área de estudo foi dividida em 3 células costeiras (Figura 8), levando em consideração diferenças na morfologia da antepraia, orientação da linha de costa e tipo evolutivo da barreira costeira. Dentro de cada célula também foram escolhidos setores de menor extensão para análises em campo, detalhadas posteriormente no capítulo metodológico.

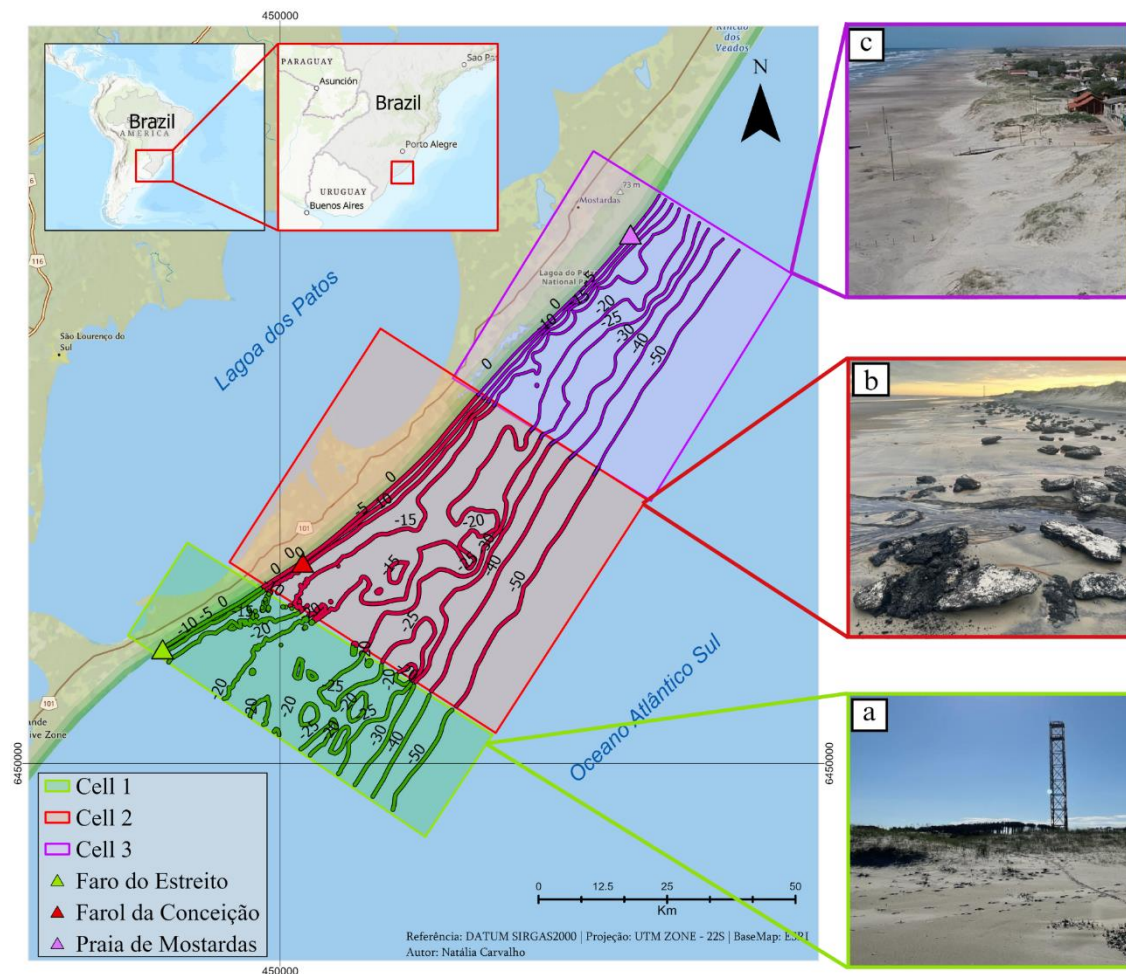


Figura 8. (a) Área de estudo dividida em 3 células costeiras: Célula 1 - Farol do Estreito, Célula 2 - Farol da Conceição, Célula 3 - Praia de Mostardas; Fotos registradas em campo para as áreas de estudo; (b) Praia de Mostarda (c) Farol da Conceição e (d) Farol do Estreito.

O primeiro setor está localizado em frente ao Farol do Estreito, no município de São José do Norte/RS. Está posicionado em uma zona transicional no fim de uma convexidade costeira, entre o fim de uma barreira retrogradante a norte e o início de uma barreira progradante a sul. Entre os 3 setores é o que

apresenta menor volume de dunas costeiras, estando mais suscetível a mudanças no nível do mar [Figueiredo, 2011].

O segundo setor localizado em frente ao Farol da Conceição, próximo a cidade de Bojuru/RS, é caracterizado como um hot spot erosivo, apresentando traçadores de retração histórica da linha de costa há aproximadamente 5 ka, como a destruição de estruturas costeiras, presença de escarpas nas dunas frontais, e afloramento de turfa e lama lagunar no pós praia [Tomazelli & Dillenburg, 1998; Tomazelli et al., 1998, 2000; Barletta & Calliari, 2003; Buchmann & Tomazelli, 2003; Dillenburg et al., 2004; Pereira et al., 2007; Machado, 2014; Bose et al., 2020].

O terceiro setor foi posicionado em frente à parte urbanizada do Balneário de Mostardas, situado no município de Mostardas/RS, é o segmento mais ao norte do litoral médio do estado, sendo o único setor com urbanização analisado. A praia possui dunas frontais bem desenvolvidas [Absalonsen & Toldo Jr, 2007], assim como uma urbanização adjacente às mesmas, com alto nível de transporte eólico de sedimentos. É caracterizada por possuir a morfologia da antepraia mais íngreme ao longo de toda costa do estado [Fachin, 1998], região em que novas hipóteses estão sendo estudadas acerca do seu potencial erosivo [Leal et al., 2018; Simões & Oliveira, 2020; Simões et al., 2022].

Capítulo IV: Material e Métodos

Após a divisão das 3 células costeiras, foram selecionados setores de menor extensão para as análises de curto (1 ano) e médio (13 anos) prazo da mudança da linha de costa. Com o objetivo de estimar linhas de costa futuras e calcular os valores de balanço sedimentar para cada célula, foi utilizado o modelo Shoreface Translation Model (STM) [Cowell et al., 1992], em sua versão estocástica Random Shoreface Translation Model (RanSTM) [Cowell et al., 2006] em duas etapas:

Na primeira etapa foram realizadas simulações inversas de forma determinística, mantendo os parâmetros com valores fixos, para calcular os valores de balanço sedimentar. Na segunda etapa, através dos valores alcançados, foram realizadas as simulações finais de mudança da linha de costa

de forma estocástica, incluindo o efeito do aumento do nível médio do mar para os próximos: 15, 25, 50 e 100 anos.

A metodologia a seguir seguirá a seguinte estrutura: Primeiramente, será abordada a escolha do modelo utilizado e suas particularidades; secundariamente, serão divididos em subtópicos todas as variáveis de entrada necessárias para sua aplicação e o que foi realizado para alcançar cada um desses valores. Por fim, foram detalhadas as simulações feitas para obtenção das linhas de costa projetadas. A sequência lógica da metodologia pode ser observada através da Figura 9, detalhada a seguir:

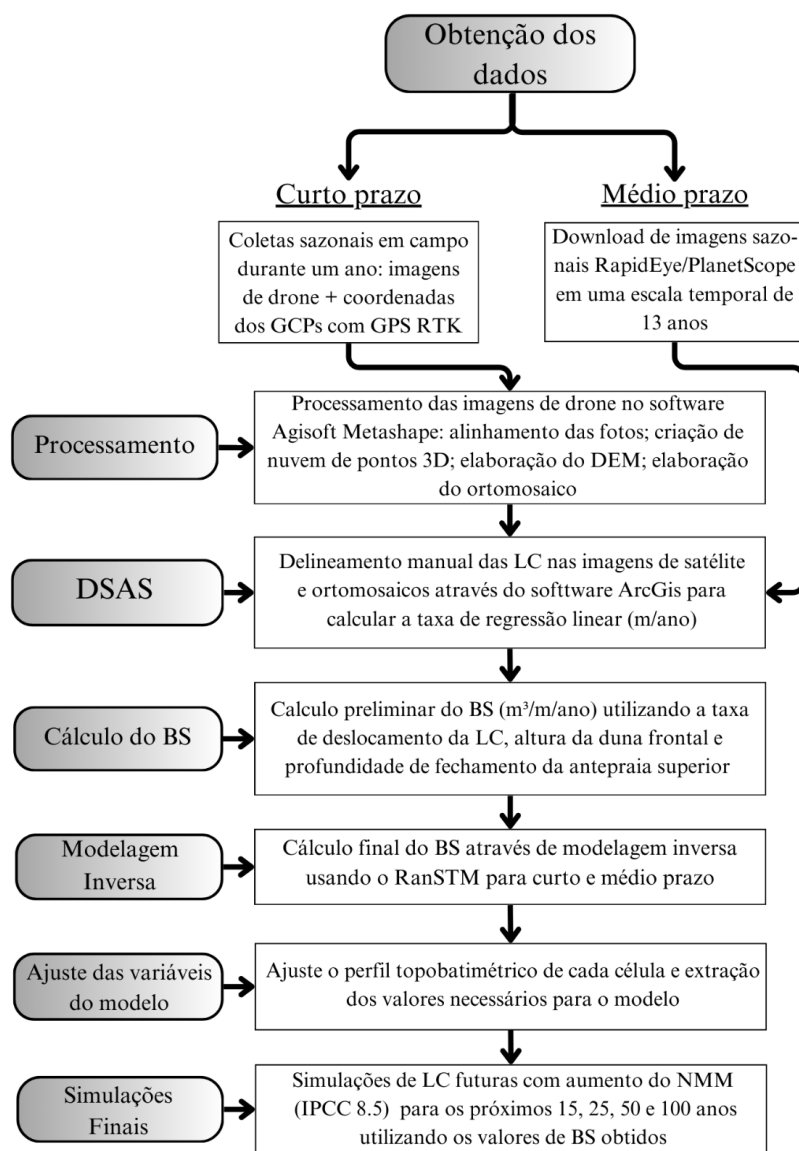


Figura 9. Esquema lógico das etapas da metodologia aplicada para curto prazo e médio prazo, juntamente com os perfis topobatimétricos de cada célula utilizados como substrato de entrada para as simulações.

4.1. Random Shoreface Translation Model – RanSTM

O modelo escolhido para ser utilizado nesta metodologia foi o Random Shoreface Translation Model (RanSTM) [Cowell et al., 2006]. Por se tratar de um modelo estocástico, ele permite um intervalo de valores para os parâmetros de entrada. O modelo é empregado como alternativa a modelos determinísticos [Cowell et al., 1992; Cowell et al., 1995], comumente usados para prever os efeitos do aumento do nível do mar nas praias, diferindo da tradicional Regra de Brunn [Bruun, 1962], que é em essência, um modelo de conservação geométrica de massa, criticado por suas restrições nos valores de entrada de balanço sedimentar e por seu valor único de saída [Cooper & Pilkey, 2004]. O modelo aqui utilizado é capaz de simular a aleatoriedade do sistema real através de distribuições probabilísticas (PDF) dispostas em um intervalo (min, mod e máx) de cada parâmetro de entrada, as quais representam matematicamente as chances de ocorrência de todos os valores possíveis para um determinado processo do sistema (ex. balanço sedimentar, nível no mar etc.). Este modelo vem sendo utilizado a décadas em diversos trabalhos na costa da Austrália, Brasil e no continente europeu [Daley, 2005; Cowell et al., 2006; Adlam, 2008; Figueiredo, 2011; Forgiarini et al., 2019; Figueiredo et al., 2020; Germani et al., 2020; López-Olmedilla et al., 2022] sendo validado através de modelagem inversa em larga escala para a costa Sudeste da Austrália [Roy et al., 1994; Cowell et al., 1995, 2001; Cowell et al., 2003b], e por Bose et al. [2020] em escala decadal para a região do Farol da Conceição.

As variáveis de entrada do modelo são: variações do NMM, geometria e textura do substrato e balanço sedimentar; que são representadas como funções de densidade de probabilidade (PDF), convertendo a incerteza dos dados em probabilidade de risco. As PDFs são formuladas através de uma seleção aleatória do conjunto de valores inicial, que contém um valor mínimo, médio e modal para cada variável de entrada. A execução repetitiva dos diferentes conjuntos de parâmetros de entrada fornece uma distribuição de distância de recessão, uma previsão do deslocamento da costa ao invés de uma previsão determinística, sendo compilada dentro de uma faixa de probabilidade de ocorrência (0,001–100%), onde o valor médio de saída (50%) corresponde à estimativa única de um modelo determinístico [Cowell et al., 2006]. A distância total de recuo determinada pelo modelo leva em conta translações horizontais e verticais do perfil, que são governadas por mudanças em função do tempo no nível do mar (S), geometria do substrato e textura (P), e através do ganho ou perda de sedimento, representado pelo balanço sedimentar (V). Sendo assim, a recessão é descrita pela equação 1 abaixo:

$$R = f\left(\frac{dS}{dt}, \frac{dP}{dt}, \frac{dV}{dt}\right) \quad (\text{Equação 1})$$

Os resultados obtidos pelo modelo podem ser analisados na forma de curva de risco, ou seja, a probabilidade associada a cada distância de recuo ou acreção ser excedida no futuro [Cowell et al., 2006], proporcionando previsões mais transparentes para o gerenciamento costeiro. Neste trabalho, cada simulação realizada possui um número predeterminado de 1.000 simulações dos

parâmetros, já que, segundo [Carrasco & Chang, 2005], após mil repetições não há variação visível nos resultados de recuo.

4.2 Variáveis de entrada

4.2.1 Perfil topo-batimétrico

O dado de entrada do modelo consiste em um perfil topobatimétrico do substrato representativo da área onde a simulação será realizada, sendo assim, foram gerados 3 perfis representativos, um para cada célula costeira presente na área de estudo. A parte subaérea do perfil foi coletada em campo através do GPS RTK Kolida, onde foram traçados perfis de praia partindo da linha d'água até aproximadamente 1 km dentro do continente (Figura 10). Os perfis foram coletados nas adjacências do Farol do Estreito (Célula 1), Farol da Conceição (Célula 2) e na região central da Praia de Mostardas (Célula 3).

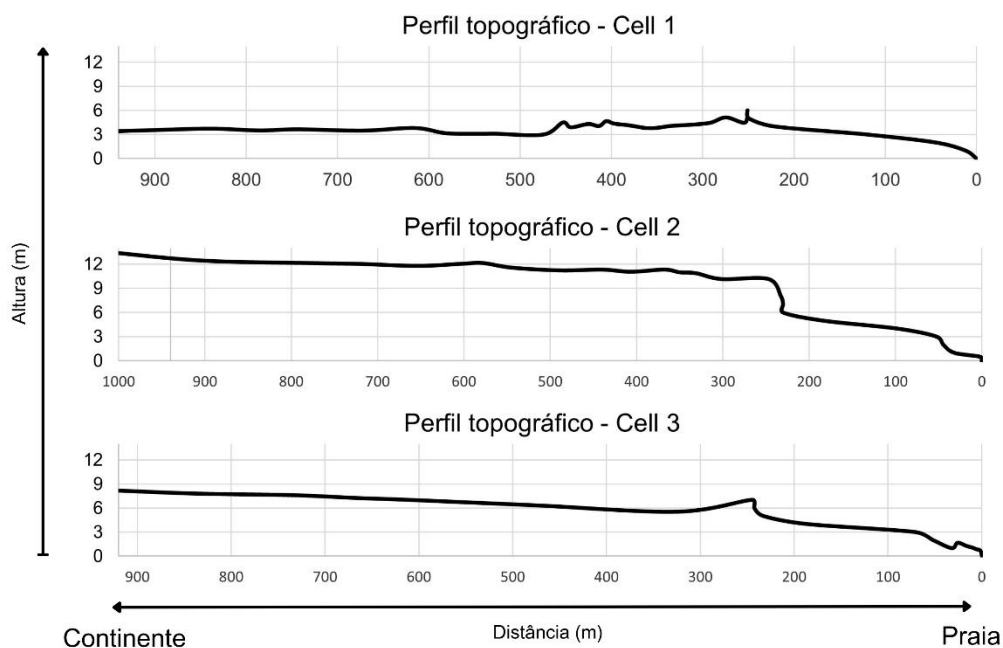
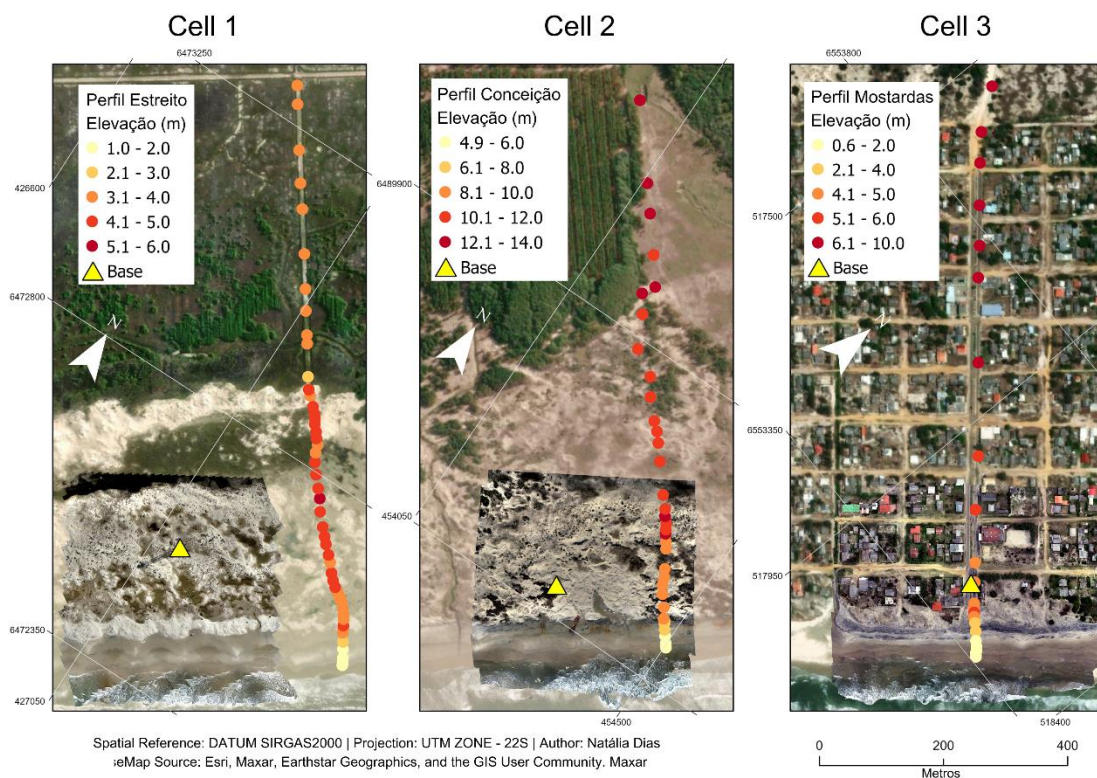


Figura 10. Localização dos perfis topográficos coletados para cada célula e seus respectivos perfis plotados.

Os dados batimétricos foram retirados de Cartas Náuticas da Marinha do Brasil e os dados previamente coletados pelo Laboratório de Oceanografia Geológica (FURG) ao longo dos anos [Goulart, 2010]. Posteriormente foram

processados no Software ArcGisPro™ seguindo a metodologia proposta por Daley [2005] para a obtenção de um perfil representativo de cada célula, onde os valores dos modelos de elevação foram agregados ao perfil topográfico. Dessa forma, os perfis topográficos e batimétricos foram unidos, usando o valor de base da duna como referência para linha de costa e ponto de união entre eles.

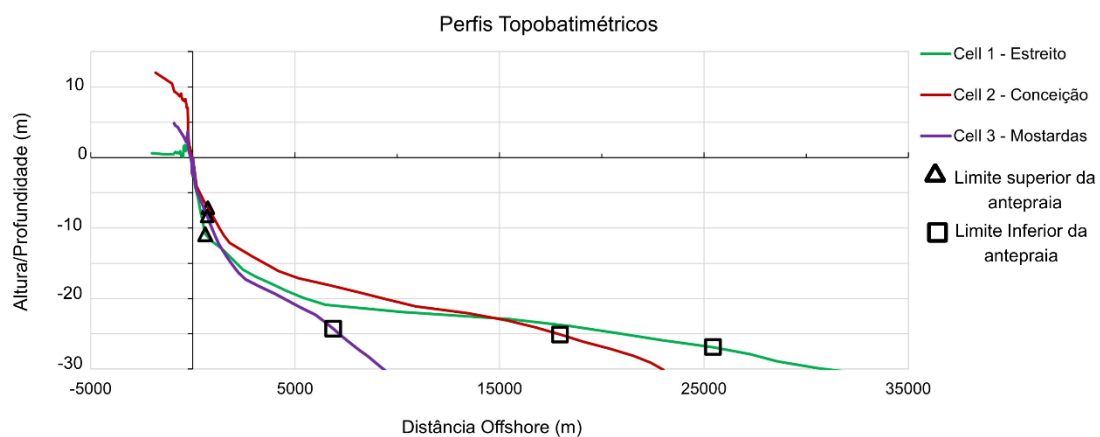


Figura 11. Perfis topobatimétricos elaborados para cada célula e seus limites superior e inferior da antepraia: célula 1 (verde), célula 2 (vermelho) e célula 3 (roxo).

4.2.2 Ajustes na geometria da antepraia

O modelo requer como parâmetros de entrada a caracterização geométrica do substrato, ou seja, a delimitação da antepraia (Figura 12). Sabendo que, o transporte sedimentar ao longo do perfil é diferente para a antepraia superior e inferior [Cowell et al., 1999], já que diferentes fluxos são dominantes para cada uma [Inman et al., 1993], foi utilizada a equação de equilíbrio de antepraia composta proposta primeiramente por Inman et al. [1993] e ajustada por Cowell et al. [1999]. O reajuste ocorreu para parametricamente incorporar feições morfológicas originárias dos diferentes fluxos atuando na

antepraia, a fim de simular apropriadamente a translação da antepraia. O perfil de equilíbrio da antepraia é definido pela equação 2:

$$h = WA_cX^{mc} + (1 - W)A_iX^{mi} \quad (\text{Equação 2})$$

onde,

A é o parâmetro de escala que controla a inclinação geral do perfil,

X é distância a partir da linha de costa até o fim do perfil,

m é o expoente que determina a forma do perfil,

c e i são parâmetros referentes a antepraia superior e inferior, respectivamente,

W representa a função ponderada que determina a zona de transição, definida pela equação 3:

$$W = \exp \left\{ - \left[\frac{|\lambda - x| - (\lambda - x)}{\lambda c} \right]^d \right\} \quad (\text{Equação 3})$$

onde,

c e d controlam a taxa de comprimento entre a antepraia superior e inferior,

x é a distância cross-shore,

λ é a extensão da antepraia superior.

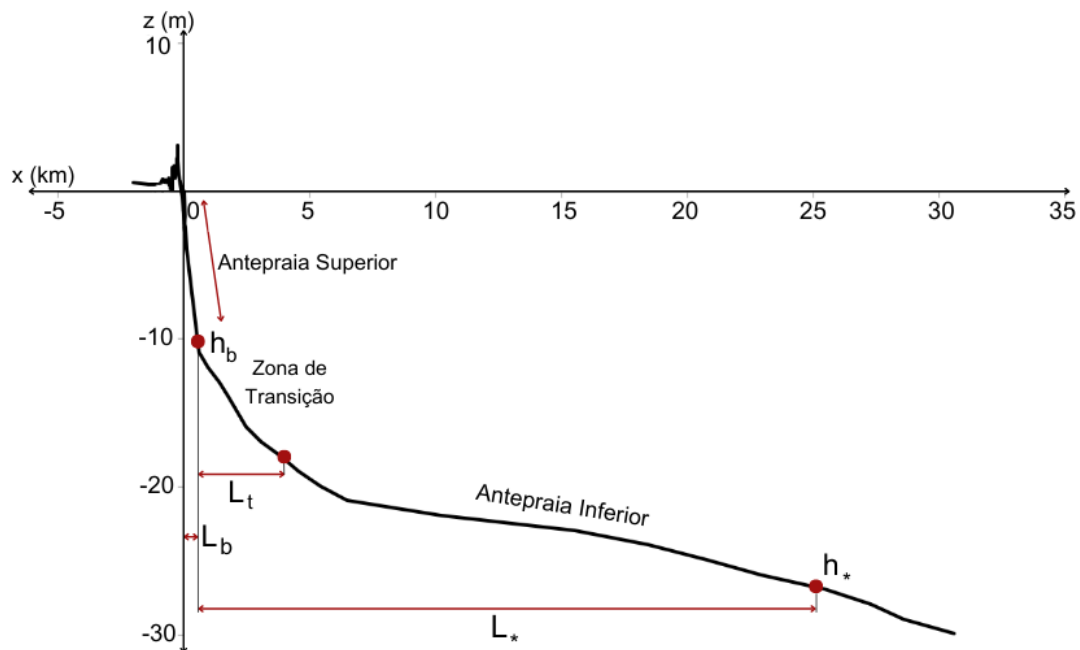


Figura 12. Esquema do perfil topo-batimétrico de entrada do modelo RanSTM para a Célula 2, ilustrando: Profundidade (m) entre a linha de costa (0) e a profundidade de fechamento da antepraia superior (h_b); Comprimento da zona de transição (L_t); Profundidade de fechamento da antepraia inferior (h_*); Comprimento da antepraia superior (L_b); Comprimento da antepraia inferior (L_*).

Em uma primeira estimativa dos limites da antepraia, os valores de profundidades de fechamento utilizados como referência foram calculados por Sgandella [2023] e Figueiredo [2011], baseados no método de Hallermeier [1981]. O método relaciona o clima de ondas e a profundidade de fechamento da antepraia superior (h_b ; Figura 12) e inferior (h_* ; Figura 12), definindo o limite da antepraia superior como a região na qual ciclos de erosão e acreção resultam em modificações significativas na morfologia do fundo em um ano típico. Para definir os limites de fechamento, além dos valores calculados através do método de Hallermeier [1981], também foram utilizadas pistas morfológicas dos perfis, como locais de mudanças mais significativas na declividade da antepraia, pois possuem maior probabilidade de fornecer uma estimativa mais acurada das profundidades de fechamento, já que a morfologia representa a integração de

processos durante um período longo [Figueiredo \[2011\]](#). Os perfis modelados para extração dos parâmetros necessários estão exibidos na Figura 13:

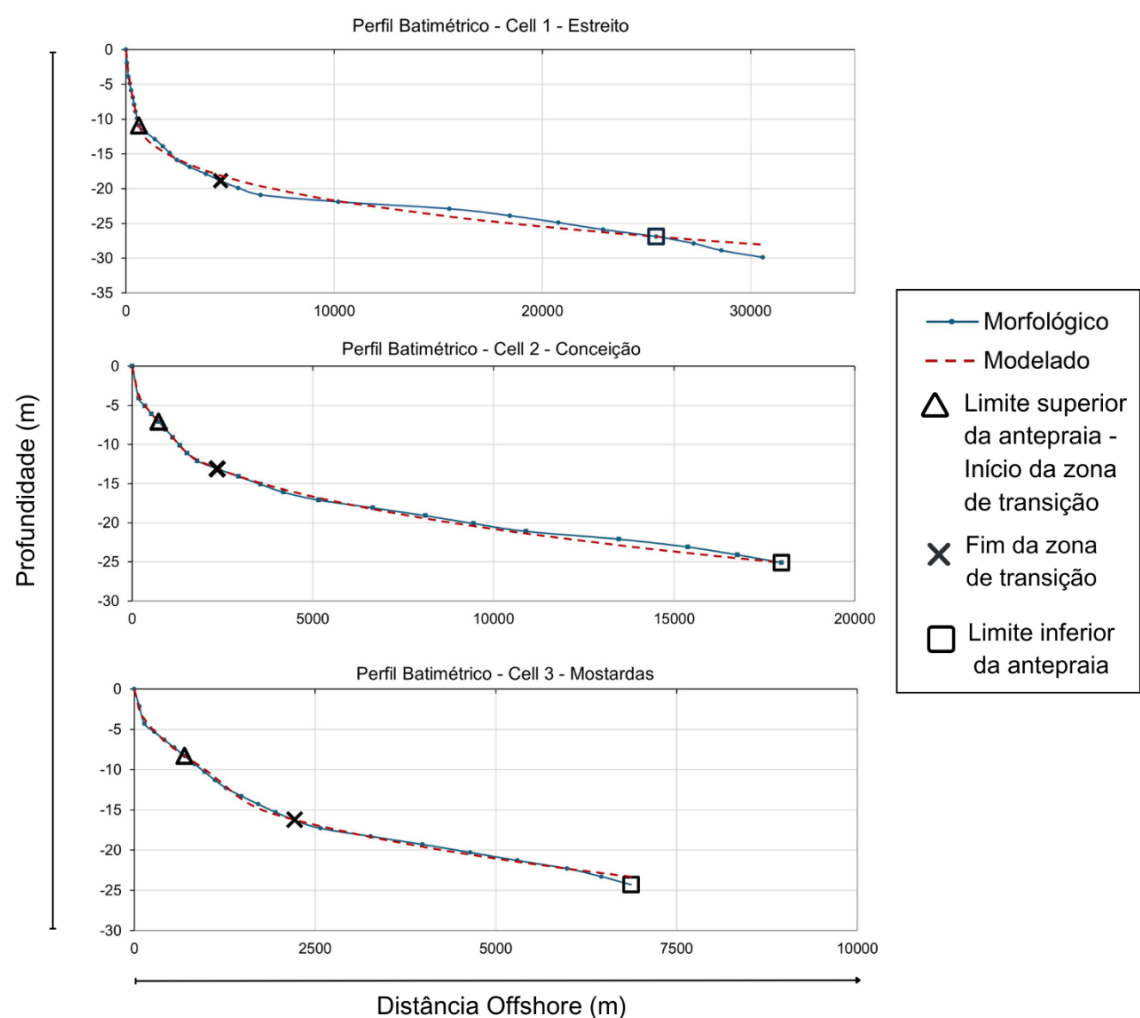


Figura 13. Comparação entre os perfis morfológicos e modelados da batimetria de cada célula, ajustados para extrair os parâmetros do substrato necessários para o modelo RanSTM.

Os valores utilizados para parâmetros de entrada no modelo estão identificados na Tabela 1, abaixo:

Tabela 1. Valores de entrada utilizados para definir o substrato das três células, sendo eles: profundidade de fechamento superior (h_c), comprimento da antepraia superior (L_c), comprimento da zona de transição (W), profundidade da antepraia inferior (h_i), e comprimento da antepraia inferior (L_i).

Perfil	Origem do perfil (m)	h_c (m)	L_c (m)	W	h_i (m)	L_i (m)
Célula 1	2.9	10.9	609.4	3942.8	26.9	25459.3
Célula 2	3.1	7.1	732.7	1624.8	25.1	17970.5
Célula 3	3.3	8.3	694.8	1524.7	22.3	5985.37

4.2.3 Taxas de mudança da linha de costa

Com a finalidade de quantificar as variações na posição da linha de costa, foi utilizado o método Digital Shoreline Analysis System (DSAS) [Thieler et al., 2009]. O método calcula taxas de variação estatísticas para uma série temporal de dados vetoriais de linha de costa [Himmelstoss et al., 2021], ou seja, a distância entre diferentes linhas de costa ao longo do tempo, através de uma linha de referência. O método vem sendo aplicado mundialmente desde seu início até os dias atuais [Albuquerque et al., 2013; Nassar et al., 2018; Sam & Gurugnanam, 2022], e de acordo com a revisão de Oyedotun [2014], o método pode produzir informações valiosas sobre o comportamento morfodinâmico das linhas costeiras em termos de: mudança de posição da linha costeira, identificação de áreas de erosão e deposição, mudanças na geometria da costa, e variação das propriedades planimétricas do ambiente costeiro.

Como ilustrado na Figura 14, a aplicação do DSAS segue uma sequência de passos, onde é necessário vetorizar manualmente as linhas de costa da região desejada e uma linha base de referência. Partindo da baseline, são traçados transectos perpendiculares ao longo da extensão da área, interceptando o conjunto histórico de linhas de costa. Através da distância entre

cada linha de costa é gerada uma taxa de regressão calculada através do método LRR (Linear Regression Rate).

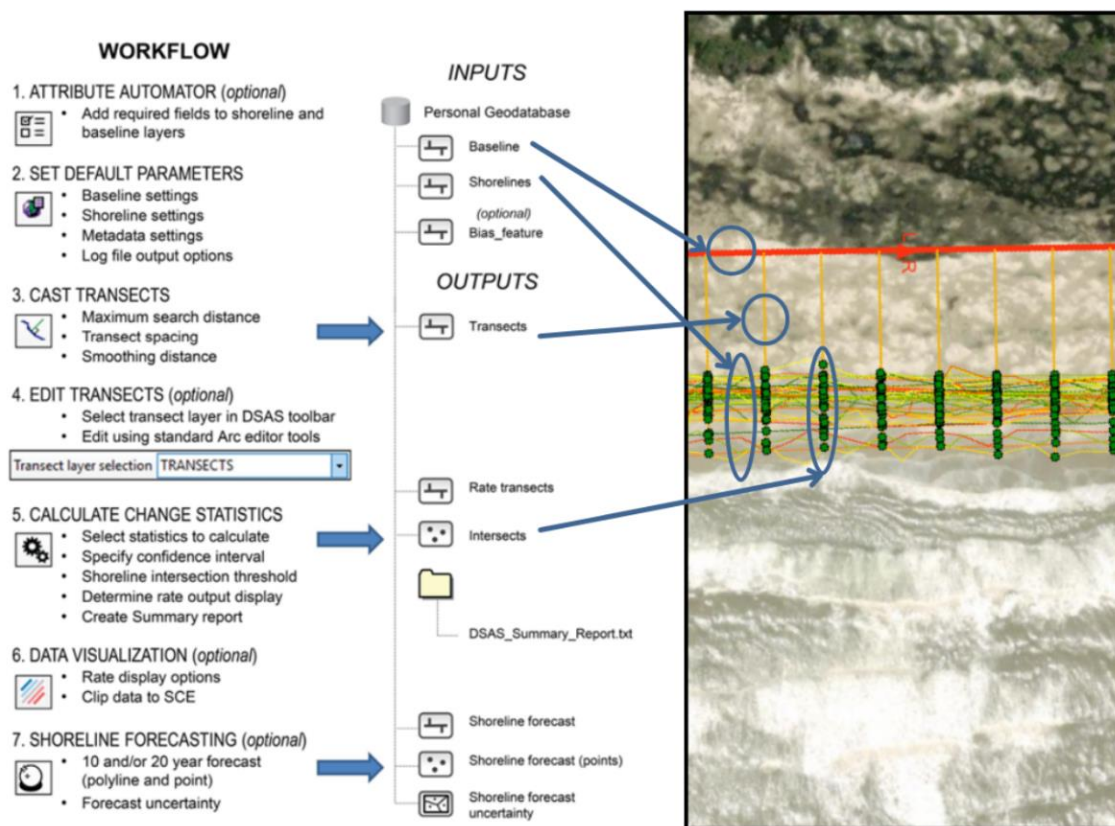


Figura 14. Workflow utilizado na aplicação do método DSAS.

O método foi aplicado individualmente para os 3 setores, em duas escalas espaço-temporais, utilizando imagens de satélite (média escala) e ortomosaicos (curta-escala) resultando em 6 valores de taxa de regressão (m/ano). O espaçamento utilizado entre os transectos foi de 50m para a análise a médio prazo, já que a extensão da área foi de aproximadamente 5 km, e de 4m para a análise a curto prazo, já que a extensão da área foi de aproximadamente 400m. Para classificar os resultados da linha de costa foi utilizada a classificação elaborada por [Esteves & Finkl \[1998\]](#), definida na Tabela 2 abaixo:

Tabela 2. Classificação utilizada para as mudanças na linha de costa, elaborada por Esteves & Finkl [1998].

Classes	Taxa de mudança da Linha de Costa
Acreção	> 0.5 m/ano
Estabilidade	-0.5 até 0.5 m/ano
Erosão	-1 até -0.5 m/ano
Erosão Severa	> -1 m/ano

4.2.3.1 Curto-prazo: Coletas em Campo

Para dar início as coletas topográficas, foi necessário realizar a instalação e transferência de marcos topográficos nos 3 setores de estudo, a fim de obter o posicionamento para as coletas em campo, visto que o GPS necessita de um ponto base para realizar os levantamentos com precisão. No mês de setembro de 2022 foi utilizado o GPS RTK Kolida no modo estático em 3 bases conhecidas e 3 bases instaladas próximas a praia concomitantemente. Após a coleta os dados foram convertidos para o formato RINEX, composto por 3 arquivos: arquivo de observações (.22O), arquivo navegação (.22N), arquivo meteorológico (.22G). Como os pontos dos novos marcos necessitam de uma referência horizontal e vertical, foi gerado através do site do IBGE a coordenada da estação RSPE mais próxima (RSPE – Capão do Leão), pertencente a Rede Brasileira de Monitoramento Contínuo dos Sistemas GNSS (RBMC) referente ao mesmo dia da coleta dos dados em campo. A coordenada da estação RSPE foi adicionada ao software TopCon Tools, e atualizada com as coordenadas norte

e leste extraídas do relatório descritivo da estação obtido pelo site do IBGE, juntamente com a altitude e os sigmas (desvios padrão). Posteriormente as coordenadas adquiridas em campo foram adicionadas ao software, junto com informações como o tipo de receptor/antena do GPS e a altura do equipamento em relação ao marco, para enfim gerar as novas coordenadas dos marcos instalados. A localização e as coordenadas em UTM (leste, norte, altitude) dos marcos instalados estão dispostas abaixo (Figura 15):

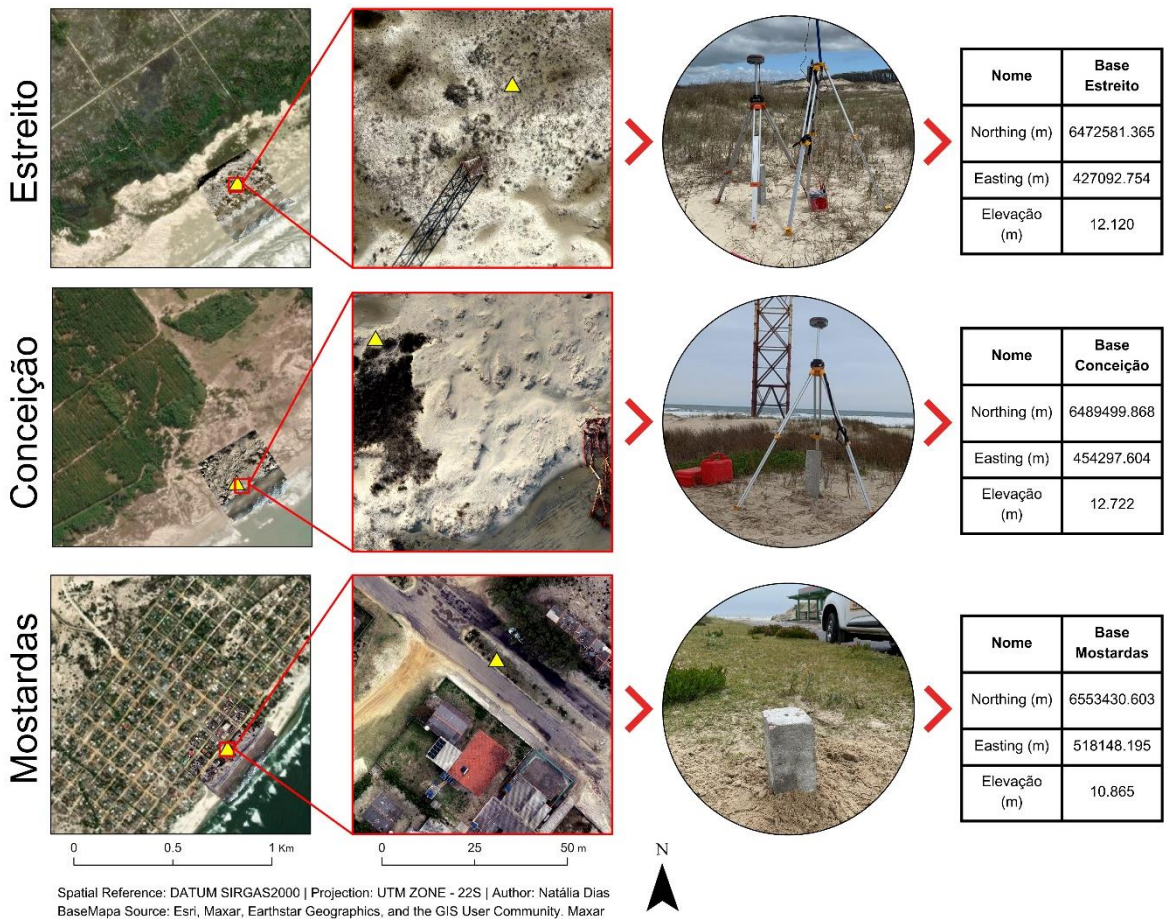


Figura 15. Localização e coordenadas dos marcos topográficos instalados para realização dos levantamentos topográficos ao longo de 2022-2023.

Aquisição e processamento de dados de Drone e GPS RTK

Após a instalação dos marcos topográficos, foram realizadas quatro saídas de campo ao longo de um ano, nas quais foram coletadas imagens aéreas de drone e coordenadas de pontos conhecidos. As coletas foram realizadas nos meses de outubro de 2022, fevereiro, maio e agosto de 2023, compreendendo todas as estações do ano. Foi utilizado o Drone DJI Phantom 4® para realização de voos a 60m de altura, e um GPS Real Time Kinematics Kolida para coleta de coordenadas (x, y, z) de pontos de controle (GCPs) dentro das áreas de, em média, 400m². Os GCPs foram posicionados (Figura 16) de forma que contemplasse diferentes altitudes da área, estando posicionados ao longo do pós-praia, no topo da duna frontal, e ao longo do campo de dunas, seguindo a mesma direção para facilitar a coleta após o fim do levantamento. Os dados de altitude dos GCPs, adquiridos pelo RTK, foram pós-processados e corrigidos usando a ondulação geoidal (diferença entre a ondulação elipsoidal e o geóide), fornecida pelo programa MAPGEO, disponível no site do Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística (IBGE).

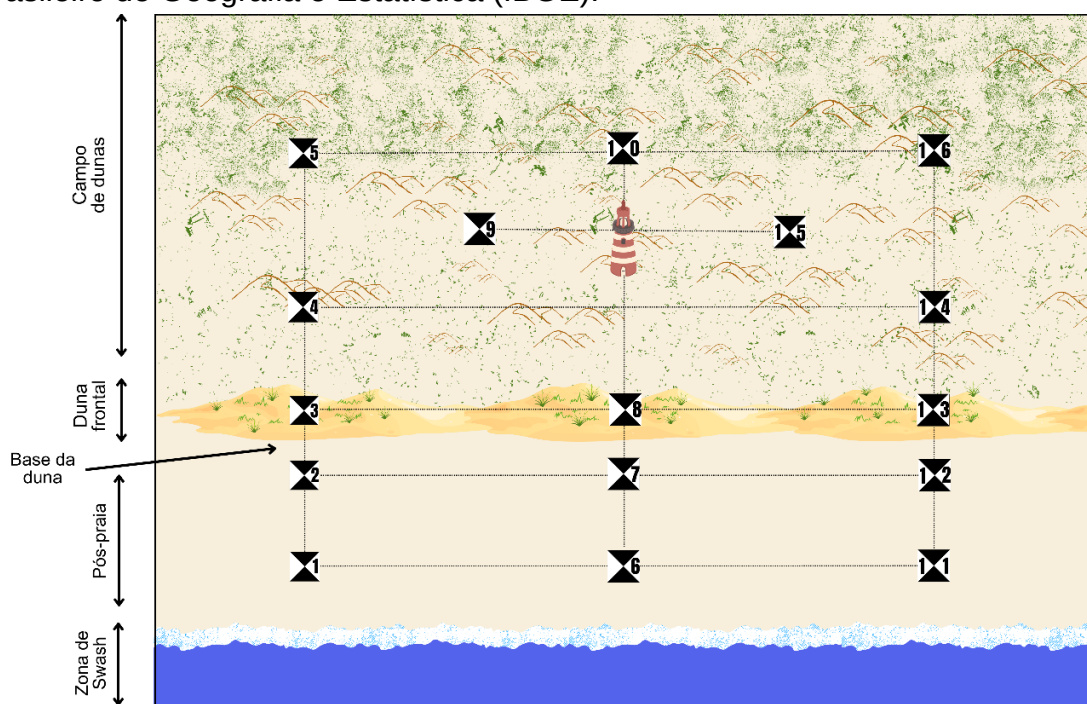


Figura 16. Esquema de posicionamento dos GCPs utilizado ao longo das áreas nas coletas em campo.

Processamento das imagens de Drone

As imagens coletadas em cada levantamento, junto com as coordenadas dos GCPs corrigidas, foram processadas no software AgiSoft Metashape, onde foram submetidas a processos de alinhamento, ajuste de sistema de coordenadas (SIRGAS2000 UTM Zone 22S) e verificação da posição dos GCPs. Após o alinhamento das fotos, foi gerada uma nuvem densa de pontos 3D, e posteriormente os rasters de modelos de elevação (DEM) e ortomosaicos, com resolução de 0,03 m por pixel. Além disso, também foram gerados modelos de terreno (MDT), com a finalidade de retirar os valores de altura relativos a urbanização e a presença dos faróis, resultando apenas nos valores reais de elevação do terreno. O workflow utilizado para o processamento das imagens foi retirado do Open-File Report 2021–1039 sobre processamento de imagens costeiras da USGS [Over et al., 2021]. As linhas de costa utilizadas no método DSAS para a análise de curto-prazo foram traçadas a partir dos ortomosaicos e modelos de terreno gerados nessa etapa da metodologia. Os erros médios (Tabela 3) associados a cada levantamento estão dispostos abaixo:

Tabela 3: Erros médios em metros e em pixels para cada localidade e levantamento.

Local	Data do Levantamento	Erro médio (m)	Erro médio (px)
Estreito	24/10/2022	0,020361	0,631
	06/02/2023	0,019507	0,746
	22/05/2023	0,015606	0,689

	21/08/2023	0,029196	0,767
Conceição	24/10/2022	0,012462	0,565
	06/02/2023	0,018760	0,890
	22/05/2023	0,015990	0,801
	21/08/2023	0,020569	0,799
Mostardas	25/10/2022	0,018555	0,693
	07/02/2023	0,047221	1,022
	23/05/2023	0,018181	0,925
	22/08/2023	0,029042	0,585

4.2.3.2 Médio-Prazo: Imagens de Satélite

Para a análise a médio prazo, foram utilizadas imagens de satélite da plataforma Planet, uma plataforma com imagens diárias prontas para análise. O download das imagens foi feito através de uma conta estudantil Planet, que fornece mensalmente um limite de km² para download grátis de imagens. Foram utilizadas imagens PlanetScope/RapidEye, com resolução espacial variando de 5m a 3m, dependendo da data da aquisição da imagem. As imagens possuíam 5km de extensão, a escala temporal utilizada foi a disponível na plataforma para os setores escolhidos, iniciando no ano de 2009 e terminando no ano de 2022, abrangendo 13 anos de imagens. Com a finalidade de se obter um resultado mais robusto, foram selecionadas 4 imagens por ano de forma sazonal, nos meses de março, junho, setembro e dezembro, para cada um dos três setores do estudo, totalizando em média 50 imagens por setor. Devido a erros de

aquisição nas imagens, ou da própria disponibilidade, algumas imagens foram selecionadas fora dos meses delimitados, porém sempre com datas próximas a fim de respeitar a sazonalidade. Todas as informações acerca das imagens utilizadas estão dispostas em uma Tabela no Anexo II. Após a aquisição de todas as imagens para cada setor respectivo, foram traçadas manualmente as linhas de costa no software ArcGis. Para analisar a variabilidade e tendências da linha de costa, é necessária a definição de um indicativo de posição. Devido à natureza dinâmica de uma praia, a definição escolhida deve considerar a linha costeira tanto no sentido temporal, quanto espacial, e deve levar em conta a dependência desta variabilidade na escala de tempo pela qual ela está sendo investigada [Boak & Turner, 2005]. Levando em consideração a resolução espacial das imagens disponíveis, neste trabalho o indicativo de linha de costa utilizado para traçar as linhas de costa nas imagens foi a base da duna frontal.

4.2.4 Estimativas de curto e médio prazo do balanço sedimentar

Para calcular o balanço sedimentar das três áreas em curto e médio prazo, foi utilizada a Equação 4 [Figueiredo, 2011] para calcular uma primeira estimativa de valores, que posteriormente foram utilizados para calcular o balanço sedimentar através de modelagem inversa pelo modelo RanSTM. O modelo foi escolhido pois a equação 4 leva em conta apenas a profundidade de fechamento da antepraia superior, enquanto o modelo também inclui as trocas sedimentares realizadas pela antepraia inferior.

$$V = C_p (h_d + h_c) \quad \text{(Equação 4)}$$

Onde,

V representa o volume sedimentar ($m^3 / m / ano$),

C_p é a taxa de deslocamento do perfil horizontal (m),

h_d é a altura da duna frontal (m),

h_c é a profundidade de fechamento da antepraia superior (m).

Os valores de taxa de deslocamento (C_p) do perfil horizontal foram obtidos através da aplicação do método DSAS. A altura da duna frontal foi extraída dos DEMs oriundos da saída de campo realizada em outubro de 2022, onde foi constatado o estado praial mais erosivo para o período das coletas. Os valores de balanço sedimentar obtidos da Equação 4 foram usados para derivar os valores históricos de recuo costeiro observados nas imagens de satélite. Depois disso, para atingir os valores de balanço necessários para alcançar o recuo total de cada célula, simulações inversas determinísticas foram conduzidas usando o modelo RanSTM, mantendo valores de entrada dos parâmetros constantes para mínimos, modais e máximos, sem considerar variações no nível médio do mar (MSL).

4.3. Projeções da linha de costa futura

Para estimar a posição futura da linha de costa para os próximos 15, 25, 50 e 100 anos, foram realizadas 12 simulações individuais em modo estocástico para cada célula e horizonte temporal através do modelo RanSTM, considerando valores mínimos, modais e máximos para os parâmetros de entrada, considerando as projeções de aumento do nível médio do mar. Os valores de balanço sedimentar utilizados nas simulações para os cenários futuros foram estimados assumindo um ganho ou perda linear de acordo com o balanço

sedimentar estimado com o RanSTM para ambos os horizontes temporais. Os valores são dados em $\text{m}^3/\text{m}/\text{ano}$, logo para o cálculo do balanço sedimentar equivalente para os cenários futuros o valor encontrado foi multiplicado pelo número de anos a serem projetados: 15, 25, 50 e 100 anos. Além dos valores de curto e médio prazo calculados, também foi utilizado o valor de $-4 \text{ m}^3/\text{m}/\text{ano}$ a longo prazo, simulado por [Dillenburg et al. \[2000\]](#) para a perda de volume erodido das barreiras retrogradacionais para as enseadas. O intervalo de valores de aumento do nível do mar foi extraído através da ferramenta Sea Level Projection Tool, utilizando o cenário 8.5 do sexto relatório do IPCC [\[IPCC, 2021\]](#), para cada ano de simulação. Os valores utilizados em cada simulação foram os mesmos para as 3 células (Tabela 4).

Tabela 4. Valores mínimos, médios e máximos do aumento do nível médio do mar (m) utilizados nas simulações finais.

Aumento do NMM (m)	Mínimo	Modal	Máximo
2039	0,09	0,14	0,19
2049	0,15	0,215	0,29
2074	0,32	0,44	0,58
2124	0,74	1,05	1,3

Capítulo V: Artigo Científico

Para a obtenção do título de Mestre pelo Programa de Pós-Graduação em Oceanografia, é requerido que o discente realize a submissão de pelo menos um artigo científico como primeiro autor em periódico com corpo indexado. Desse modo, os resultados da pesquisa desenvolvida durante o período de mestrado e a discussão dos resultados serão apresentados em forma de artigo neste Capítulo. O manuscrito, de autoria de Natália Dias de Carvalho, Salette Amaral de Figueiredo, Elaine Siqueira Goulart e Augusto Muniz Cavalcanti, é intitulado “Multi-Scale approach on sediment budget estimation for future shoreline projections under sea level rise” e foi submetido para publicação no periódico “Estuarine and Coastal Shelf Science”. A submissão para este periódico requer o envio de um resumo gráfico (Graphical Abstract) (Figura 17), exibido abaixo.

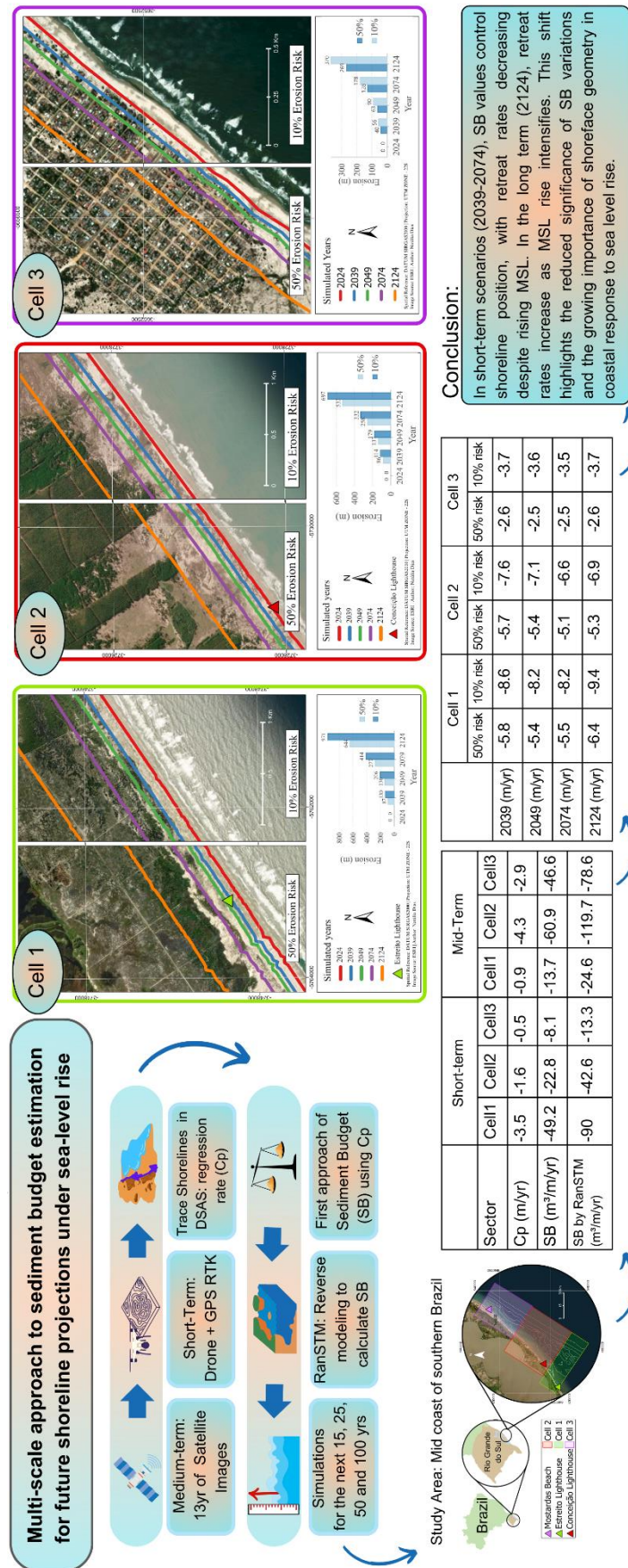


Figura 17: Graphical Abstract utilizado para submissão do artigo final.

Multi-scale approach to sediment budget estimation for future shoreline projections under sea-level rise

Natália Dias de Carvalho¹, Salette Amaral de Figueiredo¹, Elaine Siqueira Goulart¹, Augusto Muniz Cavalcanti²

¹ Laboratório de Morfodinâmica Costeira (LaMoc), Instituto Oceanográfico, Universidade Federal do Rio Grande (FURG)

² Núcleo Técnico - Oceanografia Instrumental, Instituto Oceanográfico, Universidade Federal do Rio Grande (FURG)

Avenida Itália, km 8, Campus Carreiros, 96203-900, Rio Grande, Brazil.

¹ Corresponding author

Email Address: nataliadiasdecarvalho@gmail.com

Contact number: +55 (53) 981281701

Abstract

A negative sediment budget (SB) drives short-term shoreline dynamics, while long-term processes like mean sea level (MSL) rise dominate changes over decades to centuries. Estimating drivers like SB is crucial for projecting long-term coastal changes under a quasi-stable sea level (~7 ka). This study estimates the SB for three coastal cells with distinct shoreline behaviors over different time scales along the middle littoral of Rio Grande do Sul, Brazil, to simulate responses to MSL rise for the years 2039, 2049, 2074, and 2124. Medium- and short-term shoreline variations were analyzed using satellite images (2009–2022) and orthomosaics (2022–2023). Deterministic SB values were calculated using inverse modeling and integrated into coastal response simulations via the Random Shoreface Translation Model. Despite all calculated SB values being negative, shoreline projections showed an inversion in historical depositional

patterns. Cell 1, historically in a relatively stable area, showed a rate decrease until 2074 (–5.5 m/yr), increasing by 2124 (–6.4 m/yr). Cell 2, previously characterized by severe erosion, displayed a similar pattern, decreasing until 2074 (–5.1 m/yr) and rising by 2124 (–5.3 m/yr). Cell 3, with less erosive SB values, showed a consistent erosion rate across all timeframes (–2.6 m/yr). Minor variations in erosion rates over short-term scales highlight the influence of the calculated SB, derived from historical trends when MSL rose slowly. In long-term shoreline projections, shoreface geometry increasingly influences coastal retreat, with longer and gentler shoreface profiles linked to higher retreat rates.

Keywords:

Coastal erosion, coastal modeling, climate change, sea-level rise, stochastic model, sediment budget

1. Introduction

Mean sea level (MSL) is a crucial factor influencing coastal processes, exhibiting variability across different spatial and temporal scales [1]. As a new base level is established, the pursuit of dynamic equilibrium induces horizontal and vertical shifts in the zone where coastal processes take place, resulting in changes to the orientation and position of the shoreline [2]. Given that sea-level rise does not occur uniformly around the globe, the impact on each location is highly dependent on specific geomorphological characteristics [3–6]. Factors such as 1) shoreface slope and length, 2) regional sediment budget (SB), 3) variations in sea-level rise rate, and 4) the degree of shoreline exposure are listed as the most relevant in estimating coastal response.

However, during periods of slow sea-level rise or fall, the dominant factor in the evolution and behavior of coastal barriers becomes the local SB [2,7–10]. Factors such as the available accommodation space for sediment deposition on the adjacent shoreface and the intensity of sediment transport can alter the SB [11]. Additionally, as demonstrated by other studies [12–14], variations in these parameters along the coastline result in different SB values, affecting the behavior of coastal barriers along the shore. Therefore, determining the SB

becomes fundamental for coastal erosion and modeling studies and has been applied in various model simulations around the world [3,15–25]. The SB can be estimated to represent short-term conditions, such as a specific season of the year, as well as longer periods, representing a historical timeframe or local conditions within a coastal cell [26–28].

A critical assessment of published data on coastal erosion in Rio Grande do Sul, a state located in southern Brazil [4,12,19,29–33], emphasizes that short- and long-term negative sediment deficits are historically the main cause of erosion along the coast. Uncertainties in understanding the role of coastal geomorphology, sediment availability, anthropogenic interference, and sea-level changes highlight the need for investigations relying on observations and modeled data at the local scale [34,35]. Thus, refining estimates of these controls on coastal responses to climate change represents an effort to reduce uncertainty in simulation outcomes [5].

This paper aims to measure and enhance the understanding of the SB along the middle littoral region of Rio Grande do Sul, between the areas of Estreito and Mostardas, divided into three coastal cells, according to its long-term shoreline behavior as SB cells [29,32]. The objective is to calculate new SB data in each cell using shoreline changes, topographic data collected in situ (Drone Imaging + GPS RTK), and satellite imagery for the short- and medium-term scales, respectively. These data will be used to project future sea-level rise scenarios with the Random Shoreface Translation Model (RanSTM) [3].

1.1. Study site

The study area is located at the Rio Grande do Sul coastal plain, Brazil, consisting of four lagoon-barrier depositional systems shaped by quaternary glacio-eustatic oscillations. The fourth system (Lagoon-Barrier IV), formed during the Holocene, displays adjacent sectors with contrasting shoreline behaviors, some showing accretion and some showing erosion [36]. Dillenburg et al. [8] divided the Holocene coastline into five sectors, classifying them as progradational (accretive) or retrogradational (erosive) based on slope and wave energy, following Roy et al. [2]. In this classification, gentler slopes correspond to

progradational barriers and steeper slopes to retrogradational ones. Wave energy influences SB in concave and convex zones, with projections tending toward negative SB and erosion, while re-entrant coastlines accumulate sediment, forming progradational barriers [14,37].

This study focuses on the middle littoral sector between Estreito and Mostardas and analyzes key locations divided into three coastal cells (Figure 1): Estreito, Conceição, and Mostardas Beach. This division denotes the existence of a specific SB within its limits [26]. The region features a convex coastline, exposed to oceanic forces, with a retrogradational barrier and transgressive dunes [8]. Wave height increases from 0.86 m in Estreito to 1.10 m in Mostardas [38], with SW waves linked to longer periods and NE waves to shorter ones [39]. The retrogradational barrier reflects erosion driven by higher wave energy, wave focusing, and steeper coastal gradients [8].

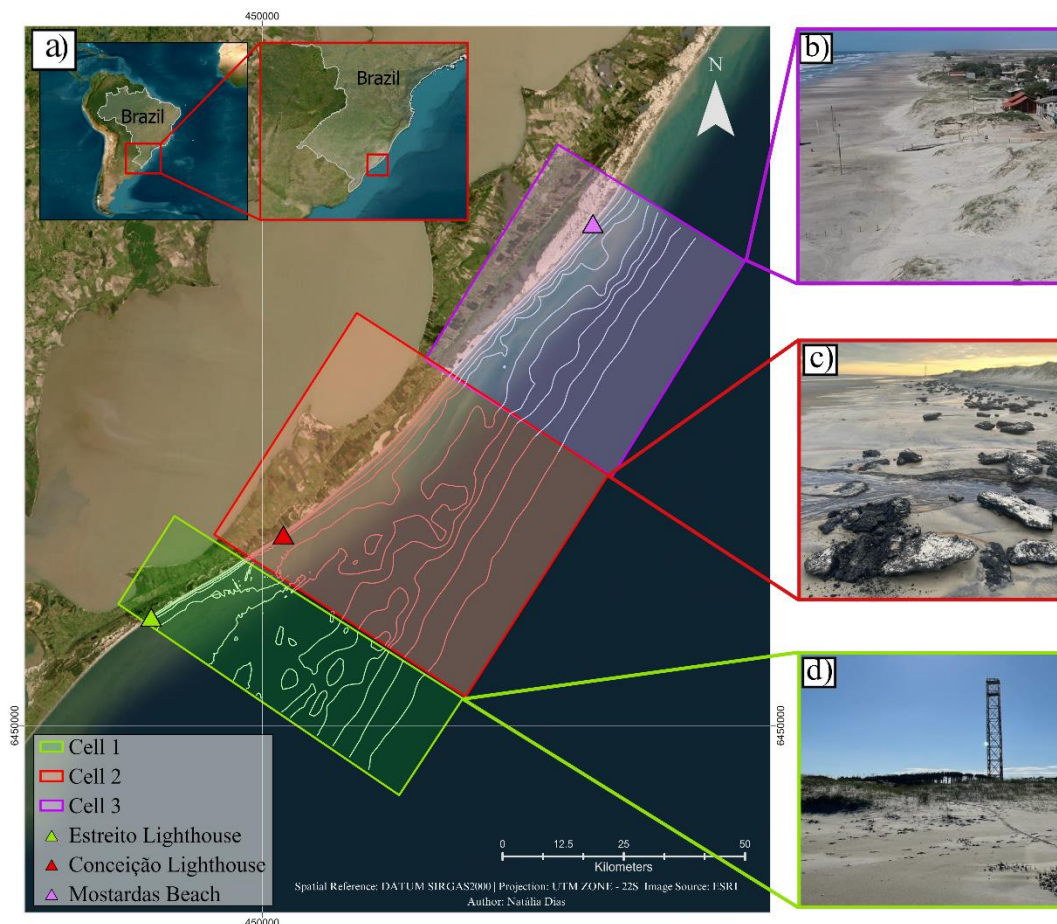


Figure V - 1. (a) Study area divided into 3 coastal cells: Cell 1 - Estreito lighthouse, Cell 2 - Conceição lighthouse, Cell 3 - Mostardas beach; Field photos for the study areas: (b) Mostardas beach, (c) Conceição lighthouse, and (d) Estreito lighthouse.

The three cells chosen for analysis feature distinct characteristics of coastal barriers, coastline orientation, and shoreface length, from which specific locations for in situ data collection were selected (Fig. 1). The first cell, near Estreito Lighthouse (São José do Norte/RS), lies in a transitional zone between a retrogradational and progradational barrier. It has the least developed dune field and is the most vulnerable under sea-level rise scenarios [32]. The second cell, near Conceição Lighthouse (Bojuru/RS), is an erosional hotspot with 5,000 years of retreat evidence, including destroyed structures, dune scarps, and exposed peat and lagoon mud [21,40–46]. The third cell, at Mostardas Beach (Mostardas/RS), is the northernmost and only urbanized area studied. It has well-developed frontal dunes [47], high aeolian sediment transport, and the shortest shoreface along the state's coastline, with ongoing studies on its erosion potential [48–50].

2. Methods

To estimate shoreline retreat and calculate SB values for each cell and their associated influence on coastal evolution, the RanSTM [3], a stochastic model, was utilized in two stages. In the first stage, it was applied as a deterministic model (with a fixed SB parameter input established by trial and error to achieve historical shoreline position) when inverse simulations were conducted to calculate SB values for each cell. In the second stage, based on the achieved SB values in the first simulation experiment, the final stochastic simulations of shoreline retreat were performed, incorporating the effect of rising MSL for the next 15, 25, 50, and 100 years. Figure 2 presents the logical sequence of the methodology.

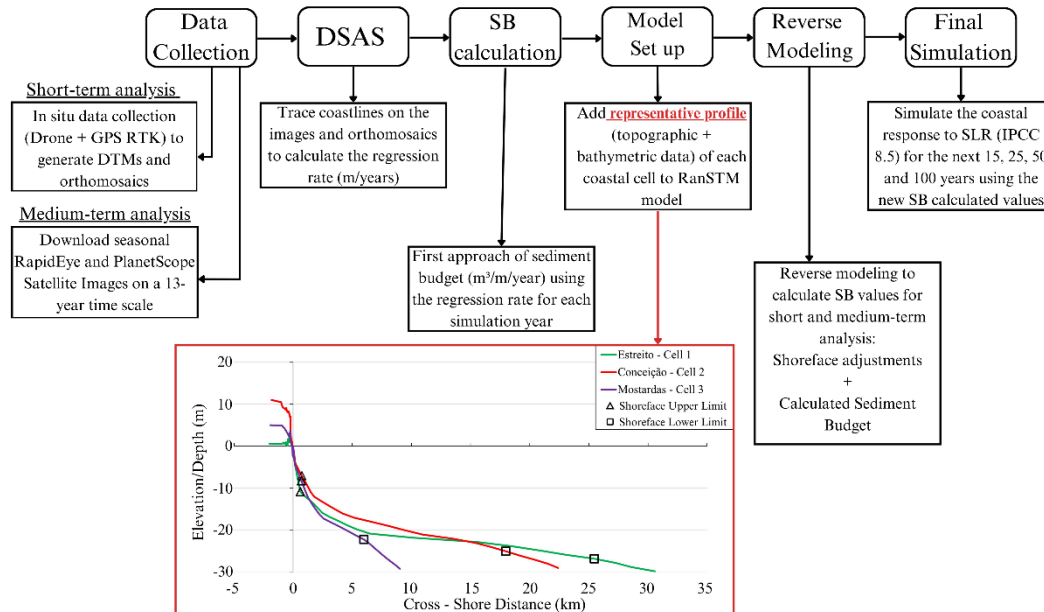


Figure V - 2. Logical scheme of the methodology stages applied for short-term and medium-term analyses, along with the topobathymetric profiles of each cell used as input substrates for the simulations.

2.1. Random Shoreface Translation Model - RanSTM

The chosen model for this methodology is the RanSTM [3,51]. As a stochastic model, it allows a range of values for the input parameters, thereby addressing uncertainties associated with the data. The model is employed as an alternative to deterministic models [51,52], which are commonly used to predict the effects of sea-level rise on beaches. It differs from the traditional Brunn Rule [53], which is essentially a geometric mass conservation model, criticized for its constraints on the input values of SB and for producing a unique output value [54]. RanSTM can simulate the randomness of the real system through probabilistic distributions, mathematically representing the likelihood of all possible values for a specific process within the system. For this reason, it has been utilized for decades in previous works [3,6,19,24,32,55–57] and has been validated through large-scale inverse modeling for the southeast coast of Australia [2,52,58,59] and by Bose [21] on a decadal scale for the region of Conceição Lighthouse.

The model's input variables include sea-level rise variations, substrate geometry and texture (e.g., sand, mud, and rock), and SB, represented as probability density functions (PDFs), which convert data uncertainty into risk probability. PDFs are formulated through a random selection from the initial set of values, containing a minimum, mean, and modal value for each input variable. Repetitive execution of different parameter sets provides a distribution of recession distance, offering a prediction of coastal displacement rather than a deterministic forecast, compiled within a probability range of occurrence (0.001–100%), where the mean output value (50%) corresponds to the unique estimate of a deterministic model [3].

Total recession distance determined by the model accounts for both horizontal and vertical translations of the profile, governed by time-dependent changes in sea level (S), substrate geometry, and texture (P), and through the gain or loss of sediment represented by the SB (V). Thus, the recession is described by Equation 1:

$$R = f\left(\frac{dS}{dt}, \frac{dP}{dt}, \frac{dV}{dt}\right) \quad (\text{Equation 1})$$

Results obtained from the model can be analyzed in the form of a risk curve, indicating the probability associated with each distance of recession or accretion being exceeded in the future [3]. This approach provides more transparent predictions for coastal management. In this study, each simulation is conducted with a predetermined number of 1,000 iterations of the parameters because Carrasco and Chang [60] state that after 1,000 repetitions, no visible variation in recession results occurs.

2.2 Input variables

2.2.1 Topo-bathymetric profile

The model's first input data consist of a topobathymetric profile of the area's substrate where the simulation will be conducted. Therefore, three

representative profiles were generated, one for each coastal cell present in the study area. The subaerial portion of the profile was collected in the field using a Kolida RTK GPS, where beach profiles were traced from the waterline to approximately 2 km inland. The profiles were collected near the Estreito Lighthouse (Cell 1), Conceição Lighthouse (Cell 2), and the central region of Mostardas Beach (Cell 3). The bathymetric data were obtained from the Nautical Chart of the Brazilian Navy and previously collected by the Geological Oceanography Laboratory (FURG) over the years [61]. The data were subsequently processed in ArcGIS Pro™ software, following the methodology proposed by Daley [55] to obtain a representative profile for each cell, where the elevation model values were aggregated to the topographic profile. Thus, the topographic and bathymetric profiles were combined using the dune base value as a reference for the shoreline.

2.2.2 Shoreface adjustments

The model requires, as one of the input parameters, the geometric characterization of the substrate, specifically the delineation of the shoreface. It is known that sediment transport along the profile differs for the upper and lower shoreface [62], as different flows dominate each [63]. Thus, the composite foredune equilibrium equation proposed initially by Inman et al. [63] and adjusted by Cowell et al. [62] was used. The adjustment was made to parametrically incorporate morphological features originating from the different flows acting on the shoreface to appropriately simulate the translation of the shoreface.

In a preliminary estimation of the shoreface limits, the closure depth values used as reference were calculated by Sgandella [64] and Figueiredo [32] based on the Hallermeier [65] method. This method relates wave climate to the closure depth of the upper shoreface (h_b ; Fig. 3) and lower shoreface (h_* ; Fig. 3), defining the limit of the upper shoreface as the region where cycles of erosion and accretion result in significant modifications to the bottom morphology in a typical year.

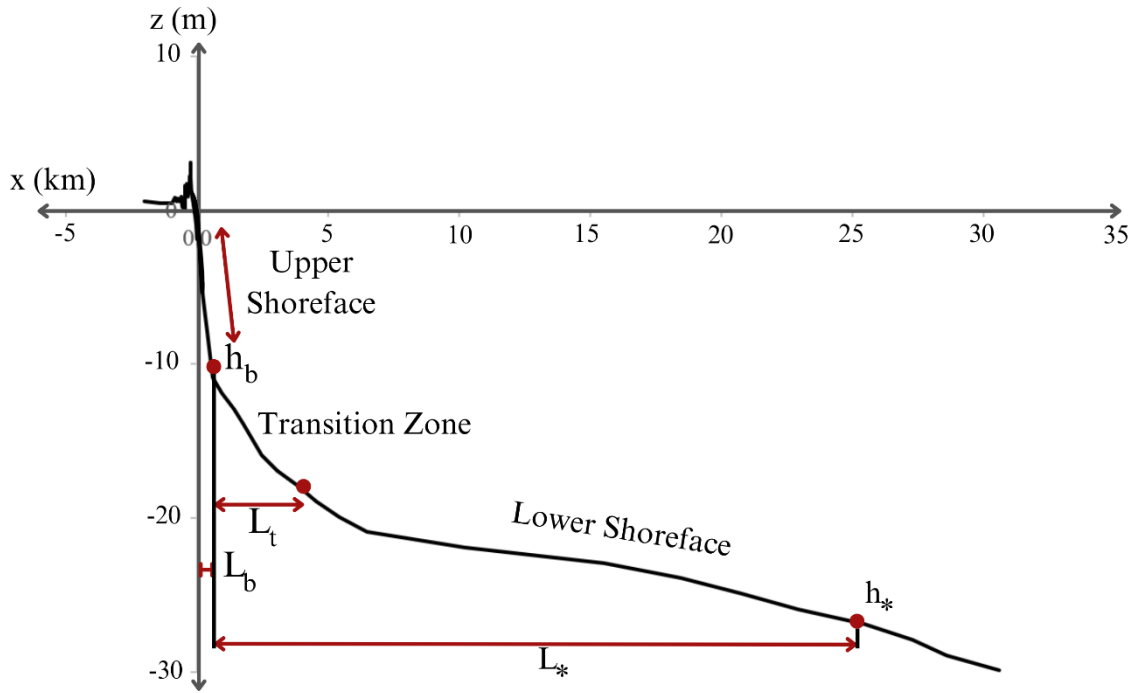


Figure V - 3. Schematic of the topobathymetric profile input for the RanSTM model for Cell 2, illustrating upper shoreface closure depth limit (h_b), transition zone length (L_t), lower shoreface closure depth limit (h_*), upper shoreface length (L_b), and lower shoreface length (L_*).

To define the closure limits, in addition to the values calculated using the Hallermeier [65] method, morphological cues from the profiles were also utilized, such as locations of significant changes in the shoreface slope. These areas are more likely to provide a more accurate estimate of the closure depths, as morphology represents the integration of processes over a long period of time [32]. The values used for input parameters in the model are identified in Table 1.

Table V - 1: Input values used to define the substrate of the three cells, including upper shoreface closure depth (h_b), upper shoreface length (L_b), transition zone length (L_t), lower shoreface closure depth (h_*), and lower shoreface length (L_*).

Profile	Shoreface origin (m)	h_b (m)	L_b (m)	L_t	h_* (m)	L_* (m)
Cell 1	2.9	10.9	609.4	3942.8	26.9	25459.3
Cell 2	3.1	7.1	732.7	1624.8	25.1	17970.5
Cell 3	3.3	8.3	694.8	1524.7	22.3	5985.37

2.2.3. Rates of shoreline change

To quantify variations in the position of the shoreline, the Digital Shoreline Analysis System (DSAS) method [66] was used. This method calculates statistical rates of change for a time series of vector shoreline data [67], which means measuring the distance between different shorelines over time through a reference line. The method has been applied globally since its inception and continues to be used today [68–71].

The application of the DSAS method follows a sequence of steps, where it is necessary to manually vectorize the shorelines of the desired area along with a reference baseline. Starting from the baseline, perpendicular transects are drawn along the area's extent, intercepting the historical set of shorelines. The distance between each shoreline generates a regression rate calculated using the linear regression rate method. This method was applied individually to the three sectors, across two spatiotemporal scales, using satellite images (medium scale) and orthomosaics (short scale), resulting in six regression rate values (m/yr). The spacing used between the transects was 50 m for the medium-term analysis, given that the area extended for approximately 5 km, and 4 m for the short-term analysis, as the area extended for approximately 400 m. The classification developed by Esteves and Finkl [72] was used to classify the transects as follows: accreted (> 0.5 m/yr), stable (-0.5 to 0.5 m/yr), eroded (-1 to -0.5 m/yr), and intensely eroded (> -1 m/yr).

2.2.3.1 Short term: drone and GPS RTK acquisition and processing

Four field surveys were conducted over the course of a year, during which aerial images were captured using a drone, and coordinates of ground control points (GCPs) were collected. The data collection occurred in October 2022, February, May, and August 2023, encompassing all seasons of the year. The DJI Phantom 4® drone was used to perform flights at an altitude of 60 m, and a Kolida Real-Time Kinematics (RTK) GPS was employed to collect coordinates (x, y, z) of GCPs within areas averaging 400 m². The altitude data of the GCPs were post-processed and corrected using the geoidal undulation value (the difference

between orthometric height and ellipsoidal height) provided by the geoidal model MAPGEO available on the Brazilian Institute of Geography and Statistics website [73].

The photos from each survey, along with the corrected GCPs coordinates, were processed using AgiSoft Metashape software, where they underwent alignment, coordinate system adjustment (SIRGAS2000 UTM Zone 22 S), and verification of GCPs positions. After aligning the photos, a dense three-dimensional point cloud was generated, followed by the creation of Digital Elevation Models (DEMs) and orthomosaics with a resolution of 0.03 m/pixel. Additionally, digital terrain models were generated to extract elevation values related to urbanization and the presence of lighthouses, resulting in only the actual elevation values of the terrain. The shorelines used in the DSAS method for short-term analysis were traced from the orthomosaics and terrain models generated during this phase of the methodology.

2.2.3.2 Medium term: satellite imagery

For the medium-term analysis, satellite images from Planet Platform were utilized, which offers daily images ready for analysis. PlanetScope and RapidEye images were employed, with spatial resolutions varying from 5 m to 3 m, depending on the acquisition date of the image. The images had a 5 km extent, and the temporal scale used was the one available on the platform for the selected sectors, starting in 2009 and ending in 2022, encompassing 13 years of imagery. To obtain a more robust result, four images per year were seasonally selected for March, June, September, and December for each of the three study sectors, totaling approximately 50 images per sector. Due to acquisition errors in the images or availability issues, some images were selected outside the specified months but always with close dates to respect seasonality.

After acquiring all the images for each respective sector, shorelines were manually traced using ArcGIS software. To analyze the variability and trends of the shoreline, a positional indicator must be defined. This study used the base of the frontal dune as the indicative shoreline for tracing shorelines in the images

because the starting point of the topobathymetric profile used in the model begins at the dune base.

2.2.4. Sediment budget estimates for short and medium-term

To estimate the SB of the three cells in the short and medium term, Equation 2 was used as the first approach to obtain these values [32], which were later used to calculate the SB through inverse modeling using the RanSTM model. The model was chosen because Equation 2 only accounts for the closure depth of the upper shoreface, while the RanSTM also includes the influence of the lower shoreface.

$$V = C_p (h_d + h_c) \quad \text{(Equation 2)}$$

V represents the sediment volume ($\text{m}^3/\text{m}/\text{yr}$), C_p is the horizontal profile displacement rate (m), h_d is the height of the foredune (m), and h_c is the closure depth of the upper shoreface (m). The values for the horizontal displacement rate (C_p) were obtained through the application of the DSAS method. The height of the foredune was extracted from the DEMs obtained during the field survey conducted in October 2022.

The SB values obtained from Equation 2 were used to derive the historical coastal retreat values observed in satellite images in the medium term and in the orthomosaics in the short term. After that, to achieve the appropriate SB values necessary for each cell's total retreat, deterministic inverse simulations were conducted using the RanSTM model, maintaining constant input values for minimum, modal, and maximum parameters without considering variations in MSL.

2.3. Shoreline projections

To estimate the future shoreline position for the next 15, 25, 50, and 100 years, 12 individual stochastic simulations were conducted for each cell and time horizon using the RanSTM model, considering minimum, modal, and maximum values for the input parameters while accounting for projected increases in MSL. The SB values used in the simulations for the future scenarios were estimated by assuming a linear gain or loss based on the SB estimated for both time scales. Therefore, to calculate the equivalent SB for future scenarios, the found value was multiplied by the number of projected years: 15, 25, 50, and 100 years. In addition to the short and medium-term values, a long-term value of 4 m³/m/yr was also used, as simulated by Dillenburg et al. [29], for the loss of eroded volume from retrograding barriers to the inlets. The range of MSL rise values was extracted using the Sea Level Projection Tool, utilizing the 8.5 scenario from the sixth IPCC report [74] for each year of simulation. The values used in each simulation were the same for all three cells, with minimum, modal, and maximum values of MSL rise (m), respectively, for the following years: 2039 (0.09, 0.14, 0.19); 2049 (0.15, 0.215, 0.29); 2074 (0.32, 0.44, 0.58); and 2124 (0.74, 1.05, 1.3).

3. Results and discussion

The next sections present the differences in shoreline change found through the DSAS method for each cell in the short and medium term. From this, the estimated and calculated SB values are presented, followed by the results of future simulations of the shoreline position using these values.

3.1. Rates of shoreline change: short term (drone) and medium term (satellite)

Through the analysis of satellite images and the creation of high-resolution elevation models and orthomosaics (0.03 and 0.015 m/px, respectively) for the

four drone surveys, it was possible to obtain the variation in shoreline with high precision (Figure 4).

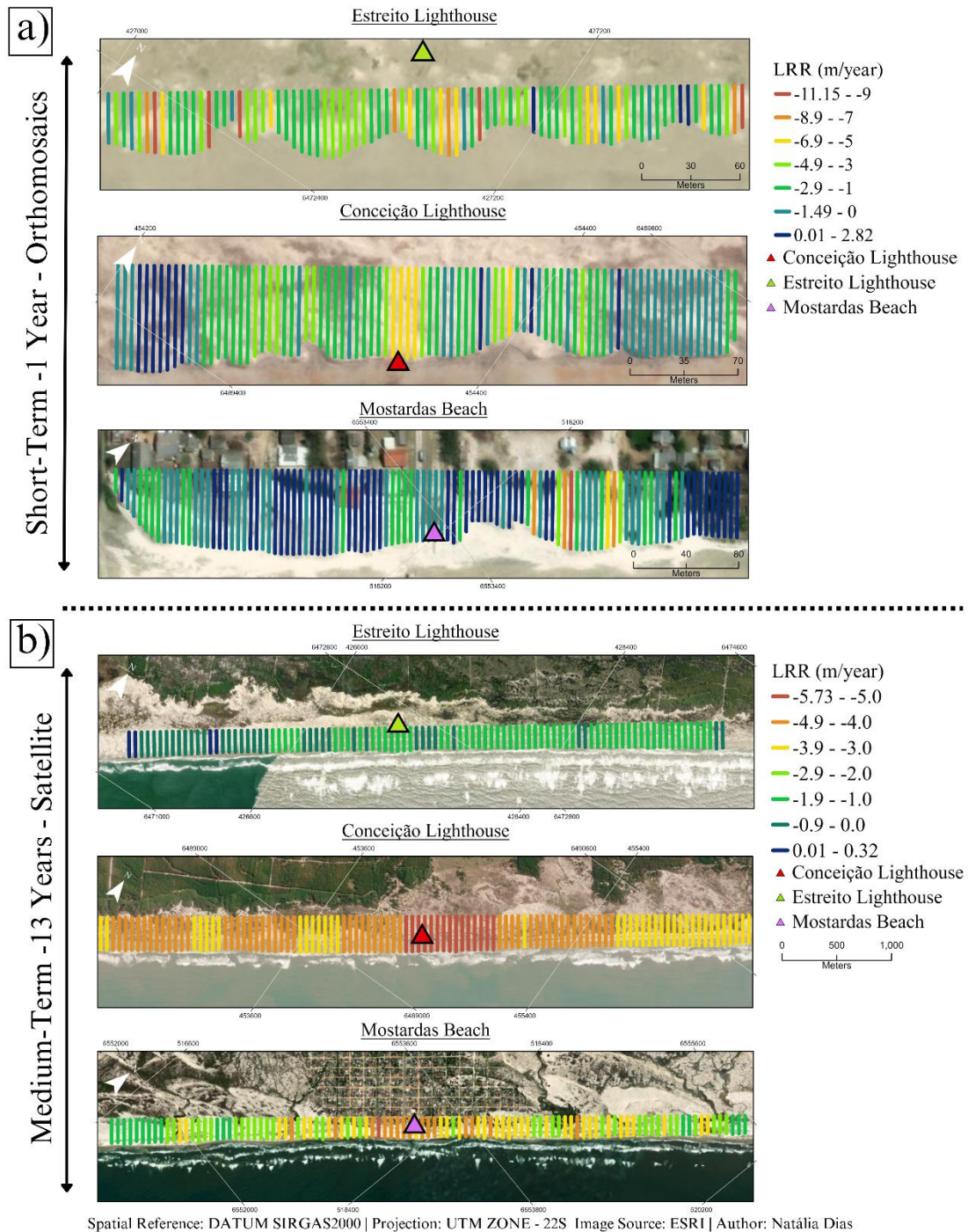


Figure V - 4. Results of the linear regression rates (m) calculated with the DSAS method during the period from October 2022 to August 2023 (a) and during the period from 2009 to 2022 (b) for the three analyzed sectors: Estreito, Conceição, and Mostardas Beach.

The sector located in front of Estreito (Cell 1) exhibited the highest erosive rates in the short term, with a maximum of -11.15 m/yr, an average of -3.52 m/yr, and a minimum value of 1.87 m/yr of accretion along the entire area.

This area displayed the lowest dune field elevation (Table 1), featuring underdeveloped frontal dunes with heights of 3.1 m and a lower slope along the topobathymetric profile. The absence of a well-developed dune ridge leaves the coast exposed to the impact of storms and extreme events. The SW–NE oriented shoreline is also an influential factor in coastal erosion. Speranski and Calliari [75] noted the presence of a focus of long-period waves coming from the south in the region, formed by groups of sandbanks and sand ridges in the depth range of 25 to 15 m.

In the medium term, predominantly erosive transects were also observed, although they exhibited lower rates when compared to the short-term values, with a small accretion area (Figure 4, b). Erosion rates peaked at -1.57 m/yr, increasing toward the northern portion of the coast. The average erosion rate found for the sector was -0.98 m/yr, with a minimum stability rate of 0.31 m/yr in the southern portion of the area. The Estreito sector is classified as a transitional area between progradational and retrogradational barriers [76]. Recent studies by Bitencourt et al. [77], conducted using ground-penetrating radar data, show entirely retrogradational records of the Holocene barrier near Estreito. The records found in this study corroborate previous findings, as medium-term stability and lower erosion values are situated in the southern portion of the sector, becoming increasingly erosive toward the north. The short transition from progradational to retrogradational barrier behavior was identified 8 km south of Estreito [78], and this transition pattern has also been documented along the northern coastline of the state by Watanabe [79].

In the short term, the Conceição sector (Cell 2) maintained an erosive pattern, with few accretionary transects located further south in the sector. The maximum erosion rate found was -6.23 m/yr, with an average of -1.61 m/yr and a minimum of 1.28 m/yr of accretion. This stretch is characterized by indicators of long-term coastal erosion, such as continuously steep dunes, the presence of heavy minerals, peat outcrops, and lagoon mud on the beach [44]. The survey conducted in October 2022 showed more indicators of erosion and shoreline retreat, and throughout the year of data collection, the evolution of a blowout in

the dune field was observed. In August 2023, the collapse of the then-current Farol da Conceição structure was verified after the passage of a cyclone a few days prior to the field trip. This is not the first recorded collapse of a lighthouse in the region. The most notable indication of coastal erosion in the area was the fall of the old lighthouse during a storm in 1993, followed by the subsequent collapse of the lighthouse keeper's house located near the lighthouse in 1999.

In the medium term, the sector exhibited a minimum erosion rate of -3.36 m/yr, an average value of -4.30 m/yr, and a maximum of -5.73 m/yr. All transects generated in the area displayed severe erosion, with the highest values concentrated in front of the lighthouse. These values corroborate previous studies on persistent severe erosion in the area obtained through beach profiles, where Barletta and Calliari [43] found a retreat rate of -3.6 m/yr over a three-year period (1996 to 1999), Pereira et al. [46] indicated a retreat rate of -3.7 m/yr over ten years (1996 to 2006), Machado [45] described a retreat rate of -4.37 m/yr over sixteen years (1996 to 2012), and Bose et al. [21] obtained a rate of -2.96 m/yr over twenty-two years (1996 to 2018). The erosive pattern is evident in all studies; however, the variation in rates can be attributed to different beach cycles in which the region is situated, as well as erosion caused by storms in more severe years. The convergence of wave rays coming from the south in the region is also responsible for local erosion caused by a bathymetric lens [75].

Furthermore, the presence of the underwater feature “Banco Capela” in the region's shoreface, located 2 km offshore and extending up to 9 km from the coast, can also alter local morphodynamic patterns in the area. As described by Goulart [61], this morphological feature is fixed to a rigid structure shaped by the interaction with hydrodynamics and available sediment, influencing erosion in the region in two opposing ways. On the one hand, it disperses the wave energy generated on the inner shelf, reducing the erosive effect, and on the other hand, it prevents sediment transported to areas beyond the structure from returning to the coast and replenishing the eroded beaches nearby.

The third sector, located at Mostardas Beach (Cell 3), is the only urbanized sector analyzed in the study. In the short term, the average variation of the shoreline remained erosive, with a maximum erosion rate of -9 m/yr, an average of -0.52 m/yr, considered practically stable, and a value of 2.82 m/yr of accretion. The highest erosion values were found in areas where washouts are present.

Simões [80] indicated an increase in the occurrence of burial processes in the northern portion of the urbanized area. This finding corroborates the fact that urbanization as a whole may be acting as a sediment trap, interfering with the natural dynamics of the migration of parabolic dunes to the southwest and reducing the sediment supply to the south of the coastal projection. Urbanization acts as a barrier to wind transport, causing the dune field to encroach upon the constructions in front of the beach, agreeing with the fact that this sector had the highest value of foredunes (7.3 m) among the three sectors.

In the medium term, higher erosion values were again observed in front of the urbanized portion of the beach, reaching up to -5.68 m/yr in the most severe areas, with an average of -2.99 m/yr, which is higher compared to the short-term values. All generated transects showed severe erosion rates. It is evident that the most significant erosion is linked to the presence of washouts and the roadways present on the beach, just as in the short term. However, shoreline position changes are episodic; as described by Simões [80], a single high-energy event in 2016 was responsible for eroding 13.8 m in the region, concurrently with a rate of -2.5 m/yr over an 11-year period (2005 to 2016).

Previous studies, such as those by Esteves [81] and Toldo et al. [13], identified areas adjacent to Mostardas Beach as stable and prograding regions. However, the orientation of the shoreline in the area changes by approximately 11° just a few kilometers north of the beach (Figure 1), a fact described as one of the main factors contributing to coastal erosion in segments south of this alteration [47]. Studies by Simões [80] and Leal [82] indicate significant shoreline erosion data for the beach over the past decades. Conversely, Bittencourt et al. [77], in a temporal dimension spanning the last 10^2 – 10^3 years, recorded signs of progradation in the last 230 m perpendicular to the shoreline through ground-penetrating radar profiles, despite the area's previous classification as retrogradational [29]. The recent record of progradation found increases toward the northern part of the state and suggests an alternation in the behavior of the barrier, which may be linked to a positive SB occurring over the last centuries or even millennia.

A shoreline orientation change of 11° in the north of the area [47] may produce a reduction in the sediment flow to the northeast, generating a sediment jam that represents a potential and significant source of sand supply for

transgressive dune fields and the adjacent shoreface to the north [37,83,84]. Previously, Alves [85] suggested a correlation between locations experiencing coastal erosion during a certain period and adjacent areas exhibiting beach replenishment, where sandy projections migrate in the direction of littoral drift over different temporal and spatial scales. Following that, Simões [80] proposed that Mostardas Beach is situated slightly south of the center of a projection that is shifting northward, partially explaining the recent erosion of the shoreline in the area. Considering this theory, in the future, the area could even undergo a period of progradation, which may take decades or centuries to occur, based on sediment transport theory.

3.2 Sediment budget parameter

The first approach to estimating SB values using Equation 2 showed differences between short- and medium-term assessments, primarily attributed to variations in the shoreline change values (C_p) found. This difference in values is significant for simulations, as it provides results that encompass a wider range of possible scenarios, given that the coastline behavior of Rio Grande do Sul exhibits variation across different scales. It was necessary to nearly double the amount of estimated sediment to erode the profile through the RanSTM model to achieve the observed shoreline retreat values from satellite images and orthomosaics. Compared to the short-term estimated values, the model required 82%, 86%, and 64% more sediment for each respective cell. In the medium term, it required 79%, 96%, and 68% more sediment for each cell. These results may be linked to the differences in shoreface length in each cell, as the equation used for the first approach calculation only accounts for the upper shoreface profile and does not account for the lower shoreface, whereas the calculation of values using RanSTM does. While Cells 1 and 2 exhibited the greatest differences between estimated and calculated values across both time scales, Cell 3 displayed the smallest difference. The highest calculated SB value can be explained by the larger accommodation space available in the adjacent shoreface, as Cells 1 and 2 present a gentler profile, suggesting a greater potential for sediment retention from the dunes and subaerial beach due to their greater horizontal extent [32].

Cell 1 exhibited a sediment deficit of $-90 \text{ m}^3/\text{m}/\text{yr}$ in the short term and $-24.6 \text{ m}^3/\text{m}/\text{yr}$ in the medium term, being the only one where the short-term SB values were more erosive than those in the medium term. This could indicate the onset of a change in the barrier's behavior patterns or simply an atypical year, as elucidated in the previous section (Sec. 3.1).

Cell 2 presented a sediment deficit of $-42.6 \text{ m}^3/\text{m}/\text{yr}$ in the short term and $-119.7 \text{ m}^3/\text{m}/\text{yr}$ in the medium term, indicating the long-term erosion occurring in the area. Cell 3 also showed a sediment deficit, with values of -13.3 in the short term and -78.6 in the medium term, which may be related to theories of a new erosive hotspot in the area [48–50]. The first approach SB values estimated using Equation 2 and those calculated using the RanSTM model are presented in Table 2.

Table V - 2: Values used in the application of Equation 2: shoreline variation obtained with the DSAS method (C_p), frontal dune height (h_d), and upper shoreface depth (h_c). Estimated sediment budget (SB) and SB calculated using the RanSTM model (SB RanSTM).

Sector	Short term (Drone Data)			Medium Term (Satellite Data)		
	Estreito Cell 1	Conceição Cell 2	Mostardas Cell 3	Estreito Cell 1	Conceiçã o Cell 2	Mostardas Cell 3
C_p (m/yr)	-3.5	-1.6	-0.5	-0.9	-4.3	-2.9
h_d (m)	3.1	7.0	7.3	3.1	7.0	7.3
h_c (m)	10.9	7.1	8.3	10.9	7.1	8.3
SB ($\text{m}^3/\text{m}/\text{yr}$)	-49.2	-22.8	-8.1	-13.7	-60.9	-46.6
SB STM calculated using RanSTM ($\text{m}^3/\text{m}/\text{yr}$)	-90	-42.6	-13.3	-24.6	-119.7	-78.6

SB values were calculated linearly in this study, meaning the value generated by the model grew steadily and increased by a fixed exponential

constant, which, in this case, represents the scenario for each simulation. If the SB value for one year was X, then for a scenario 50 years ahead, it would be 50X. However, the variability of these values in a nonlinear manner over time is a plausible reality, as observed in historical data. The study conducted by Motta et al. [86] using wave data on longitudinal sediment transport from 1998 to 2009 along the state's coast points to this variability. The area equivalent to Cell 1 exhibited a positive SB and was classified as a sediment sink, while the areas corresponding to Cells 2 and 3 showed a negative budget and were classified as sediment sources for adjacent areas. Conversely, in this study, Cell 1 demonstrated a sediment deficit in both time horizons. Furthermore, the area corresponding to Cell 3 showed seasonal alternation between erosive and depositional trends, revealing that the SB in the region is also influenced by seasonal variations in wave parameters, which cause shifts in the classification of areas from sinks to sources of sediment according to the season, corroborating the results found in this study for Cell 3.

3.3 Shoreline projections

This section presents the pattern variations and the local trends across all cells under different scenarios. Annual rates from all simulations are summarized in Table 3. The maps below also illustrate the projected shoreline positions derived from the simulations conducted for Cell 1 (Figure 5), Cell 2 (Figure 6), and Cell 3 (Figure 7) for the years 2039, 2049, 2074, and 2124. The probabilities that shoreline position may be exceeded (0.01–100% risk) in each simulated year are also presented. Upon examining the annual retreat rates for 50% risk (Table 3), while Cell 3 was the only one to maintain a consistent retreat rate across all scenarios, a change in the behavior trends of Cells 1 and 2 was observed in the long term. For Cells 1 and 2, we can observe a decrease in retreat rates between the 2039 and 2074 scenarios, from -5.8 m/yr to -5.5 m/yr (Cell 1) and from -5.7 m/yr to -5.1 m/yr (Cell 2), even as MSL rates increased across scenarios. However, a rate increase is observed for the 2124 scenario. A similar pattern in recession rates was observed across coastal cells and along different time horizons when considering a worst-case scenario (10% risk).

Table V - 3: Annual retreat rates (m/yr) for all cells considering MSL rise, with values for 50% risk of occurrence and 10% risk of occurrence.

Sector/Scenario	Cell 1 - Estreito		Cell 2 - Conceição		Cell 3 - Mostardas	
	1:2 (50%)	1:10 (10%)	1:2 (50%)	1:10 (10%)	1:2 (50%)	1:10 (10%)
2039 (m/yr)	5.8	8.6	5.7	7.6	2.6	3.7
2049 (m/yr)	5.4	8.2	5.4	7.1	2.5	3.6
2074 (m/yr)	5.5	8.2	5.1	6.6	2.5	3.5
2124 (m/yr)	6.4	9.4	5.3	6.9	2.6	3.7

Cell 1, which in the medium term showed the least negative SB value (Table 2) of $-24.6 \text{ m}^3/\text{m/yr}$ among the cells, highlighting its historically less erosive behavior, and in the short term showed the most negative value of $-90 \text{ m}^3/\text{m/yr}$ (Table 2), is the only one that exhibited an important increase in the retreat rate between the 2124 scenario and the previous scenarios, with a rate of -6.4 m/yr (50% risk) in 2124. Cell 1 (Figure 5) also exhibited the highest mean recession distance, reaching a maximum of 644 m (50% risk) in 2124. It was also observed on-site that Cell 1 had poorly developed dunes, a factor that may also influence the increase in retreat. For 2039 and 2049, the average retreats in Cell 1 remained nearly identical to those of Cell 2; however, starting from 2074, Cell 1 displayed higher values, with more than a 100 m difference between the two by 2124. Even though Cell 1 was not historically described as a highly erosive area (-0.9 m/yr) compared to adjacent cells, it displayed extremely high rates of recession (-9.4 m/yr) by 2124 when considering the higher risk scenario (10%). Thus, as pointed out by the IPCC [9], it is likely that areas previously not prone to erosion may experience behavioral reversals or worsening erosion due to rising MSL. This represents a strong change in the regional pattern for the 21st century and beyond, with some regions experiencing significant deviations between local and mean global levels [87,88].

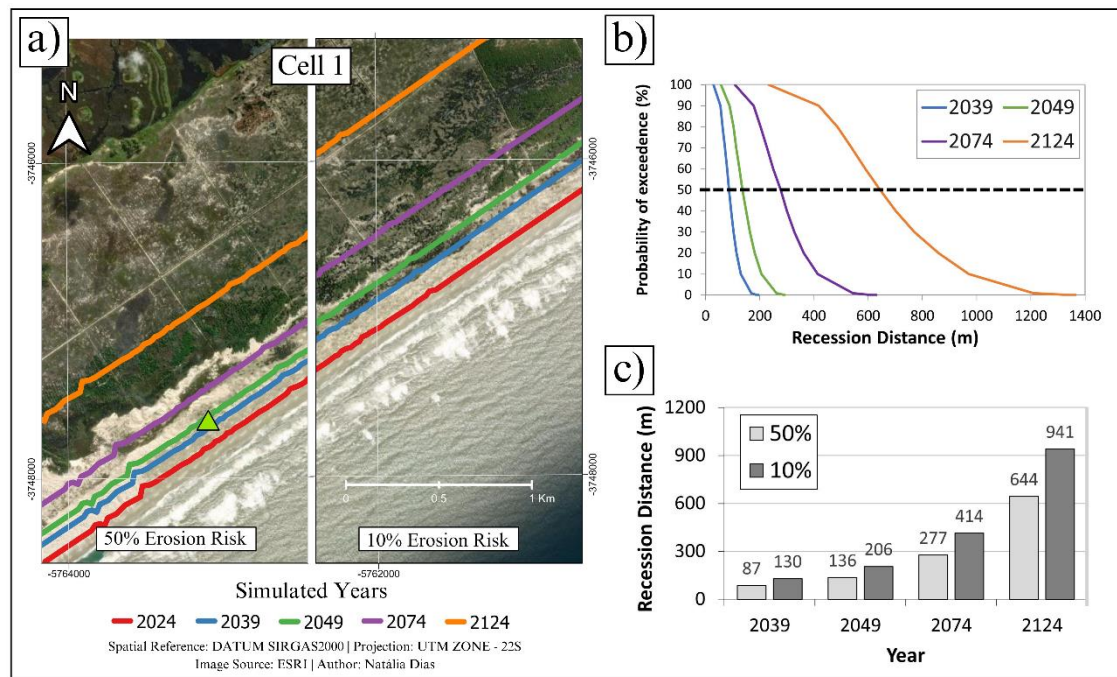


Figure V - 5. a) Shoreline contours from current dune toe position (red line) representing the retreat distances likely to be exceeded with a 50% risk and a 10% risk in 2039 (blue line), 2049 (green line), 2074 (purple line), and 2124 (orange line) for the Estreito sector (Cell 1). b) Probability exceedance in each simulated year, following the same color scheme. c) Mean recession distances: 50% risk of exceedance and 10% risk values for total erosion in each simulated year.

Cell 2 (Figure 6) presented an average retreat of 86 m (50% risk) for 2039, increasing to 532 m (50% risk) for 2124 (Figure 6). These findings corroborated the retreat values found by Bose et al. [21] for the region of 92.2 m for 2041 and 359.2 m for 2100. Conversely, Cell 2, which has historically experienced severe erosion (-4.3 m/yr), showed a higher sediment deficit (Table 2) of -119.7 m³/m/yr in the medium term and intermediate value of -42 m³/m/yr (Table 2) between cells in the short term. Cell 2 also exhibited a decrease in the retreat rate in the first three scenarios but a slight increase to -5.3 m/yr in 2124. This difference in the behavior of Cells 1 and 2 may indicate the dominant influence of SB in the first three scenarios because the retreat rate values still decreased even with an increase in MSL rise rates. As for the year 2124, since the SB values were calculated linearly, as explained in the previous section (Sec. 3.2), and were also based on historical rates when the MSL was nearly stable, this change in the rates for the longer term can only be attributed to the exponential increase in MSL

for the last scenario, where the highest rate was used. Retreat rate changes along this scenario may be linked to a shift in the key factor controlling coastal change, suggesting that SB is the controlling factor in the short term, while sea-level rise becomes more influential in longer scenarios due to the increase in MSL rise rates. Luijendijk et al. [89] point out that 24% of sandy beaches worldwide experience erosion at a rate exceeding 0.5 m/yr. In the present study, historical rates of recession already exceed those by a factor of nearly six times because they reach a maximum of -2.9 m/yr (Cell 3, Table 2). Nonetheless, it is known that the global erosion trend masks high spatial variability, with erosive and accretionary trends alternating between regions and along nearby coastal segments [90]. Having said that, Southeastern South America has been identified by Voudoukas et al. [90] as one of the fourth most erosive areas globally by 2100, under the RCP 8.5 sea-level rise scenario, when the influence of MSL rise is expected to exceed the influence of local forcings (such as SB) [16], also highlighted here.

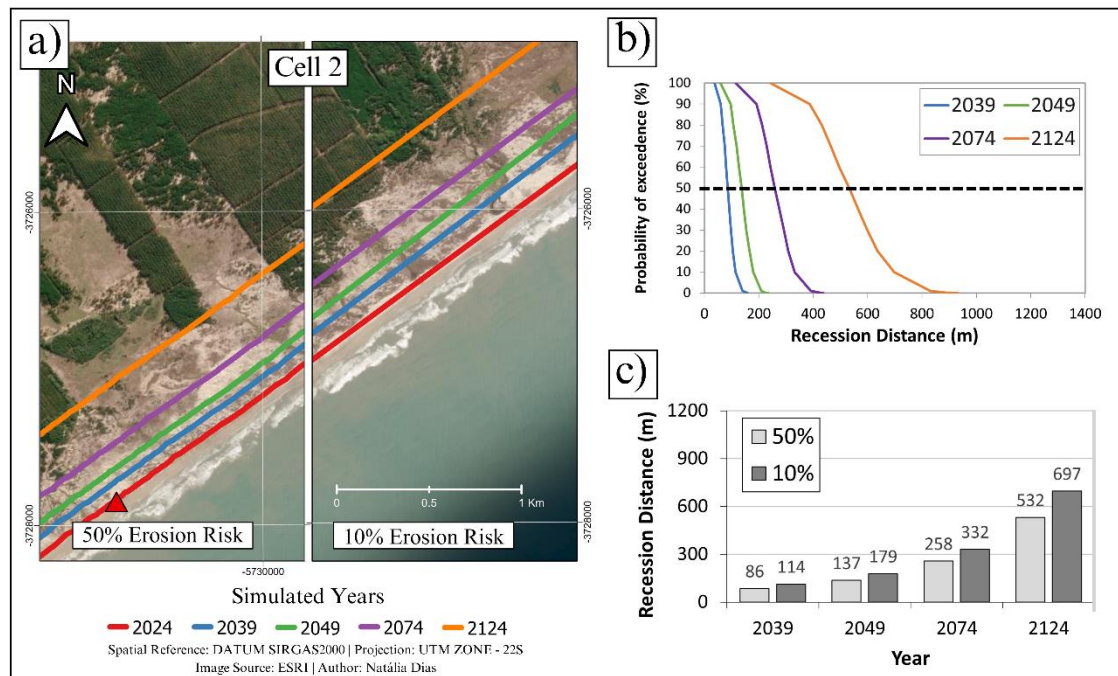


Figure V - 6. a) Shoreline contours from current dune toe position (red line) representing the retreat distances likely to be exceeded with a 50% risk and a 10% risk in 2039 (blue line), 2049 (green line), 2074 (purple line), and 2124 (orange line) for the Conceição sector (Cell 2). b) Exceedance probability in each simulated year, following the same color scheme. c) Mean recession distances 50% risk of exceedance and 10% risk values for total erosion in each simulated year.

Cell 3 (Figure 7), which has the lowest sediment deficit value (Table 2) of $-13.3 \text{ m}^3/\text{m}/\text{yr}$ in the short term and represents an erosion rate of $-0.5 \text{ m}/\text{yr}$ and a historical (medium term) retreat rate of $-2.9 \text{ m}/\text{yr}$, also has the smallest difference between the two risk probability levels (50– 10%). At 50% risk probability, it showed an average retreat of 40 m by 2039 and 269 m by 2124, which translates to a projected recession rate of $-2.6 \text{ m}/\text{yr}$ in both scenarios. At a 10% risk probability, the retreat reached 56 m by 2039 and 370 m by 2124, with recession rates of $-3.7 \text{ m}/\text{yr}$, marking the lowest recession distance among cells. Nonetheless, it is the area with the most evident social impact due to the presence of adjacent urbanization. Figueiredo [32] found similar coastal retreat values with a 50% occurrence risk for the same regions, except for Cell 2, when values differed from $-3.8 \text{ m}/\text{yr}$ (2030) to $-5.7 \text{ m}/\text{yr}$ (2039). These differences may be attributed to slight discrepancies in coastal cell delineation and sea-level rise values, as well as to less accurate SB estimates used to calibrate model simulations by Figueiredo [32].

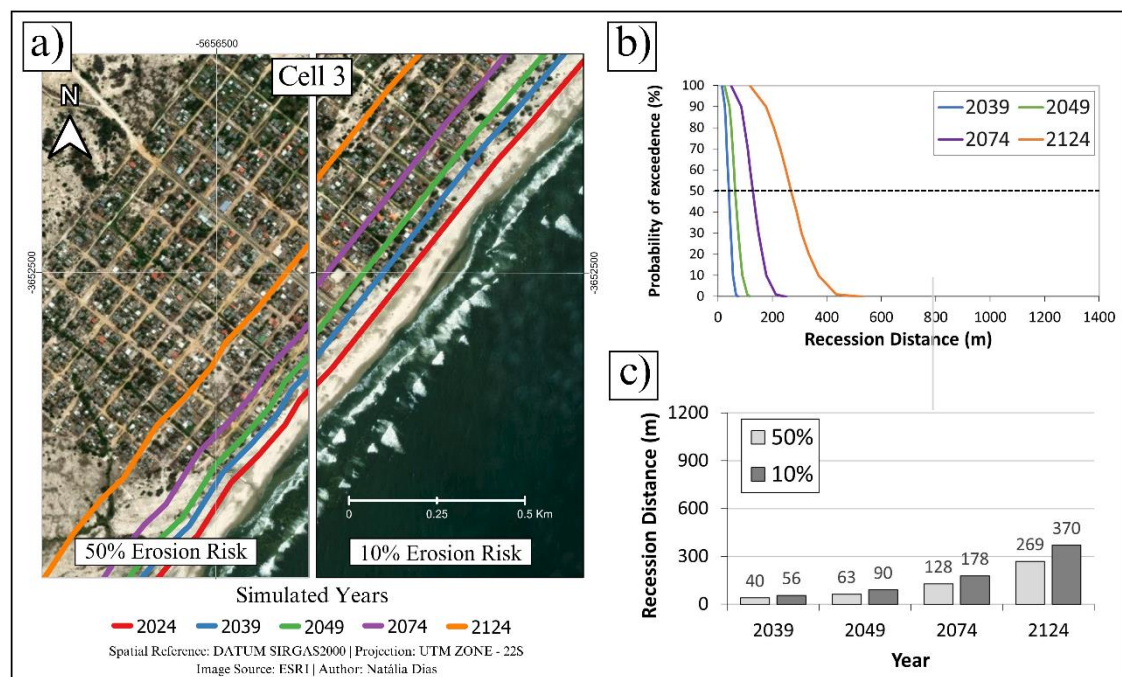


Figure V - 7. a) Shoreline contours from current dune toe position (red line) representing the retreat distances likely to be exceeded with a 50% risk and a 10% risk in 2039 (blue line), 2049 (green line), 2074 (purple line), and 2124 (orange line) for the Mostardas Beach sector (Cell 3). b) Exceedance probability in each simulated year, following the

same color scheme. c) Mean recession distances 50% risk of exceedance and 10% risk values for total erosion in each simulated year.

Another notable aspect is that from north to south along the study area, retreat values increase, followed by an increase in shoreface length. A key factor influencing coastal retreat, alongside SB and sea-level rise, that is apparent here and highlighted in previous studies is shoreface geometry [2,21,29,32,52,57]. Longer and gentler shorefaces (as observed in Cell 1, Figure 2) require more sediment to infill accommodation space created by rising MSL to maintain dynamic equilibrium in the long term [6,62,91–93]. López-Olmedilla et al. [24] observed the same pattern for beaches in northwest Portugal, where beaches with longer profiles experienced greater retreat due to rising MSL.

Finally, it is important to highlight that the occurrence of extreme events, such as cyclones and storm surges, which have been historically recorded along the state's coast [94–97], were not considered in this study. Since an increase in storm surge event occurrences is also a consequence of climate change [90,98], it is expected that areas already affected by cyclones will experience greater erosion induced by the intensity of these storms in the coming decades [99]. In this regard, Motta et al. [86] indicated that regional cyclogenesis and large-scale processes influence changes in coastal sediment transport. Esteves et al. [4] also noted that changes in wave climate, both in angle and average height, can produce a reversal in the direction of coastal change. A global change in wave power is also expected due to the warming of the ocean's surface layers as a consequence of anthropogenic global warming, as described by Reguero [100], which will most likely move closure depth limit further offshore, increasing coastal erosion [6]. Aagaard and Sørensen [101] also observed a sediment deficit in the North Sea region of Norway caused by changes in wave climate and coastal sediment transport, resulting in coastal barrier erosion. Those changes in wave patterns are also expected to impact coastal recession estimates along the coastal cells analyzed here, especially in the short and medium term, when the coastal recession is mostly controlled by SB, as previously discussed.

4. Conclusion

Short- and medium-term analyses of shoreline displacement showed discrepancies. These findings highlighted the importance of using values at different time scales when modeling future shoreline positions so that different scenarios can be considered. In the short term, estimated using orthomosaic data, Cell 1 exhibited the highest erosion rate, followed by Cells 2 and 3. In the medium term, observed through satellite images, Cell 2 exhibited the highest erosion value, followed by Cells 3 and 1. It has become evident that new erosive patterns are emerging in the region, and changes in SB behavior and coastal dynamics may be manifesting, particularly in the Estreito area (Cell 1), which started showing more erosive behavior. The Conceição area (Cell 2) maintained its severe erosive pattern, while Mostardas Beach (Cell 3) exhibited a decrease in erosion in the short term, with the only stability value.

All future simulations showed increased coastal retreat. Cell 1 showed the highest retreat rates in all 50% risk scenarios and showed the largest differences in the 10% risk scenarios. Cell 2 followed the same pattern, while Cell 3 was the only cell to maintain a stable rate during all simulations, with the smallest retreat observed. In shorter-term scenarios (2039–2074), SB values primarily control shoreline position, with retreat rates decreasing despite rising MSL. However, in long-term projections (2124), as MSL rise intensifies, retreat rates increase again. This shift suggests that variations in SB influence between cells become less significant, while differences in shoreface geometry play a crucial role in coastal response to sea-level rise.

Acknowledgements

The first author thanks the Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES; 001) for funding the scholarship during the period and the language review of this article; the Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq) for the Universal Project 2021 funding titled “Quantification of the impacts of climate change on the coast of Rio Grande do Sul”; the Universidade Federal do Rio Grande (FURG) and the Laboratório de

Morfodinâmica Costeira (LaMOC) for access to the necessary laboratories, software, and equipment; and the Planet Labs © platform for providing the satellite images used.

CRediT authorship contribution statement

Natália Dias de Carvalho: Writing – review and editing, writing – original draft, visualization, validation, software, methodology, investigation, formal analysis, data curation, conceptualization. **Salette Amaral de Figueiredo:** Writing – review and editing, validation, supervision, resources, project administration, funding acquisition, conceptualization. **Elaine Siqueira Goulart:** Writing – review and editing, validation, supervision, resources, project administration, funding acquisition, conceptualization. **Augusto Muniz Cavalcanti:** investigation and methodology.

Declaration of competing interest

The authors declare that they have no known competing financial interests or personal relationships that could have appeared to influence the work reported in this paper.

Funding sources

This work was supported by the Universal Project 2021 titled “Quantification of the impacts of climate change on the coast of Rio Grande do Sul” by the Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq).

Capítulo VI: Síntese da Discussão e Conclusões

Ao que tange o primeiro objetivo específico “Estimar a variação da linha de costa dos trechos selecionados em duas escalas espaço-temporais” as conclusões quanto ao deslocamento da LC obtidos estão sintetizadas abaixo: O setor localizado em frente ao Farol do Estreito (célula 1) apresentou os valores de taxas mais erosivas a curto prazo e os menores valores de altura no campo de dunas, apresentando dunas frontais pouco desenvolvidas e menor declividade ao longo do perfil topobatimétrico. A médio prazo, também foram observados transectos majoritariamente erosivos, porém apresentaram taxas menores ao comparar com os valores a curto prazo, com uma pequena área acrescida. Esse padrão erosivo identificado pode estar atrelado com a zona de

transição em que a região se encontra, localizada entre a barreira progradante e retrogradante, onde padrões mais erosivos podem estar se manifestando.

O setor do Farol da Conceição (célula 2) a curto prazo manteve o padrão erosivo, com poucos transectos acrescivos localizados ao sul do setor. A médio prazo todos os transectos gerados na área apresentaram erosão severa, com os maiores valores concentrados em frente ao farol. Este resultado corrobora com o histórico de erosão severa na região, atrelado principalmente à convergência de focos de ondas de sul na costa.

O terceiro setor localizado na praia do balneário de Mostardas (célula 3) apresentou uma distribuição de transectos quase igual para cada classificação (erosão severa, erosão, estabilidade e acresção) a curto prazo. Enquanto em médio prazo todos os transectos gerados apresentaram taxas de erosão severa. O setor apresentou o maior valor de dunas frontais entre os 3 setores. A urbanização atua como barreira para o transporte eólico, ocasionando a invasão do campo de dunas nas construções em frente à praia. A erosão no local pode ser atribuída a mudança de 11° na orientação da linha de costa ao norte da área, podendo causar uma redução no fluxo de sedimentos para nordeste. Dessa forma gerando erosão no local e um acúmulo de sedimentos em áreas adjacentes, representando uma fonte potencial e significativa de fornecimento de areia para campos de dunas transgressivas e para a face costeira adjacente ao norte.

Ao que tange o objetivo específico II “Identificar tendências de curto e médio prazo para estimar o balanço sedimentar”, foi possível observar que os valores de BS calculados apresentaram diferenças entre curto e médio prazo, atribuídos principalmente às diferenças nos valores de mudança de linha de

costa (C_p) encontrados. A diferença nos valores é importante para as simulações, pois proporciona um resultado onde mais cenários possíveis são abrangidos, visto que a costa do RS apresenta essa variação em diferentes escalas. Foi necessário quase o dobro de sedimento para deslocar o perfil através do RanSTM de forma que os valores de recuo da linha de costa observados através das imagens de satélite e ortomosaicos fossem atingidos. Esse comportamento pode estar atrelado com a influência da antepraia inferior, visto que a equação utilizada para o cálculo não leva em conta a geometria da antepraia inferior, mas a calibração dos valores utilizando o RanSTM sim. Enquanto as células 1 e 2 apresentaram a maior diferença nos valores calculados e calibrados para as duas escalas temporais, a célula 3 apresentou a menor diferença. O valor mais alto de BS calibrado pode ser explicado pelo maior espaço de acomodação existente na antepraia adjacente, já que a célula 1 e 2 apresentam o perfil mais suave, é esperado que o potencial de retenção de sedimentos proveniente das dunas e praia subaérea seja maior em virtude da sua extensão horizontal maior. Por mais que os valores de BS tenham sido calculados de forma linear neste estudo, a variabilidade desses valores a longo prazo é uma realidade possível.

E ao que tange o último objetivo específico “Estimar a posição da linha de costa futura (15, 25, 50 e 100 anos) baseado em diferentes cenários de elevação do nível do mar utilizando uma metodologia estocástica”, foi possível afirmar que: ao examinar as taxas de recuo anuais, enquanto a Célula 3 foi a única a manter uma taxa de recuo quase estável em todos os cenários, uma inversão nas tendências de comportamento das Células 1 e 2 foi observada a longo prazo. Para as Células 1 e 2, pode-se observar uma redução nas taxas de recuo entre

os cenários de 2039 e 2074, de -5,8 m/ano para -5,5 m/ano (Célula 1) e de -5,7 m/ano para -5,1 m/ano (Célula 2), mesmo com o aumento das taxas de NMM entre os cenários. No entanto, um aumento nas taxas é observado para o cenário de 2124. Essa diferença no comportamento das Células 1 e 2 pode indicar a influência dominante do SB nos três primeiros cenários, uma vez que os valores das taxas de recuo ainda diminuíram, mesmo com o aumento nas taxas de elevação do NMM. Em relação ao ano de 2124, como os valores de SB foram calculados de forma linear, conforme explicado na metodologia, e também foram baseados em taxas históricas quando o NMM pode ser considerado praticamente estável, essa mudança nas taxas para o longo prazo só pode ser atribuída ao aumento exponencial do NMM no último cenário, onde foram utilizadas as maiores taxas. As mudanças nas taxas de recuo ao longo desse cenário podem estar vinculadas a uma mudança no principal agente controlador da resposta costeira, sugerindo que o SB controla no curto prazo, enquanto a elevação do nível do mar se torna mais influente em cenários de longo prazo devido ao aumento nas taxas de elevação do NMM e assim as variações morfológicas na antepraia entre as células passa a refletir na resposta costeira.

Vale ressaltar que, de sul a norte da área de estudo, foi observado um padrão decrescente nos valores de recuo, juntamente com um padrão crescente da declividade dos perfis representativos de cada célula. Esse fator influencia no espaço de acomodação disponível na antepraia, quanto maior o espaço de acomodação, maior é o recuo costeiro, pois mais sedimento é necessário para manter o equilíbrio dinâmico do perfil.

De modo geral, através desse estudo foi possível identificar a influência dominante do BS nas simulações até 2074, e a dominância do aumento do NMM

nas simulações de 2124. Também se tornou evidente uma possível inversão nos padrões erosivos e no comportamento da dinâmica costeira, principalmente na região do Farol do Estreito. Recuo costeiro severo foi observado em todas as simulações, embora a Célula 3 tenha mostrado os valores mais baixos, é a área com o impacto social mais evidente devido à presença de urbanização adjacente. Foi possível adquirir novos valores de BS para região através de dados com maior resolução. O monitoramento de longo prazo de alta precisão do comportamento da linha costeira ao longo dessas áreas deve continuar regularmente para destacar tendências e anos atípicos na série de dados, melhorando as estimativas do SB. Imagens de satélite com resolução de 3 m/px foram suficientes para analisar mudanças no litoral, juntamente com o uso de ortomosaicos e modelos de elevação de alta resolução. Uma série mais longa de imagens de satélite seria desejável para trabalhos futuros; no entanto, não há imagens mais antigas disponíveis que sejam gratuitas e tenham boa resolução espacial. A atualização da batimetria local também é aconselhável para futuras previsões.

ANEXO I – Parâmetros das simulações finais

Célula 1		2039			2049			2074			2124		
		min	mode	max	min	mode	max	min	mode	max	min	mode	max
Upper Shoreface	L_b	609,4	609,4	609,4	609,4	609,4	609,4	609,4	609,4	609,4	609,4	609,4	609,4
	h_b	10,9	10,9	10,9	10,9	10,9	10,9	10,9	10,9	10,9	10,9	10,9	10,9
	m_b	0,7	0,7	0,7	0,7	0,7	0,7	0,7	0,7	0,7	0,7	0,7	0,7
Shelf	W_b	10000	10000	10000	10000	10000	10000	10000	10000	10000	10000	10000	10000
SLC	S	0,09	0,14	0,19	0,15	0,215	0,295	0,32	0,44	0,585	0,74	1,05	1,3
DWR	G	0	1	1	0	1	1	0	1	1	0	1	1
	L_*	-	25459,3	-	-	25459,3	-	-	25459,3	-	-	25459,3	-
Lower Shoreface													
	h_*	26,9	26,9	26,9	26,9	26,9	26,9	26,9	26,9	26,9	26,9	26,9	26,9
	m_*	0,23	0,23	0,23	0,23	0,23	0,23	0,23	0,23	0,23	0,23	0,23	0,23
Transition Zone	d	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5
	L_t	3942,8	3942,8	3942,8	3942,8	3942,8	3942,8	3942,8	3942,8	3942,8	3942,8	3942,8	3942,8
Sand Body	L_R	2000	2000	2000	2000	2000	2000	2000	2000	2000	2000	2000	2000
	h_d	2,9	2,9	2,9	2,9	2,9	2,9	2,9	2,9	2,9	2,9	2,9	2,9
	$Tan\theta_{pose}$	0,577	0,577	0,577	0,577	0,577	0,577	0,577	0,577	0,577	0,577	0,577	0,577
	%S/M	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100
XVOL	XVOL1	-1350	-370	-60	-2200	-616	-100	-4550	-1232	-200	-9100	-2479	-400

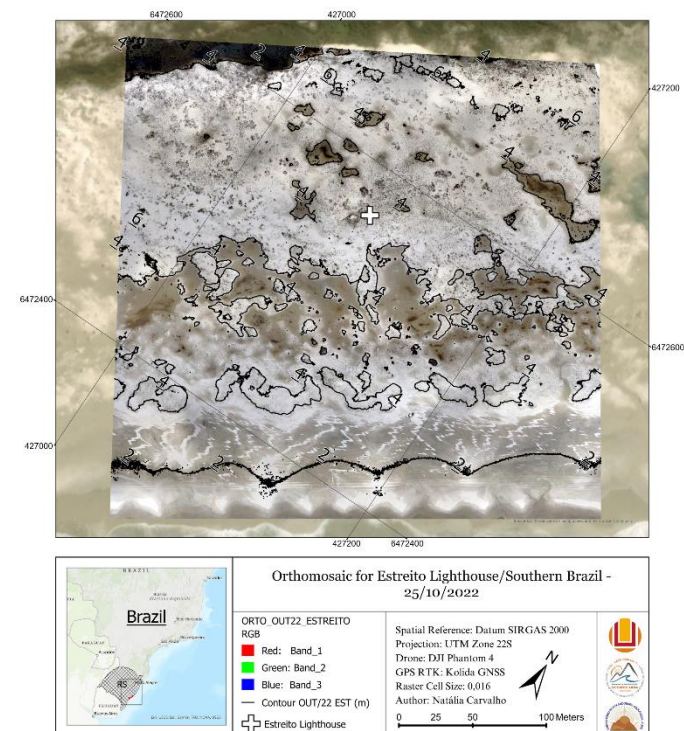
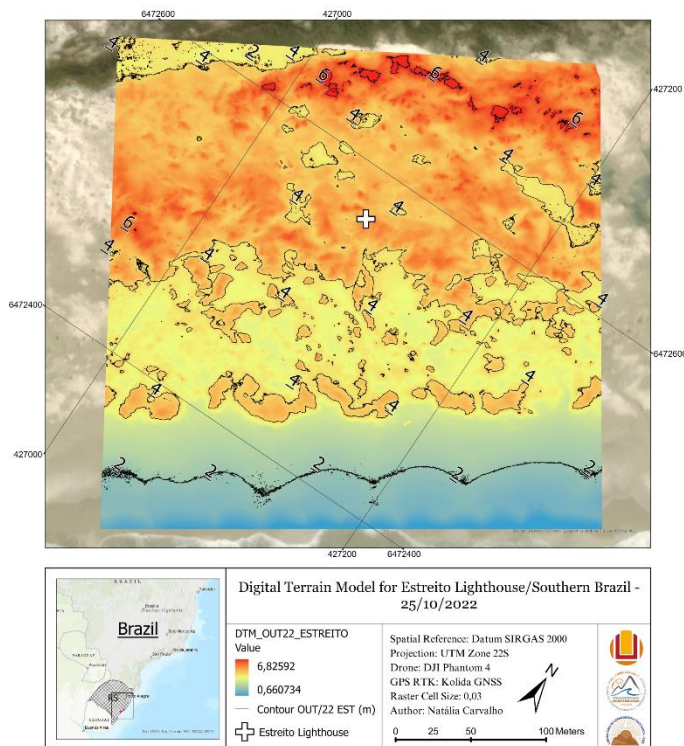
Célula 2		2039			2049			2074			2124		
		min	mode	max	min	mode	max	min	mode	max	min	mode	max
Upper Shoreface	L_b	732,7	732,7	732,7	732,7	732,7	732,7	732,7	732,7	732,7	732,7	732,7	732,7
	h_b	7,1	7,1	7,1	7,1	7,1	7,1	7,1	7,1	7,1	7,1	7,1	7,1
	m_b	0,48	0,48	0,48	0,48	0,48	0,48	0,48	0,48	0,48	0,48	0,48	0,48
	W_b	10000	10000	10000	10000	10000	10000	10000	10000	10000	10000	10000	10000
SLC	S	0,09	0,14	0,19	0,15	0,215	0,295	0,32	0,44	0,585	0,74	1,05	1,3
DWR	G	0	1	1	0	1	1	0	1	1	0	1	1
Lower Shoreface	L_*	-	17970,5	-	-	17970,5	-	-	17970,5	-	-	17970,5	-
	h_*	25,1	25,1	25,1	25,1	25,1	25,1	25,1	25,1	25,1	25,1	25,1	25,1
	m_*	0,32	0,32	0,32	0,32	0,32	0,32	0,32	0,32	0,32	0,32	0,32	0,32
Transition Zone	d	2,5	2,5	2,5	2,5	2,5	2,5	2,5	2,5	2,5	2,5	2,5	2,5
	L_t	1624,8	1624,8	1624,8	1624,8	1624,8	1624,8	1624,8	1624,8	1624,8	1624,8	1624,8	1624,8
Sand Body	L_R	2000	2000	2000	2000	2000	2000	2000	2000	2000	2000	2000	2000
	h_d	3,1	3,1	3,1	3,1	3,1	3,1	3,1	3,1	3,1	3,1	3,1	3,1
	$T_{anrepose}$	0,577	0,577	0,577	0,577	0,577	0,577	0,577	0,577	0,577	0,577	0,577	0,577
	%S/M	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100
XVOL	XVOL1	-1698	-640	-60	-2833	-1050	-100	-5993	-2130	-200	-13250	-4350	-400

Célula 3				2039			2049			2074			2124			
		min	mode	max	min	mode	max	min	mode	max	min	mode	max	min	mode	max
Upper Shoreface	L_b	694,8	694,8	694,8	694,8	694,8	694,8	694,8	694,8	694,8	694,8	694,8	694,8	694,8	694,8	694,8
	h_b	8,30	8,30	8,30	8,30	8,30	8,30	8,30	8,30	8,30	8,30	8,30	8,30	8,30	8,30	8,30
	m_b	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5
	W_b	10000	10000	10000	10000	10000	10000	10000	10000	10000	10000	10000	10000	10000	10000	10000
SLC	S	0,09	0,14	0,19	0,15	0,215	0,295	0,32	0,44	0,585	0,74	1,05	1,3			
DWR	G	0	1	1	0	1	1	0	1	1	0	1	1	0	1	1
Lower Shoreface	L_*	-	5985,37	-	-	5985,37	-	-	5985,37	-	-	5985,37	-	-	5985,37	-
	h_*	22,30	22,30	22,30	22,30	22,30	22,30	22,30	22,30	22,30	22,30	22,30	22,30	22,30	22,30	22,30
	m_*	0,320	0,320	0,320	0,320	0,320	0,320	0,320	0,320	0,320	0,320	0,320	0,320	0,320	0,320	0,320
Transition Zone	d	3	3	3	3	3	3	3	3	3	3	3	3	3	3	3
	L_t	1524,7	1524,7	1524,7	1524,7	1524,7	1524,7	1524,7	1524,7	1524,7	1524,7	1524,7	1524,7	1524,7	1524,7	1524,7
Sand Body	L_R	2000	2000	2000	2000	2000	2000	2000	2000	2000	2000	2000	2000	2000	2000	2000
	h_d	3,300	3,300	3,300	3,300	3,300	3,300	3,300	3,300	3,300	3,300	3,300	3,300	3,300	3,300	3,300
	Tan_{repose}	0,577	0,577	0,577	0,577	0,577	0,577	0,577	0,577	0,577	0,577	0,577	0,577	0,577	0,577	0,577
	%S/M	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100
XoVOL	XVOL1	-1150	-200	-60	-1944	-340	-100	-3950	-650	-200	-8125	-1350	-400			

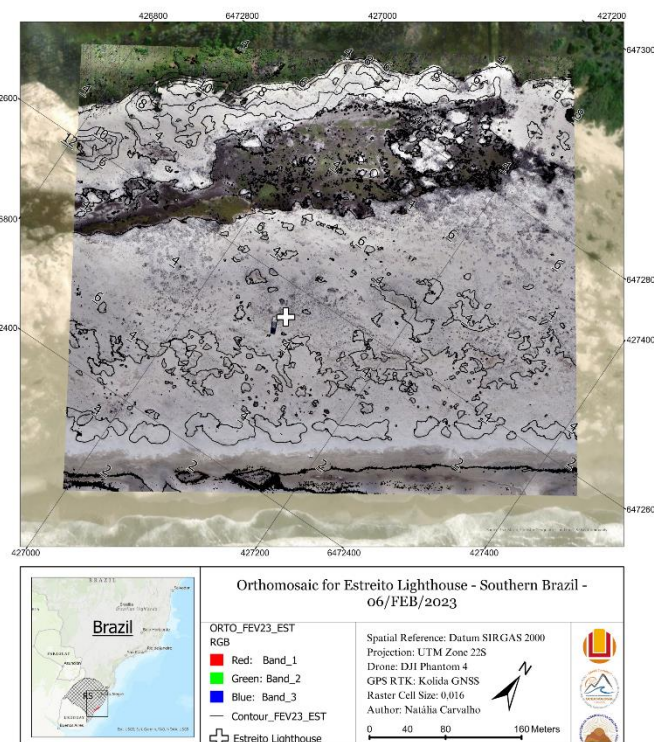
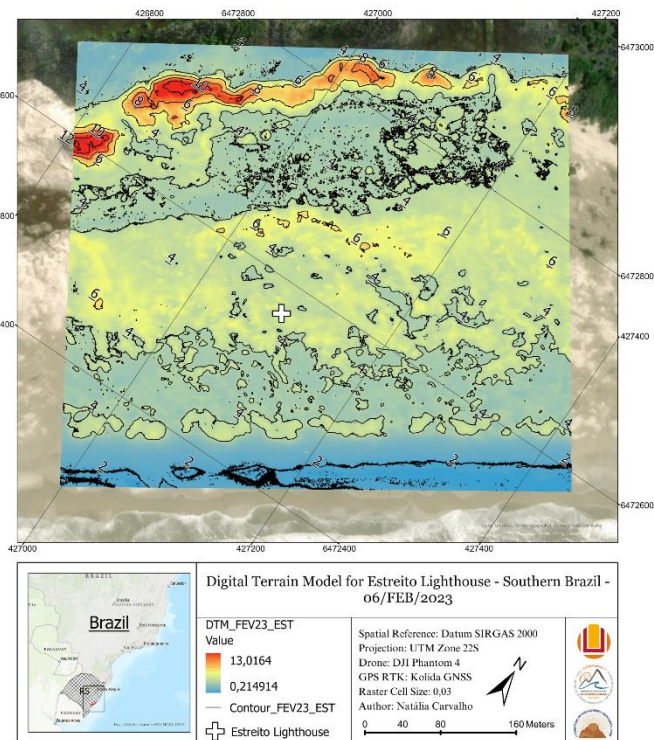
ANEXO II — MDE, MDT e Ortomosaicos das saídas de campo

Estreito

Outubro/2022

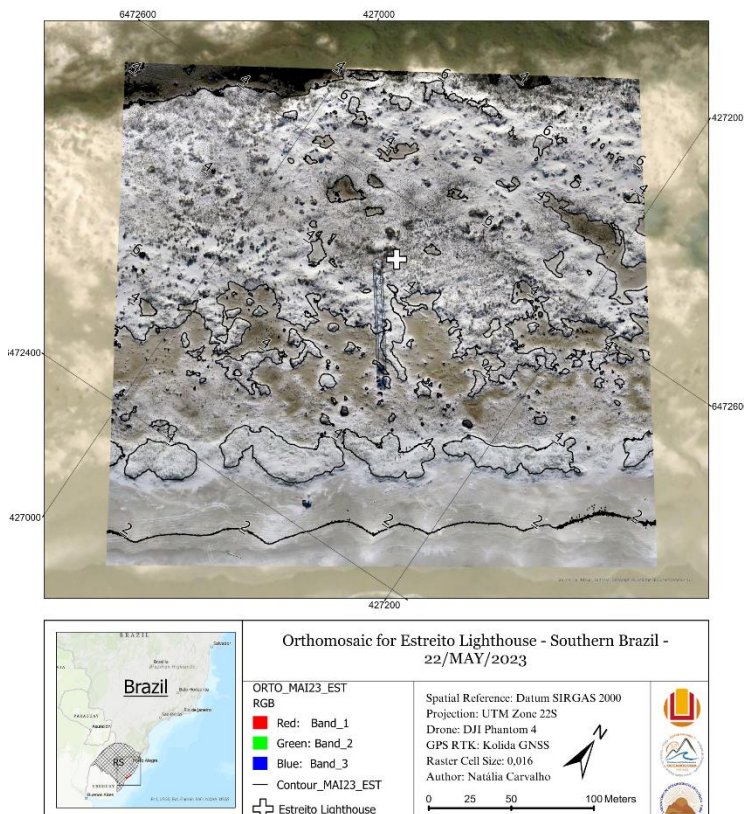
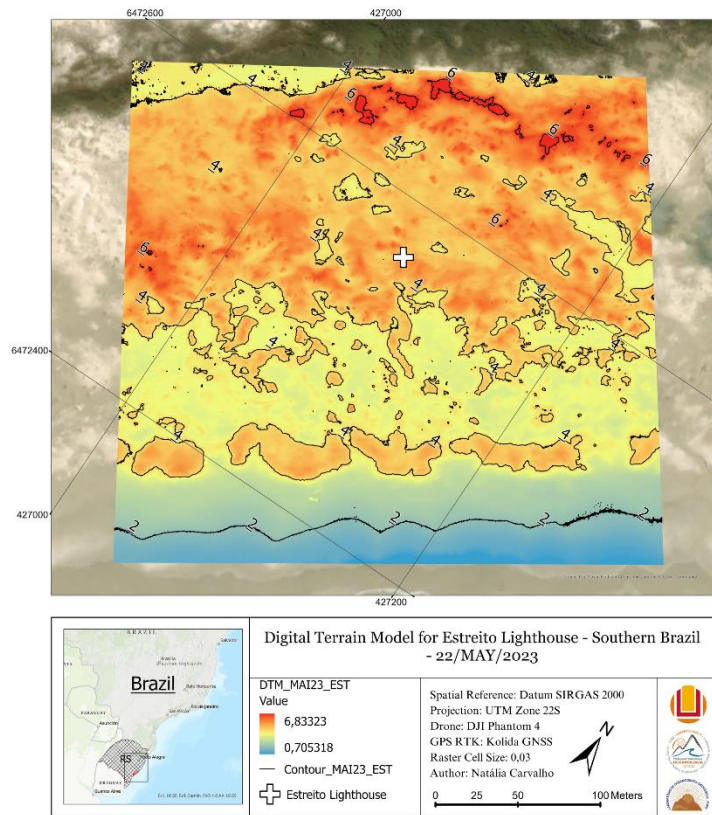


Fevereiro/2023

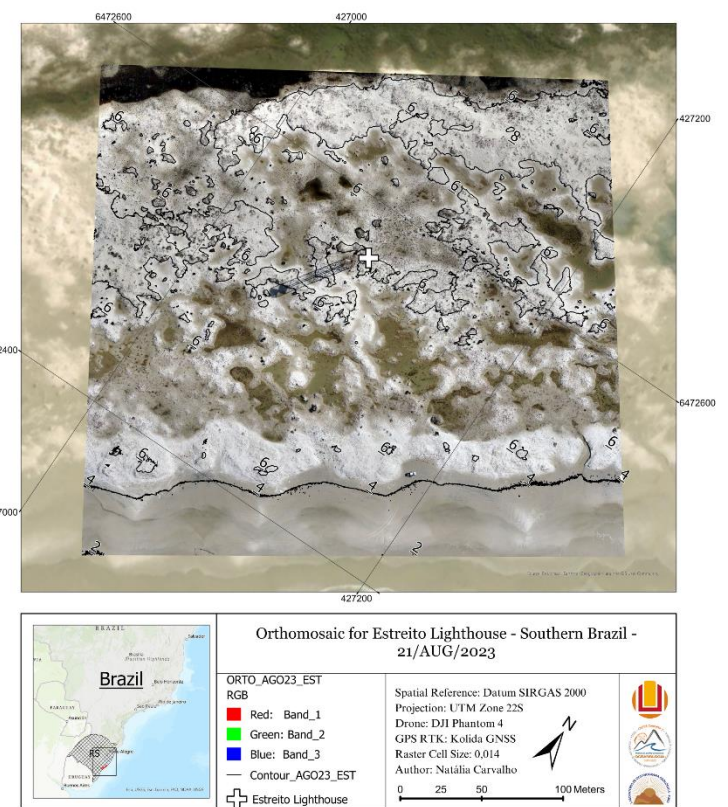
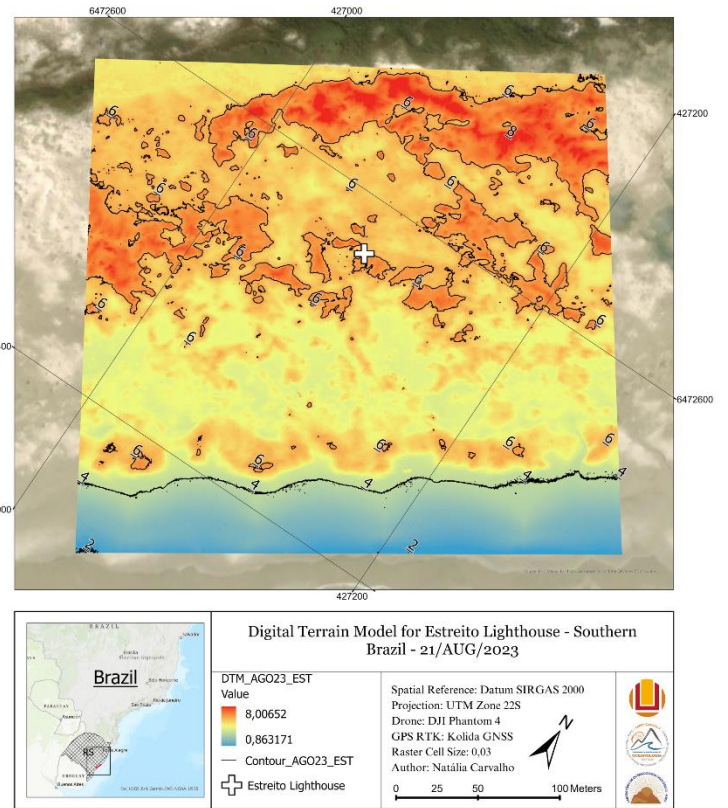


Estreito

Maio/2023

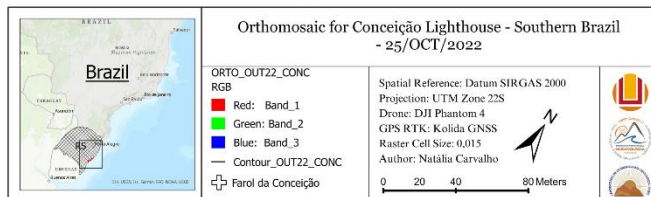
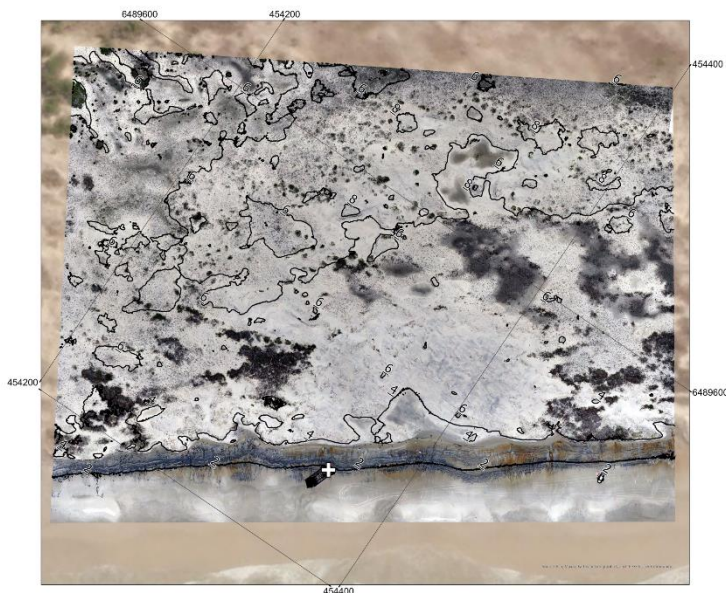
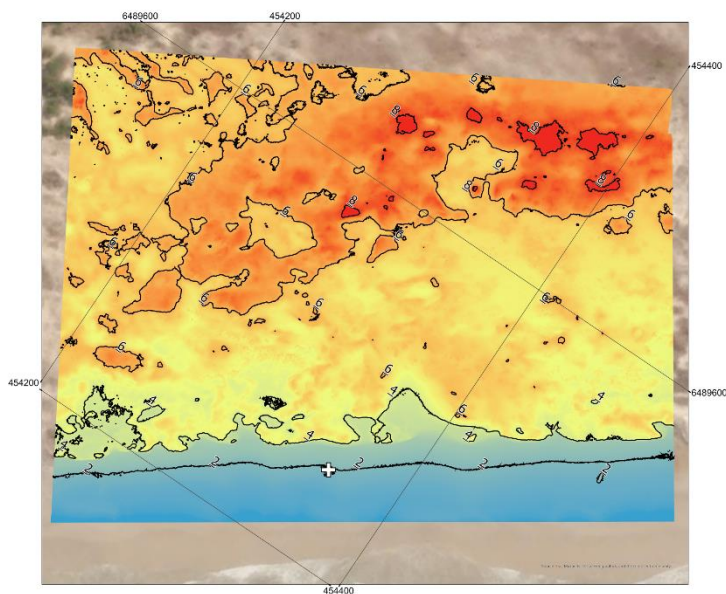


Agosto/2023

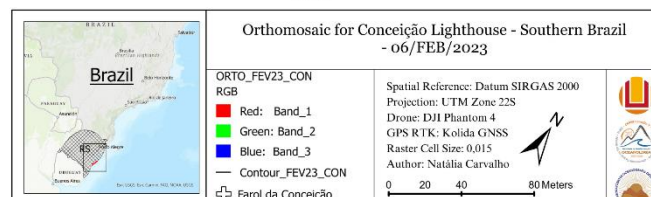
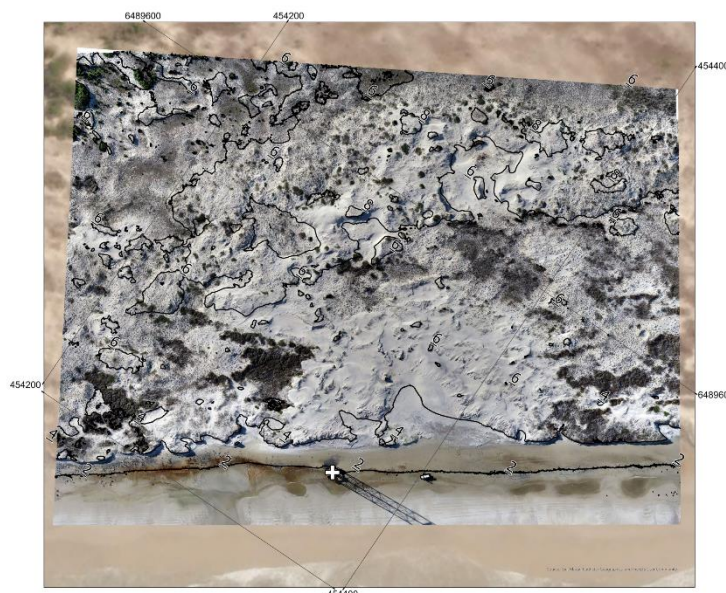
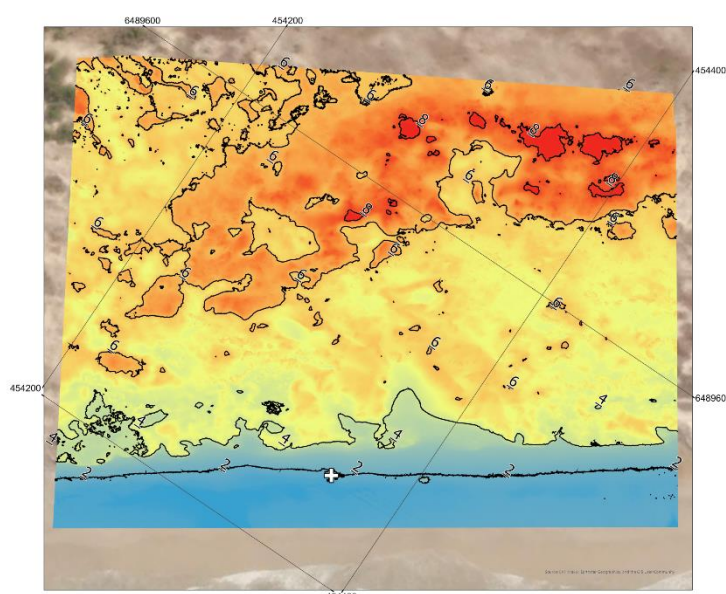


Conceição

Outubro/2022

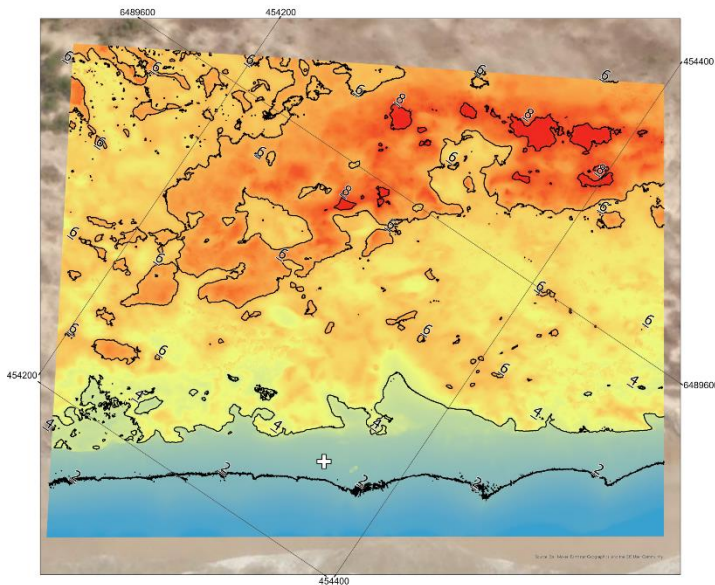


Fevereiro/2023

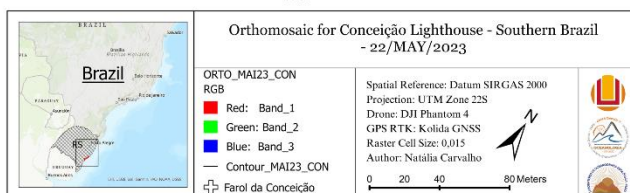
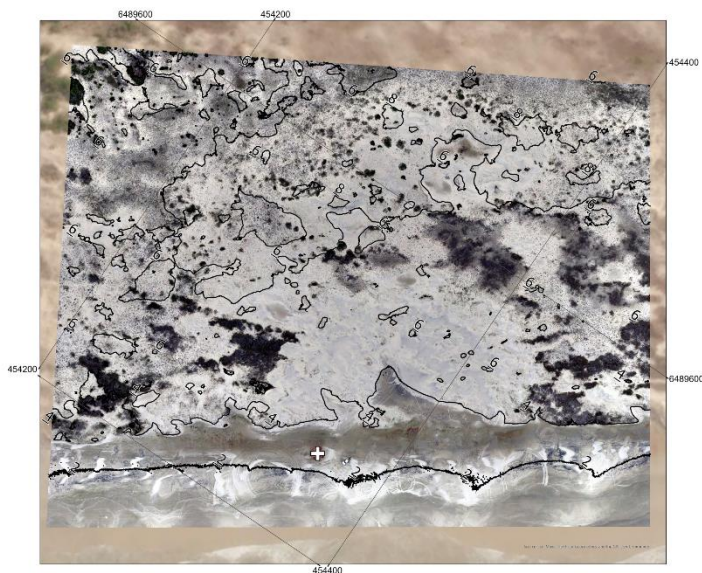
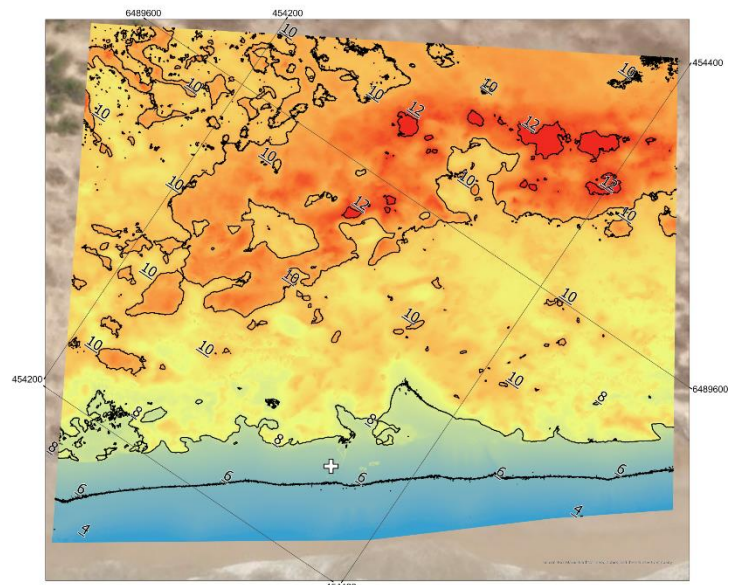


Conceição

Maio/2023

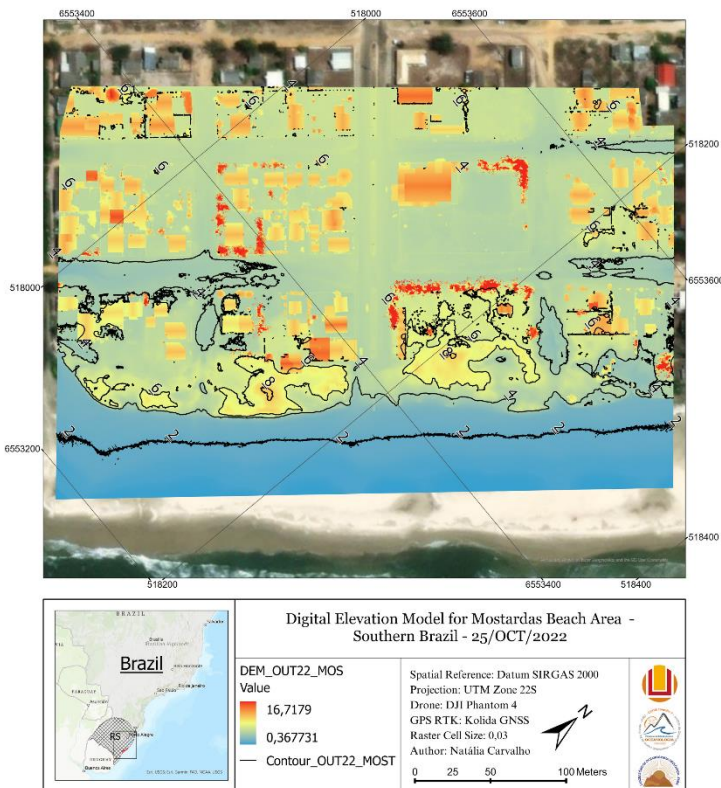


Agosto/2023

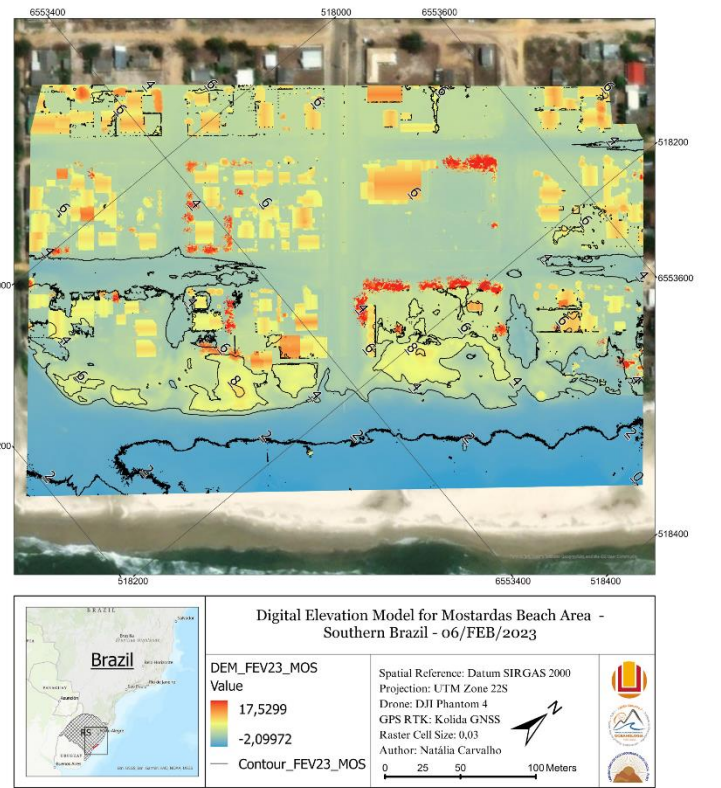


Mostardas

Outubro/2022

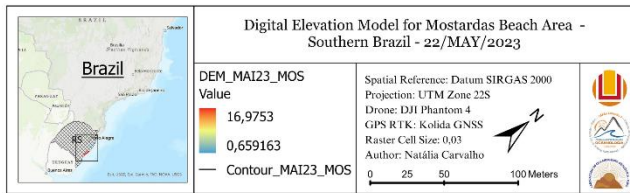
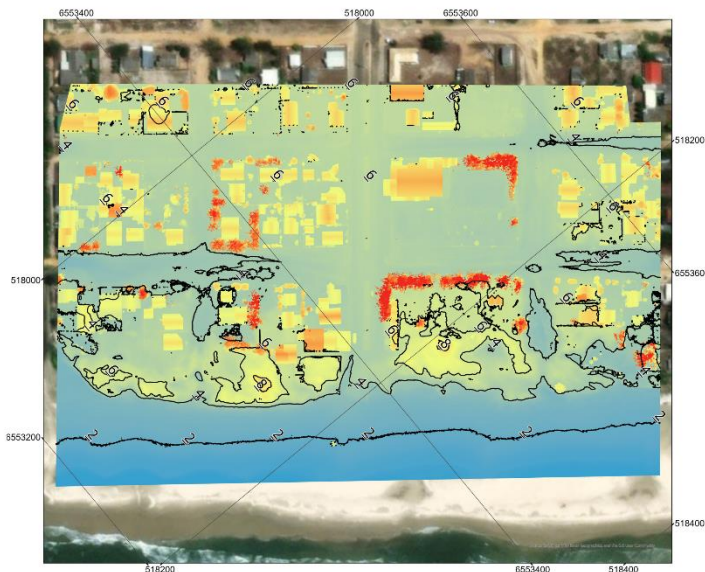


Fevereiro/2023

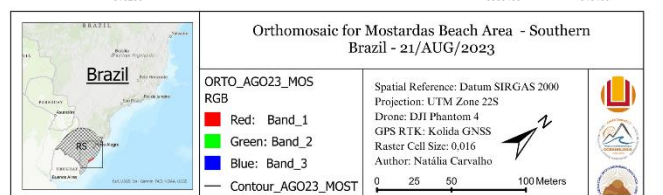
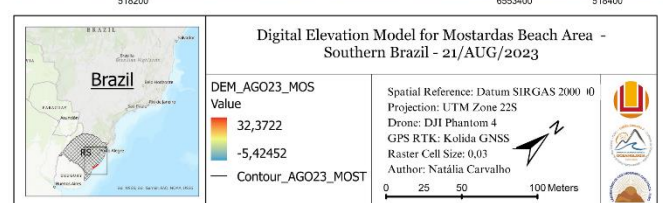
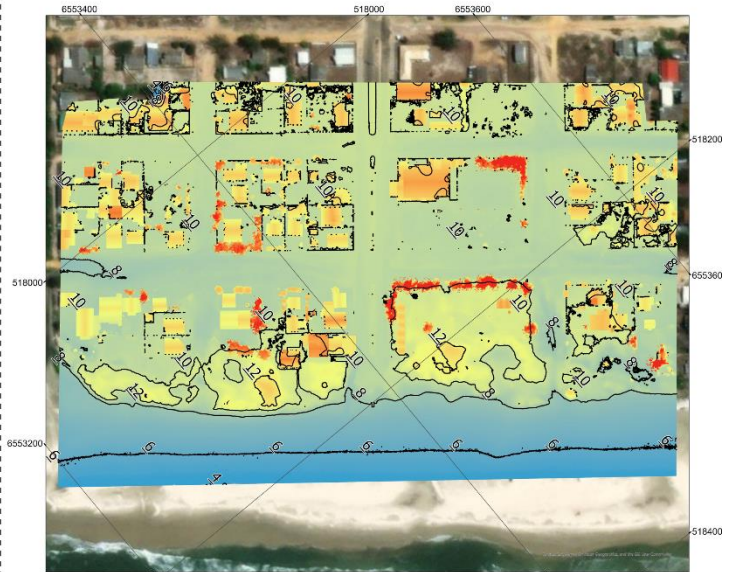


Mostardas

Maio/2023



Agosto/2023



ANEXO III — Parâmetros das imagens de satélite utilizadas no DSAS

Ano	Estação	Nome do arquivo	Tipo	Data	Resolução
2022	Verão	Estreito_VER_2022	PS Scene	20/03/2022	3m/px
	Outono	Estreito_OUT_2022	PS Scene	03/06/2022	3m/px
	Inverno	Estreito_INV_2022	PS Scene	11/09/2022	3m/px
	Primavera	Estreito_PRI_2022	PS Scene	29/12/2022	3m/px
2021	Verão	Estreito_VER_2021	PS Scene	09/03/2021	3m/px
	Outono	Estreito_OUT_2021	PS Scene	13/06/2021	3m/px
	Inverno	Estreito_INV_2021	PS Scene	4/9/2021	3m/px
	Primavera	Estreito_PRI_2021	PS Scene	12/12/2021	3m/px
2020	Verão	Estreito_VER_2020	PS Scene	26/01/2020	3m/px
	Outono	Estreito_OUT_2020	PS Scene	01/06/2020	3m/px
	Inverno	Estreito_INV_2020	PS Scene	20/09/2020	3m/px
	Primavera	Estreito_PRI_2020	PS Scene	9/12/2020	3m/px
2019	Verão	Estreito_VER_2019	PS Scene	29/01/2019	3m/px
	Outono	Estreito_OUT_2019	PS Scene	07/03/2019	3m/px
	Inverno	Estreito_INV_2019	PS Scene	02/09/2019	3m/px
	Primavera	Estreito_PRI_2019	PS Scene	9/12/2019	3m/px
2018	Verão	Estreito_VER_2018	PS Scene	14/03/2018	3m/px
	Outono	Estreito_OUT_2018	PS Scene	03/06/2018	3m/px
	Inverno	Estreito_INV_2018	PS Scene	08/09/2018	3m/px
	Primavera	Estreito_PRI_2018	PS Scene	8/12/2018	3m/px
2017	Verão	Estreito_VER_2017	PS Scene	25/03/2017	3m/px
	Outono	Estreito_OUT_2017	PS Scene	11/06/2017	3m/px
	Inverno	Estreito_INV_2017	PS Scene	21/09/2017	3m/px
	Primavera	Estreito_PRI_2017	REOrthoTile	12/12/2017	3,125m/px
2016	Verão	Estreito_VER_2016	REOrthoTile	14/01/2016	5m/px
	Outono	Estreito_OUT_2016	REOrthoTile	02/06/2016	5m/px
	Inverno	Estreito_INV_2016	PS Scene	10/09/2016	3m/px
	Primavera	Estreito_PRI_2016	PS Scene	5/12/2016	3m/px
2015	Verão	Estreito_VER_2015	REOrthoTile	05/02/2015	5m/px
	Outono	Estreito_OUT_2015	REOrthoTile	12/03/2015	5m/px
	Inverno	Estreito_INV_2015	REOrthoTile	25/07/2015	5m/px
	Primavera	Estreito_PRI_2015	NÃO DISPONÍVEL		
	Verão	Estreito_VER_2014			

2014	Outono	Estreito_OUT_2014	REOrthoTile	02/06/2014	5m/px
	Inverno	Estreito_INV_2014	REOrthoTile	07/09/2014	5m/px
	Primavera	Estreito_PRI_2014	REOrthoTile	09/11/2014	5m/px
	Verão	Estreito_VER_2013	REOrthoTile	07/03/2013	5m/px
2013	Outono	Estreito_OUT_2013	REOrthoTile	22/06/2013	5m/px
	Inverno	Estreito_INV_2013	REOrthoTile	09/07/2013	5m/px
	Primavera	Estreito_PRI_2013	NÃO DISPONÍVEL		
	Verão	Estreito_VER_2012	REOrthoTile	28/03/2012	5m/px
2012	Outono	Estreito_OUT_2012	NÃO DISPONÍVEL		
	Inverno	Estreito_INV_2012	NÃO DISPONÍVEL		
	Primavera	Estreito_PRI_2012	REOrthoTile	9/12/2012	5m/px
	Verão	Estreito_VER_2011	REOrthoTile	23/3/2011	5m/px
2011	Outono	Estreito_OUT_2011	REOrthoTile	12/06/2011	5m/px
	Inverno	Estreito_INV_2011	REOrthoTile	16/10/2011	5m/px
	Primavera	Estreito_PRI_2011	NÃO DISPONÍVEL		
	Verão	Estreito_VER_2010	REOrthoTile	28/02/2010	5m/px
2010	Outono	Estreito_OUT_2010	REOrthoTile	16/07/2010	5m/px
	Inverno	Estreito_INV_2010	REOrthoTile	10/10/2010	5m/px
	Primavera	Estreito_PRI_2010	REOrthoTile	06/12/2010	5m/px
	Verão	Estreito_VER_2009	REOrthoTile	13/04/2009	5m/px
2009	Outono	Estreito_OUT_2009	REOrthoTile	12/07/2009	5m/px
	Inverno	Estreito_INV_2009	NÃO DISPONÍVEL		
	Primavera	Estreito_PRI_2009	NÃO DISPONÍVEL		

Ano	Estação	Nome do arquivo	Tipo	Data	Resolução
2022	Verão	Conceicao_VER_2022	PS Scene	29/03/2022	3m/px
	Outono	Conceicao_OUT_2022	PS Scene	19/06/2022	3m/px
	Inverno	Conceicao_INV_2022	REOrthoTile	24/09/2022	3,125m/px
	Primavera	Conceicao_PRI_2022	PS Scene	09/12/2022	3m/px
2021	Verão	Conceicao_VER_2021	REOrthoTile	19/03/2021	3.125m/px
	Outono	Conceicao_OUT_2021	PS Scene	13/05/2021	3m/px
	Inverno	Conceicao_INV_2021	REOrthoTile	5/10/2021	3,125m/px
	Primavera	Conceicao_PRI_2021	PS Scene	22/12/2021	3m/px
2020	Verão	Conceicao_VER_2020	PS Scene	23/03/2020	3m/px
	Outono	Conceicao_OUT_2020	REOrthoTile	28/06/2020	3,125m/px

2019	Inverno	Conceicao_INV_2020	PS Scene	29/09/2020	3m/px
	Primavera	Conceicao_PRI_2020	PS Scene	11/12/2020	3m/px
	Verão	Conceicao_VER_2019	PS Scene	13/03/2019	3m/px
	Outono	Conceicao_OUT_2019	PS Scene	20/06/2019	3m/px
2018	Inverno	Conceicao_INV_2019	PS Scene	22/09/2019	3m/px
	Primavera	Conceicao_PRI_2019	REOrthoTile	11/12/2019	3.125m/px
	Verão	Conceicao_VER_2018	PS Scene	14/03/2018	3m/px
	Outono	Conceicao_OUT_2018	REOrthoTile	27/06/2018	3.125m/px
2017	Inverno	Conceicao_INV_2018	REOrthoTile	22/09/2018	3.125m/px
	Primavera	Conceicao_PRI_2018	PS Scene	11/12/2018	3m/px
	Verão	Conceicao_VER_2017	REOrthoTile	31/03/2017	3.125m/px
	Outono	Conceicao_OUT_2017	PS Scene	25/06/2017	3m/px
2016	Inverno	Conceicao_INV_2017	PS Scene	28/09/2017	3m/px
	Primavera	Conceicao_PRI_2017	PS Scene	15/12/2017	3m/px
	Verão	Conceicao_VER_2016	REOrthoTile	10/05/2016	3.125m/px
	Outono	Conceicao_OUT_2016	REOrthoTile	02/06/2016	3.125m/px
2015	Inverno	Conceicao_INV_2016	PS Scene	27/09/2016	3m/px
	Primavera	Conceicao_PRI_2016	REOrthoTile	1/12/2016	3.125m/px
	Verão	Conceicao_VER_2015	REOrthoTile	12/03/2015	5m/px
	Outono	Conceicao_OUT_2015	REOrthoTile	25/07/2015	5m/px
2014	Inverno	Conceicao_INV_2015	NÃO DISPONÍVEL		
	Primavera	Conceicao_PRI_2015	REOrthoTile	14/01/2016	5m/px
	Verão	Conceicao_VER_2014	REOrthoTile	16/01/2014	5m/px
	Outono	Conceicao_OUT_2014	REOrthoTile	18/05/2014	5m/px
2013	Inverno	Conceicao_INV_2014	REOrthoTile	07/09/2014	5m/px
	Primavera	Conceicao_PRI_2014	NÃO DISPONÍVEL		
	Verão	Conceicao_VER_2013	REOrthoTile	07/03/2013	5m/px
	Outono	Conceicao_OUT_2013	REOrthoTile	22/06/2013	5m/px
2012	Inverno	Conceicao_INV_2013	REOrthoTile	20/08/2013	5m/px
	Primavera	Conceicao_PRI_2013	NÃO DISPONÍVEL		
	Verão	Conceicao_VER_2012	REOrthoTile	19/03/2012	5m/px
	Outono	Conceicao_OUT_2012	REOrthoTile	11/08/2012	5m/px
2011	Inverno	Conceicao_INV_2012	REOrthoTile	9/12/2012	5m/px
	Primavera	Conceicao_PRI_2012	REOrthoTile	22/12/2012	5m/px
	Verão	Conceicao_VER_2011	REOrthoTile	1/3/2011	5m/px
	Outono	Conceicao_OUT_2011	REOrthoTile	10/06/2011	5m/px
2011	Inverno	Conceicao_INV_2011	REOrthoTile	16/10/2011	5m/px

2010	Primavera	Conceicao_PRI_2011	REOrthoTile	11/12/2011	5m/px
	Verão	Conceicao_VER_2010	REOrthoTile	31/03/2010	5m/px
	Outono	Conceicao_OUT_2010	REOrthoTile	20/07/2010	5m/px
	Inverno	Conceicao_INV_2010	REOrthoTile	10/10/2010	5m/px
	Primavera	Conceicao_PRI_2010	REOrthoTile	06/12/2010	5m/px
	Verão	Conceicao_VER_2009	REOrthoTile	25/03/2009	5m/px
	Outono	Conceicao_OUT_2009	REOrthoTile	12/07/2009	5m/px
	Inverno	Conceicao_INV_2009	REOrthoTile	29/10/2009	5m/px
2009	Primavera	NÃO DISPONÍVEL		NÃO DISPONÍVEL	

Ano	Estação	Nome do arquivo	Tipo	Data	Resolução
2022	Verão	Mostardas_VER_2022	PS Scene	03/03/2022	3m/px
	Outono	Mostardas_OUT_2022	PS Scene	15/06/2022	3m/px
	Inverno	Mostardas_INV_2022	PS Scene	29/09/2022	3m/px
	Primavera	Mostardas_PRI_2022	PS Scene	27/12/2022	3m/px
	Verão	Mostardas_VER_2021	PS Scene	11/03/2021	3m/px
2021	Outono	Mostardas_OUT_2021	PS Scene	01/06/2021	3m/px
	Inverno	Mostardas_INV_2021	PS Scene	16/9/2021	3m/px
	Primavera	Mostardas_PRI_2021	PS Scene	12/12/2021	3m/px
	Verão	Mostardas_VER_2020	REOrthoTile	05/03/2020	3.125m/px
	Outono	Mostardas_OUT_2020	PS Scene	15/06/2020	3m/px
2020	Inverno	Mostardas_INV_2020	PS Scene	23/09/2020	3m/px
	Primavera	Mostardas_PRI_2020	PS Scene	4/12/2020	3m/px
	Verão	Mostardas_VER_2019	PS Scene	02/03/2019	3m/px
	Outono	Mostardas_OUT_2019	PS Scene	06/06/2019	3m/px
	Inverno	Mostardas_INV_2019	PS Scene	21/09/2019	3m/px
2019	Primavera	Mostardas_PRI_2019	PS Scene	3/12/2019	3m/px
	Verão	Mostardas_VER_2018	PS Scene	14/03/2018	3m/px
	Outono	Mostardas_OUT_2018	PS Scene	17/06/2018	3m/px
	Inverno	Mostardas_INV_2018	PS Scene	04/10/2018	3m/px
	Primavera	Mostardas_PRI_2018	PS Scene	7/12/2018	3m/px
2018	Verão	Mostardas_VER_2017	REOrthoTile	07/03/2017	5m/px
	Outono	Mostardas_OUT_2017	PS Scene	11/06/2017	3m/px
	Inverno	Mostardas_INV_2017	PS Scene	03/09/2017	3m/px
	Primavera	Mostardas_PRI_2017	PS Scene	12/12/2017	3m/px
	Verão	Mostardas_VER_2016	REOrthoTile	07/03/2016	5m/px

2016	Outono	Mostardas_OUT_2016	REOrthoTile	17/07/2016	3.125m/px
	Inverno	Mostardas_INV_2016	PS Scene	16/09/2016	3m/px
	Primavera	Mostardas_PRI_2016	PS Scene	7/12/2016	3m/px
	Verão	Mostardas_VER_2015	REOrthoTile	03/03/2015	5m/px
2015	Outono	Mostardas_OUT_2015	REOrthoTile	22/07/2015	5m/px
	Inverno	Mostardas_INV_2015	NÃO DISPONÍVEL		
	Primavera	Mostardas_PRI_2015	NÃO DISPONÍVEL		
	Verão	Mostardas_VER_2014	REOrthoTile	02/03/2014	5m/px
2014	Outono	Mostardas_OUT_2014	REOrthoTile	10/06/2014	5m/px
	Inverno	Mostardas_INV_2014	REOrthoTile	22/08/2014	5m/px
	Primavera	Mostardas_PRI_2014	NÃO DISPONÍVEL		
	Verão	Mostardas_VER_2013	REOrthoTile	14/03/2013	5m/px
2013	Outono	Mostardas_OUT_2013	NÃO DISPONÍVEL		
	Inverno	Mostardas_INV_2013	NÃO DISPONÍVEL		
	Primavera	Mostardas_PRI_2013	REOrthoTile	13/11/2013	5m/px
	Verão	Mostardas_VER_2012	REOrthoTile	27/03/2012	5m/px
2012	Outono	Mostardas_OUT_2012	NÃO DISPONÍVEL		
	Inverno	Mostardas_INV_2012	REOrthoTile	10/8/2012	5m/px
	Primavera	Mostardas_PRI_2012	REOrthoTile	16/11/2012	5m/px
	Verão	Mostardas_VER_2011	REOrthoTile	17/3/2011	5m/px
2011	Outono	Mostardas_OUT_2011	NÃO DISPONÍVEL		
	Inverno	Mostardas_INV_2011	REOrthoTile	18/10/2011	5m/px
	Primavera	Mostardas_PRI_2011	REOrthoTile	12/12/2011	5m/px
	Verão	Mostardas_VER_2010	NÃO DISPONÍVEL		
2010	Outono	Mostardas_OUT_2010	REOrthoTile	11/08/2010	5m/px
	Inverno	Mostardas_INV_2010	REOrthoTile	21/10/2010	5m/px
	Primavera	Mostardas_PRI_2010	REOrthoTile	15/12/2010	5m/px
	Verão	Mostardas_VER_2009	REOrthoTile	18/03/2009	5m/px
2009	Outono	Mostardas_OUT_2009	REOrthoTile	03/05/2009	5m/px
	Inverno	Mostardas_INV_2009	REOrthoTile	11/8/2009	5m/px
2009	Primavera	Mostardas_PRI_2009	REOrthoTile	09/11/2009	5m/px

Capítulo VI: Referências Bibliográficas do Artigo

- [1] D.L. Passeri, S.C. Hagen, M. V. Bilske, S.C. Medeiros, On the significance of incorporating shoreline changes for evaluating coastal hydrodynamics under sea level rise scenarios, *Natural Hazards* 75 (2015) 1599–1617. <https://doi.org/10.1007/s11069-014-1386-y>.
- [2] P.S. Roy, P.J. Cowell, M.A. Ferland, B.G. Thom, Wave dominated coasts, in: R.W.G. Carter, C.D. Woodroffe (Eds.), *Coastal Evolution: Late Quaternary Shoreline Morphodynamics*, Cambridge University Press, Cambridge, UK, 1994: pp. 121–186.
- [3] P.J. Cowell, B.G. Thom, R.A. Jones, C.H. Everts, D. Simanovic, Management of uncertainty in predicting climate-change impacts on beaches, *J Coast Res* 22 (2006) 232–245. <https://doi.org/10.2112/05A-0018.1>.
- [4] L.S. Esteves, J.J. Williams, S.R. Dillenburg, Seasonal and interannual influences on the patterns of shoreline changes in Rio Grande do Sul, southern Brazil, *J Coast Res* 22 (2006) 1076–1093. <https://doi.org/10.2112/04-0227R.1>.
- [5] S.A. de Figueiredo, Modelling climate change effects in southern Brazil, *J Coast Res* (2013) 1933–1938. <https://doi.org/10.2112/si65-327.1>.
- [6] S.A. de Figueiredo, E.S. Goulart, L.J. Calliari, Effects of closure depth changes on coastal response to sea level rise: Insights from model experiments in southern Brazil, *Geomorphology* 351 (2020). <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2019.106935>.
- [7] D.L. Kriebel, R.G. Dean, Numerical simulation of time-dependent beach and dune erosion, *Coastal Engineering* 9 (1985) 221–245. [https://doi.org/https://doi.org/10.1016/0378-3839\(85\)90009-2](https://doi.org/https://doi.org/10.1016/0378-3839(85)90009-2).

- [8] S. Dillenburg, P. Hesp, *Geology and Geomorphology of Holocene Coastal Barriers of Brazil*, 2009.
- [9] IPCC, *Climate Change 2014: Synthesis Report. Contribution of Working Groups I, II and III to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* [Core Writing Team, R.K. Pachauri and L.A. Meyer (eds.)], Geneva, Switzerland, 2014.
- [10] W. Zhang, Barrier Island, in: M.J. Kennish (Ed.), *Encyclopedia of Estuaries*, Springer, Netherlands, 2015: pp. 47–52.
- [11] P.J. Cowell, M.J.F. Stive, A.W. Niedoroda, H.J. De Vriend, D.J.P. Swift, G.M. Kaminsky, M. Capobianco, The Coastal-Tract (Part 1): A Conceptual Approach to Aggregated Modeling of Low-Order Coastal Change, *J Coast Res* 19 (2003) 812–827. <http://www.jstor.org/stable/4299222>.
- [12] S.R. Dillenburg, L.S. Esteves, L.J. Tomazelli, A critical evaluation of coastal erosion in Rio Grande do Sul, Southern Brazil, 76 (2004) 611–623. www.scielo.br/aabc.
- [13] E. Toldo Jr, L. Almeida, João.L. Nicolodi, L. Absalonsen, N. Gruber, O Controle da Deriva Litorânea no Desenvolvimento do Campo de Dunas e da Antepraia no Litoral Médio do Rio Grande do Sul, *Pesquisas Em Geociências* 33 (2006) 35–42. <https://doi.org/10.22456/1807-9806.19511>
- [14] C.T. Martinho, S.R. Dillenburg, P. Hesp, Wave energy and longshore sediment transport gradients controlling barrier evolution in Rio Grande do Sul, Brazil, *J Coast Res* 25 (2009) 285–293. <https://doi.org/10.2112/06-0645.1>.
- [15] D. Stolper, J.H. List, E.R. Thieler, Simulating the evolution of coastal morphology and stratigraphy with a new morphological-behaviour model (GEOMBEST), *Mar Geol* 218 (2005) 17–36. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2005.02.019>.
- [16] S.A. de Figueiredo, L.J. Calliari, A.A. Machado, Modelling the effects of sea-level rise and sediment budget in coastal retreat at hermenegildo beach, Southern Brazil, *Braz J Oceanogr* 66 (2018) 210–219. <https://doi.org/10.1590/s1679-87592018009806602>.
- [17] E. Armenio, F. De Serio, M. Mossa, A.F. Petrillo, Coastline evolution based on statistical analysis and modeling, *Natural Hazards and Earth System Sciences* 19 (2019) 1937–1953. <https://doi.org/10.5194/nhess-19-1937-2019>.
- [18] E. Armenio, M. Mossa, On the need for an integrated large-scale methodology of coastal management: A methodological proposal, *J Mar Sci Eng* 8 (2020). <https://doi.org/10.3390/JMSE8060385>.
- [19] A.P.P. Forgiarini, S. Amaral de Figueiredo, L.J. Calliari, E.S. Goulart, W. Marques, T.B. Trombetta, P.H. Oleinik, R.C. Guimarães, J. Arigony-Neto, C. Cabral Salame, Quantifying the geomorphologic and urbanization influence on coastal retreat under sea level rise, *Estuar Coast Shelf Sci* 230 (2019). <https://doi.org/10.1016/j.ecss.2019.106437>.

- [20] V.J.B. Bitencourt, S.R. Dillenburg, R.P. Manzolli, E.G. Barboza, Control factors in the evolution of Holocene coastal barriers in Southern Brazil, *Geomorphology* 360 (2020). <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2020.107180>.
- [21] M. de A. Bose, S.A. de Figueiredo, L.J. Calliari, J. Arigony-Neto, E.S. Goulart, J.A. de C. Ferreira, M. da G. Albuquerque, The effects of sea level rise and sediment budget over an erosional hotspot at the coastline of rio grande do sul, Brazil, *Pesquisas Em Geociencias* 47 (2020) 1–22. <https://doi.org/10.22456/1807-9806.108560>.
- [22] J. Montañó, G. Coco, J.A.A. Antolínez, T. Beuzen, K.R. Bryan, L. Cagigal, B. Castelle, M.A. Davidson, E.B. Goldstein, R. Ibaceta, D. Idier, B.C. Ludka, S. Masoud-Ansari, F.J. Méndez, A.B. Murray, N.G. Plant, K.M. Ratliff, A. Robinet, A. Rueda, N. Sénéchal, J.A. Simmons, K.D. Splinter, S. Stephens, I. Townend, S. Vitousek, K. Vos, Blind testing of shoreline evolution models, *Sci Rep* 10 (2020). <https://doi.org/10.1038/s41598-020-59018-y>.
- [23] M. Alvarez-Cuesta, A. Toimil, I.J. Losada, Modelling long-term shoreline evolution in highly anthropized coastal areas. Part 1: Model description and validation, *Coastal Engineering* 169 (2021). <https://doi.org/10.1016/j.coastaleng.2021.103960>.
- [24] L. López-Olmedilla, L.P. Almeida, S.A. de Figueiredo, Á. Fontán-Bouzas, P.A. Silva, J. Alcántara-Carrió, Effect of alongshore sediment supply gradients on projected shoreline position under sea-level rise (northwestern Portuguese coast), *Estuar Coast Shelf Sci* 271 (2022). <https://doi.org/10.1016/j.ecss.2022.107876>.
- [25] S. Vitousek, K. Vos, K.D. Splinter, L. Erikson, P.L. Barnard, A Model Integrating Satellite-Derived Shoreline Observations for Predicting Fine-Scale Shoreline Response to Waves and Sea-Level Rise Across Large Coastal Regions, *J Geophys Res Earth Surf* 128 (2023). <https://doi.org/10.1029/2022JF006936>.
- [26] R. Dolan, B. Hayden, K. Bosserman, L. Lisle, Frequency and Magnitude Data on Coastal Storms, *J Coast Res* 3 (1987) 245–247. <http://www.jstor.orghttp://www.jstor.org/stable/4297287>
- [27] A.J. Bowen, D.L. Inman, Budget of littoral sands in the vicinity of Point Arguello, California, U.S. Army Coastal Engineering Research Center, 1966.
- [28] D.L. Inman, J.D. Frautschy, Littoral processes and the development of shorelines, in: *Coastal Engineering (Santa Barbara Specialty Conference)*, American Society of Civil Engineers, Santa Barbara, 1965: p. 1006.
- [29] S.R. Dillenburg, P.S. Roy, P.J. Cowell, L.J. Tomazelli, Influence of Antecedent Topography on Coastal Evolution as Tested by the Shoreface Translation-Barrier Model (STM), 2000. <https://www.jstor.org/stable/4300012>
- [30] S.R. Dillenburg, L.J. Tomazelli, L.R. Martins, E.G. Barboza, Modificações de Longo Período da Linha de Costa das Barreiras Costeiras do Rio Grande do Sul, *GRAVEL* 3 (2005) 9–14.

- [31] S.A. de Figueiredo, L.J. Calliari, Sedimentologia e suas Implicações na Morfodinâmica das Praias Adjacentes às Desembocaduras da Linha de Costa do Rio Grande do Sul, GRAVEL 4 (2006) 73–87.
- [32] S.A. de Figueiredo, External forcing and internal controls on coastal response to climate change at Rio Grande do Sul, southern Brazil, Thesis, University of Sidney, 164 p. (2011).
- [33] M. da G. Albuquerque, Análise espaço-temporal das causas da variabilidade da linha de costa e erosão na Praia do Hermenegildo, RS, Thesis, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, 127 p., 2013.
- [34] G. Le Cozannet, T. Bulteau, B. Castelle, R. Ranasinghe, G. Wöppelmann, J. Rohmer, N. Bernon, D. Idier, J. Louisor, D. Salas-y-Méla, Quantifying uncertainties of sandy shoreline change projections as sea level rises, Sci Rep 9 (2019). <https://doi.org/10.1038/s41598-018-37017-4>.
- [35] G. Le Cozannet, M. Garcin, M. Yates, D. Idier, B. Meyssignac, Approaches to evaluate the recent impacts of sea-level rise on shoreline changes, Earth Sci Rev 138 (2014) 47–60. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2014.08.005>.
- [36] J.A. Villwock, L.J. Tomazelli, E.L. Loss, E.A. Dehnhardt, N.O. Horn F°, B.A. Bachi, Dehnhardt. B. A., Geology of the Rio Grande do Sul Coastal Province, in: J. Rabassa (Ed.), Quaternary of South America and Antarctic Peninsula, 1st ed., Balkema, Rotterdam, 1987: pp. 79–97.
- [37] James.P. May, William.F. Tanner, The Littoral Power Gradient and Shoreline Changes, in: D.R. Coates (Ed.), Coastal Geomorphology, 1st Edition, Routledge, 1980: pp. 0–18.
- [38] R.C. Barletta, Efeito da interação oceano-atmosfera sobre a morfodinâmica das praias do litoral central do Rio Grande do Sul, Brasil, Master's Dissertation, Fundação Universidade Federal de Rio Grande, 2000.
- [39] H.P.P. Pereira, N. Violante-Carvalho, I.C.M. Nogueira, A. Babanin, Q. Liu, U.F. de Pinho, F. Nascimento, C.E. Parente, Wave observations from an array of directional buoys over the southern Brazilian coast, Ocean Dyn 67 (2017) 1577–1591. <https://doi.org/10.1007/s10236-017-1113-9>.
- [40] L.J. Tomazelli, S.R. Dillenburg, O uso do registro geológico e geomorfológico na avaliação da erosão de longo prazo na costa do Rio Grande do Sul, Geosul 14 (27) (1998) 47–53.
- [41] L.J. Tomazelli, J.A. Villwock, S.R. Dillenburg, F.A. Bachi, B.A. Dehnhardt, Significance of Present-Day Coastal Erosion and Marine Transgression, Rio Grande do Sul, Southern Brazil, Acad. Bras. Ci 70 (1998) 221–229.
- [42] S.R. Dillenburg, L.J. Tomazelli, E.G. Barboza, Barrier evolution and placer formation at Bujuru southern Brazil, Mar Geol 203 (2004) 43–56. [https://doi.org/10.1016/S0025-3227\(03\)00330-X](https://doi.org/10.1016/S0025-3227(03)00330-X).

- [43] R. do C. Barletta, L.J. Calliari, An Assessment of the Atmospheric and Wave Aspects Determining Beach Morphodynamic Characteristics Along the Central Coast of RS State, Southern Brazil, J Coast Res (2003) 300–308. <http://www.jstor.orghttp://www.jstor.org/stable/40928775>.
- [44] F.S.C. Buchmann, L.J. Tomazelli, Relict Nearshore Shoals of Rio Grande do Sul, Southern Brazil: Origin and Effects on Nearby Modern Beaches, J Coast Res (2003) 318–322. <https://www.jstor.org/stable/40928777>.
- [45] A.A. Machado, Estudo dos padrões atmosféricos sinóticos geradores de eventos extremos de altura de onda, intensidade de vento, marés meteorológicas e erosão na costa do Rio Grande do Sul, Thesis, Universidade Federal do Rio Grande, 100 p., 2014.
- [46] P.S. Pereira, L.J. Calliari, R.C. Barletta, J. Antikeira, R.M.C. Guedes, Variação decadal dos perfis praias do Farol da Conceição e terminal turístico, Rio Grande do Sul, Brasil, in: XII Congresso Latino Americano de Ciências Do Mar (COLACMAR), Florianópolis, 2007. <https://www.researchgate.net/publication/266012640>.
- [47] L. Absalonsen, E.E. Toldo Jr, A Influência da Inflexão Costeira na Variabilidade da Linha de Praia em Mostardas-RS, Revista Pesquisas Em Geociências 34 (2007) 3–18. <http://hdl.handle.net/10183/22632>
- [48] R.S. Simões, L.J. Calliari, S.A. de Figueiredo, U.R. de Oliveira, L.P.M. de Almeida, Coastline dynamics in the extreme south of Brazil and their socio-environmental impacts, Ocean Coast Manag 230 (2022). <https://doi.org/10.1016/j.ocecoaman.2022.106373>.
- [49] R.S. Simões, U.R. Oliveira, Monitoramento mensal da linha de costa no Balneário Mostardense - RS entre 2016/2017 utilizando dados de VANT, Quaternary and Environmental Geosciences 11 (2020) 1–18. 10.5380/abequa.v11i1.65729.
- [50] K.B. Leal, U.R. Oliveira, J.M. de A. Espinoza, Variação do limite praia duna nos Balneários Mostardense, Mar Grosso, Cassino e Barra do Chuí – RS no intervalo entre 2003-2015, Quaternary and Environmental Geosciences 09 (2018) 25–37. <https://doi.org/10.5380/abequa.v9i1.53226>.
- [51] P.J. Cowell, P.S. Roy, R.A. Jones, Shoreface Translation Model: computer simulation of coastal-sand-body response to sea level rise, Math Comput Simul 33 (1992) 603–608. [https://doi.org/https://doi.org/10.1016/0378-4754\(92\)90158-D](https://doi.org/https://doi.org/10.1016/0378-4754(92)90158-D).
- [52] P.J. Cowell, P.S. Roy, R.A. Jones, Simulation of large-scale coastal change using a morphological behaviour model, Mar Geol 126 (1995) 45–61. [https://doi.org/https://doi.org/10.1016/0025-3227\(95\)00065-7](https://doi.org/https://doi.org/10.1016/0025-3227(95)00065-7).
- [53] P. Bruun, Sea-level rise as a cause of shore erosion, Journal of the Waterways and Harbors Division 88 (1962) 117–130.
- [54] J.A.G. Cooper, O.H. Pilkey, Sea-level rise and shoreline retreat: Time to abandon the Bruun Rule, Glob Planet Change 43 (2004) 157–171. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2004.07.001>.

- [55] M. Daley, Effects of rock truncation on shoreface profile geometry, University of Sydney, 2005.
- [56] K. Adlam, Shoreface Dilation in Response to Sea Level Rise - Tiber Delta Reference Site, University of Sydney, 2008.
- [57] Y.F. Germani, S.A. de Figueiredo, L.J. Calliari, H.D. Vianna, The role of the shoreface in the coastal response during sea level rise in regressive barrier from Torres to Imbé, RS., *Pesquisas Em Geociencias* 47 (2020) 1–22. <https://doi.org/10.22456/1807-9806.109986>.
- [58] P.J. Cowell, M.J.F. Stive, P.S. Roy, G.M. Kaminsky, M.C. Buijsman, B.G. Thom, L.D. Wright, Shoreface Sand Supply to Beaches, *Coastal Engineering* 2000 (2001) 2495–2508. [https://doi.org/10.1061/40549\(276\)195](https://doi.org/10.1061/40549(276)195).
- [59] P.J. Cowell, M.J.F. Stive, A.W. Niedoroda, D.J.P. Swift, H.T. De Vriend, M.C. Buijsman, R.J. Nicholls, P.S. Roy, G.M. Kaminsky, J. Cleveringa, C.W. Reed, P.L. De Boer, The Coastal-Tract (Part 2): Applications of Aggregated Modeling of Lower-Order Coastal Change, *J Coast Res* 19 (2003) 828–848. <http://www.jstor.org/stable/4299223>
- [60] I.J. Carrasco, S.Y. Chang, Random Monte Carlo simulation analysis and risk assessment for ammonia concentrations in wastewater effluent disposal, *Stochastic Environmental Research and Risk Assessment* 19 (2005) 134–145. <https://doi.org/10.1007/s00477-004-0221-5>.
- [61] E.S. Goulart, Morfodinâmica da antepraia adjacente ao Farol da Conceição: litoral médio do RS, Master's Dissertation, Universidade Federal do Rio Grande, 99 p., 2010.
- [62] P.J. Cowell, D.J. Hanslow, J.F. Meleo, The shoreface, *Handbook of Beach and Shoreface Morphodynamics* 3 (1999) 39–71.
- [63] D.L. Inman, M.H.S. Elwany, S.A. Jenkins, Shorerise and bar-berm profiles on ocean beaches, *J Geophys Res* 98 (1993) 18,181–18199. <https://doi.org/10.1029/93jc00996>.
- [64] J. da S. Sgandella, Influência dos limites morfodinâmicos da antepraia na resposta costeira em um cenário de elevação do nível médio do mar no litoral sul do Brasil, Undergrad thesis, Universidade Federal do Rio Grande, 38 p., 2023.
- [65] R.J. Hallermeier, A profile zonation for seasonal sand beaches from wave climate, *Coastal Engineering* 4 (1981) 253–277. [https://doi.org/https://doi.org/10.1016/0378-3839\(80\)90022-8](https://doi.org/10.1016/0378-3839(80)90022-8).
- [66] E.R. Thieler, E.A. Himmelstoss, J.L. Zichichi, A. Ergul, The Digital Shoreline Analysis System (DSAS) Version 4.0 - An ArcGIS Extension for Calculating Shoreline Change., Report No. 2008-1278, 2009.
- [67] E.A. Himmelstoss, R.E. Henderson, M.G. Kratzmann, A.S. Farris, Digital Shoreline Analysis System (DSAS) Version 5.1 User Guide, Open-File Report 2021-1091 (2021) 120.

- [68] M. Albuquerque, J. Espinoza, P. Teixeira, A. de Oliveira, I. Corrêa, L. Calliari, Erosion or Coastal Variability: An Evaluation of the DSAS and the Change Polygon Methods for the Determination of Erosive Processes on Sandy Beaches, *J Coast Res* 165 (2013) 1710–1714. <https://doi.org/10.2112/si65-289.1>.
- [69] T.D.T. Oyedotun, Shoreline Geometry: DSAS as a Tool for Historical Trend Analysis, *Geomorphological Techniques Chap. 3* (2014) 1–12. <http://woodshole.er.usgs.gov/project->.
- [70] K. Nassar, W.E. Mahmod, H. Fath, A. Masria, K. Nadaoka, A. Negm, Shoreline change detection using DSAS technique: Case of North Sinai coast, Egypt, *Marine Georesources and Geotechnology* 37 (2018) 81–95. <https://doi.org/10.1080/1064119X.2018.1448912>.
- [71] S.C. Sam, B. Gurugnanam, Coastal transgression and regression from 1980 to 2020 and shoreline forecasting for 2030 and 2040, using DSAS along the southern coastal tip of Peninsular India, *Geod Geodyn* 13 (2022) 585–594. <https://doi.org/10.1016/j.geog.2022.04.004>.
- [72] L.S. Esteves, C.W. Finkl, The Problem of Critically Eroded Areas (CEA): An Evaluation of Florida Beaches, *J Coast Res* (1998) 11–18. <http://www.jstor.orghttp://www.jstor.org/stable/25736114>
- [73] Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística, MAPGEO, (2015).
- [74] IPCC, Climate Change 2021 – The Physical Science Basis Contribution of Working Group I to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Masson-Delmotte, V., P. Zhai, A. Pirani, S.L. Connors, C. Péan, S. Berger, N. Caud, Y. Chen, L. Goldfarb, M.I. Gomis, M. Huang, K. Leitzell, E. Lonnoy, J.B.R. Matthews, T.K. Maycock, T. Waterfield, O. Yelekçi, R. Yu, and B. Zhou (eds.)], Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 2021. <https://doi.org/10.1017/9781009157896>.
- [75] N. Speranski, L. Calliari, Bathymetric Lenses and Localized Coastal Erosion in Southern Brazil, *Journal of Coastal Research Special Issue* 28 (2000) 35. <http://www.jstor.org/stable/25736289>.
- [76] S.R. Dillenburg, E.G. Barboza, The strike-fed sandy coast of Southern Brazil, *Geol Soc Spec Publ* 388 (2014) 333–352. <https://doi.org/10.1144/SP388.16>.
- [77] V.J.B. de Bitencourt, S.R. Dillenburg, E.G. Barboza, M.L.C. da Camara Rosa, R.P. Manzolli, Stratigraphic stacking patterns and their reflections on the holocene coastal barrier morphology of the middle coast of rio grande do sul, Brazil, *Revista Brasileira de Geomorfologia* 21 (2020) 529–548. <https://doi.org/10.20502/RBG.V21I3.1789>.
- [78] E.G. Barboza, M.L.C.C. Rosa, S.R. Dillenburg, D.S.Z. Watanabe, T. Esteves, E.M. Martins, N.L.S. Gruber, Diachronic Condition between Maximum Transgressive and Maximum Eustatic Sea-Level in Holocene: Subsidies for Coastal Management, in: *J Coast Res, Coastal Education Research Foundation Inc.*, 2018: pp. 446–450. <https://doi.org/10.2112/SI85-090.1>.

- [79] D.S.Z. Watanabe, Comportamento evolutivo em subsuperfície da barreira holocênica no litoral norte do Rio Grande do Sul: registros progradacionais, retrogradacionais e transicionais, Dissertação de Mestrado, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, 2019.
- [80] R.S. Simões, Mobilidade do limite praia duna no Balneário Mostardense-RS: monitoramento por drone, Masters's Dissertation, Universidade Federal do Rio Grande - FURG, 129 p., 2018.
- [81] L.S. Esteves, Variabilidade espaço-temporal dos deslocamentos da linha de costa no Rio Grande do Sul, Thesis, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, 150 p., 2004.
- [82] K.B. Leal, Análise da variação da linha de costa nos Balneários Mostardense, Mar Grosso, Cassino e Barra do Chuí-RS a partir de geotecnologias, Monografia, Universidade Federal Do Rio Grande - FURG, 2016.
- [83] S.F. Lima, E. Almeida, E. Toldo, Estimativa da Capacidade de Transporte Longitudinal de Sedimentos a partir de Dados de Ondas para a Costa do Rio Grande do Sul Portal de Periódicos, Pesquisas Em Geociências 28 (2001) 99–107. <https://doi.org/10.22456/1807-9806.20272>.
- [84] J.L. Nicolodi, S.A. de Figueiredo, E. Toldo, L.J. Calliari, Regional coastline changes and future predicted scenario on southern Brazil, Revista Geografica de Chile Terra Australis 57 (2021) 76–95. <https://doi.org/10.23854/07199562.2021571esp.Nicolodi76>.
- [85] A.R. Alves, Long-term erosional hot spots in the southern Brazilian coast, J Geophys Res Oceans 114 (2009). <https://doi.org/10.1029/2008JC004933>.
- [86] L.M. Motta, E.E. Toldo Jr, L.E. de S.B. de Almeida, J.C. Nunes, Sandy sediment budget of the midcoast of Rio Grande do Sul, Brazil, J Mar Res 73 (2015) 49–69. [10.1016/j.jmr.2015.05.003](https://doi.org/10.1016/j.jmr.2015.05.003).
- [87] L.P. Jackson, S. Jevrejeva, A probabilistic approach to 21st century regional sea-level projections using RCP and High-end scenarios, Glob Planet Change 146 (2016) 179–189. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2016.10.006>.
- [88] S. Jevrejeva, L.P. Jackson, R.E.M. Riva, A. Grinsted, J.C. Moore, Coastal sea level rise with warming above 2 °C, Proc Natl Acad Sci U S A 113 (2016) 13342–13347. <https://doi.org/10.1073/pnas.1605312113>.
- [89] A. Luijendijk, G. Hagenaars, R. Ranasinghe, F. Baart, G. Donchyts, S. Aarninkhof, The State of the World's Beaches, Sci Rep 8 (2018). <https://doi.org/10.1038/s41598-018-24630-6>.
- [90] M.I. Vousdoukas, R. Ranasinghe, L. Mentaschi, T.A. Plomaritis, P. Athanasiou, A. Luijendijk, L. Feyen, Sandy coastlines under threat of erosion, Nat Clim Chang 10 (2020) 260–263. <https://doi.org/10.1038/s41558-020-0697-0>.
- [91] M.A. Kinsela, Topographic control of dune response to climate-change impacts, B.Sc (Marine) (Honours), University of Sydney, 2007.

- [92] S. Figueiredo, P.J. Cowell, Sensitivity of shoreline-recession forecasts to sediment budget uncertainties, *J Coast Res* 1 (2016) 947–951. <https://doi.org/10.2112/SI75-190.1>.
- [93] Peter.J. Cowell, Michael.A. Kinsela, Shoreface Controls on Barrier Evolution and Shoreline Change, in: L.J. Moore, B.A. Murray (Eds.), *Barrier Dynamics and Response to Changing Climate*, Springer, 2018.
- [94] J.M.B. Saraiva, C. Bedran, C. Carneiro, Monitoring of Storm Surges on Cassino Beach, RS, Brazil, *J Coast Res* 35 (2003) 323–331. <https://www.jstor.org/stable/40928778>.
- [95] C.K. Parise, L.J. Calliari, N. Krusche, Extreme storms surges in the south of Brazil: Atmospheric conditions and shore erosion, *Braz J Oceanogr* 57 (2009) 175–188. <https://doi.org/10.1590/S1679-87592009000300002>.
- [96] A.A. Machado, L.J. Calliari, E. Melo, A.H.F. Klein, Historical assessment of extreme coastal sea state conditions in southern Brazil and their relation to erosion episodes, *Panam J Aquat Sci* 5 (2010) 277–286. <http://repositorio.furg.br/handle/1/5101>.
- [97] A.A. Machado, L.J. Calliari, Synoptic systems generators of extreme wind in Southern Brazil: atmospheric conditions and consequences in the coastal zone, *J Coast Res* 1 (2016) 1182–1186. <https://doi.org/10.2112/SI75-237.1>.
- [98] M.I. Vousdoukas, L. Mentaschi, E. Voukouvalas, M. Verlaan, S. Jevrejeva, L.P. Jackson, L. Feyen, Global probabilistic projections of extreme sea levels show intensification of coastal flood hazard, *Nat Commun* 9 (2018). <https://doi.org/10.1038/s41467-018-04692-w>.
- [99] L. Olsson, H. Barbosa, S. Bhadwal, A. Cowie, K. Delusca, D. Flores-Renteria, K. Hermans, E. Jobbagy, W. Kurz, D. Li, D.J. Sonwa, L. Stringer, T. Crews, M. Dallimer, J. Eekhout, K. Erb, E. Haughey, R. Houghton, M.M. Iqbal, F.X. Johnson, W.K. Lee, J. Morton, F.G. Oliva, J. Petzold, M. Rahimi, F. Renou-Wilson, A. Tengberg, L. Verchot, K. Vincent, J.M. Moreno, C. Vera, A.S. Barau, L. Olsson, H. Barbosa, S. Bhadwal, A. Cowie, K. Delusca, D. Flores-Renteria, K. Hermans, E. Jobbagy, W. Kurz, D. Li, D.J. Sonwa, L. Stringer, Land degradation, in: *Climate Change and Land: An IPCC Special Report on Climate Change, Desertification, Land Degradation, Sustainable Land Management, Food Security, and Greenhouse Gas Fluxes in Terrestrial Ecosystems*, Cambridge University Press, 2022: pp. 345–436. <https://doi.org/10.1017/9781009157988.006>.
- [100] B.G. Reguero, I.J. Losada, F.J. Méndez, A recent increase in global wave power as a consequence of oceanic warming, *Nat Commun* 10 (2019). <https://doi.org/10.1038/s41467-018-08066-0>.
- [101] T. Aagaard, P. Sørensen, Sea level rise and the sediment budget of an eroding barrier on the Danish North Sea coast, *J Coast Res* 65 (2013) 434–439. <https://doi.org/10.2112/si65-074.1>.

Capítulo VII: Referências

Bibliográficas da Dissertação

- Absalonsen, L., & Toldo Jr, E. E. (2007). A Influência da Inflexão Costeira na Variabilidade da Linha de Praia em Mostardas-RS. *Revista Pesquisas em Geociências*, 34(1), 3–18.
- Adger, W. N., Hughes, T. P., Folke, C., Carpenter, S. R., & Rockström, J. (2005). Social-ecological resilience to coastal disasters. *Science*, 309(5737), 1036–1039. <https://doi.org/10.1126/science.1112122>
- Adlam, K. (2008). *Shoreface Dilation in Response to Sea Level Rise - Tiber Delta Reference Site*. University of Sydney.
- Albuquerque, M. da G. (2013). *Análise espaço-temporal das causas da variabilidade da linha de costa e erosão na Praia do Hermenegildo, RS*. Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- Albuquerque, M., Espinoza, J., Teixeira, P., de Oliveira, A., Corrêa, I., & Calliari, L. (2013). Erosion or Coastal Variability: An Evaluation of the DSAS and the Change Polygon Methods for the Determination of Erosive Processes on Sandy Beaches. *Journal of Coastal Research*, 165(In: Conley, D.C., Masselink, G., Russell, P.E. and O'Hare, T.J. (eds.), Proceedings 12th International Coastal Symposium (Plymouth, England), Journal of Coastal Research, Special Issue No. 65, p. 1710–1714, ISSN 0749-0208), 1710–1714. <https://doi.org/10.2112/si65-289.1>

- Alvarez-Cuesta, M., Toimil, A., & Losada, I. J. (2021a). Modelling long-term shoreline evolution in highly anthropized coastal areas. Part 1: Model description and validation. *Coastal Engineering*, 169. <https://doi.org/10.1016/j.coastaleng.2021.103960>
- Alvarez-Cuesta, M., Toimil, A., & Losada, I. J. (2021b). Modelling long-term shoreline evolution in highly anthropized coastal areas. Part 2: Assessing the response to climate change. *Coastal Engineering*, 168. <https://doi.org/10.1016/j.coastaleng.2021.103961>
- Alves, A. R. (2009). Long-term erosional hot spots in the southern Brazilian coast. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 114(2). <https://doi.org/10.1029/2008JC004933>
- Armenio, E., De Serio, F., Mossa, M., & Petrillo, A. F. (2019). Coastline evolution based on statistical analysis and modeling. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 19(9), 1937–1953. <https://doi.org/10.5194/nhess-19-1937-2019>
- Augustinus, P. G. E. F. (2009). Coastal Systems. Em M. Sala (Org.), *Geography* (Vol. 1, p. 305–318). Oxford. <https://www.researchgate.net/publication/46636721>
- Bamber, J. L., Oppenheimer, M., Kopp, R. E., Aspinall, W. P., & Cooke, R. M. (2019). Ice sheet contributions to future sea-level rise from structured expert judgment. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*, 166(23), 11195–11200. <https://doi.org/10.1073/pnas.1817205116>
- Barboza, E. G., Rosa, M. L. C. C., Dillenburg, S. R., Watanabe, D. S. Z., Esteves, T., Martins, E. M., & Gruber, N. L. S. (2018). Diachronic Condition between Maximum Transgressive and Maximum Eustatic Sea-Level in Holocene: Subsidies for Coastal Management. *Journal of Coastal Research*, 85, 446–450. <https://doi.org/10.2112/SI85-090.1>
- Barboza, E. G., Dillenburg, S. R., Rosa, M. L. C. D. C., Caron, F., Lopes, R. P., Watanabe, D. S. Z., & Tomazelli, L. J. (2021). Sistemas deposicionais e evolução geológica da planície costeira entre La Coronilla e Cabo de Santa Marta (Bacia de Pelotas): uma revisão. Contribuições à Geologia do Rio Grande do Sul e de Santa Catarina. Porto Alegre: Compasso Lugar-Cultura, 2021. p. 455-468.
- Barletta, R. C. (2000). *Efeito da interação oceano-atmosfera sobre a morfodinâmica das praias do litoral central do Rio Grande do Sul, Brasil* [Dissertação de Mestrado]. Fundação Universidade Federal de Rio Grande.
- Barletta, R. do C., & Calliari, L. J. (2003). An Assessment of the Atmospheric and Wave Aspects Determining Beach Morphodynamic Characteristics Along the Central Coast of RS State, Southern Brazil. *Journal of Coastal Research*, 35, 300–308. <http://www.jstor.orghttp://www.jstor.org/stable/40928775>
- Berendsen, H. J. A., & Volleberg, K. P. (2007). New prospects in geomorphological and geological mapping of the Rhine-Meuse delta - Application of detailed digital elevation maps based on laser altimetry. *Geologie en Mijnbouw/Netherlands*

- Bitencourt, V. J. B. De. (2019). *Fatores de controle na formação e evolução da barreira costeira holocênica no litoral médio do Rio Grande do Sul, Brasil* [Tese de Doutorado]. Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- Bitencourt, V. J. B. de, Dillenburg, S. R., Barboza, E. G., da Camara Rosa, M. L. C., & Manzolli, R. P. (2020). Stratigraphic stacking patterns and their reflections on the holocene coastal barrier morphology of the middle coast of rio grande do sul, Brazil. *Revista Brasileira de Geomorfologia*, 21(2), 529–548. <https://doi.org/10.20502/RBG.V21I3.1789>
- Bitencourt, V. J. B., & Dillenburg, S. R. (2020). Application of multivariate statistical techniques in alongshore differentiation of coastal barriers. *Marine Geology*, 419. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2019.106077>
- Bitencourt, V. J. B., Dillenburg, S. R., Manzolli, R. P., & Barboza, E. G. (2020). Control factors in the evolution of Holocene coastal barriers in Southern Brazil. *Geomorphology*, 360. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2020.107180>
- Boak, E. H., & Turner, I. L. (2005). Shoreline definition and detection: A review. *Journal of Coastal Research*, 21(4), 688–703. <https://doi.org/10.2112/03-0071.1>
- Bose, M. de A., Figueiredo, S. A. de, Calliari, L. J., Arigony-Neto, J., Goulart, E. S., Ferreira, J. A. de C., & Albuquerque, M. da G. (2020). The effects of sea level rise and sediment budget over an erosional hotspot at the coastline of rio grande do sul, Brazil. *Pesquisas em Geociencias*, 47(2), 1–22. <https://doi.org/10.22456/1807-9806.108560>
- Bowen, A. J., & Inman, D. L. (1966). *Budget of littoral sands in the vicinity of Point Arguello, California: Vol. Technical Memo. N.19*. U.S. Army Coastal Engineering Research Center.
- Brown, A. G., Carey, C., Erkens, G., Fuchs, M., Hoffmann, T., Macaire, J. J., Moldenhauer, K. M., & Walling, D. E. (2009). From sedimentary records to sediment budgets: Multiple approaches to catchment sediment flux. *Geomorphology*, 108(1–2), 35–47. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2008.01.021>
- Bruun, P. (1962). Sea-level rise as a cause of shore erosion. *Journal of the Waterways and Harbors division*, 88(1), 117–130.
- Buchmann, F. S. C., & Tomazelli, L. J. (2003). Relict Nearshore Shoals of Rio Grande do Sul, Southern Brazil: Origin and Effects on Nearby Modern Beaches. *Journal of Coastal Research*, 35, 318–322.
- Calkoen, F., Luijendijk, A., Rivero, C. R., Kras, E., & Baart, F. (2021). Traditional vs. Machine-learning methods for forecasting sandy shoreline evolution using historic satellite-derived shorelines. *Remote Sensing*, 13(5), 1–21. <https://doi.org/10.3390/rs13050934>

- Calliari, L. J., Tozzi, H. A. M., & Klein, A. H. F. (1998). Beach morphology and coastline erosion associated with storm surges in southern Brazil - Rio Grande to Chuí, RS. *An. Acad. Bras. Cienc.*, 70, 231–247.
- Carrasco, I. J., & Chang, S. Y. (2005). Random Monte Carlo simulation analysis and risk assessment for ammonia concentrations in wastewater effluent disposal. *Stochastic Environmental Research and Risk Assessment*, 19(2), 134–145. <https://doi.org/10.1007/s00477-004-0221-5>
- Carter, R. W. G., & Woodroffe, C. D. (1994). *Coastal Evolution: Late Quaternary shoreline morphodynamics*. Cambridge University Press.
- Castelle, B., Ritz, A., Marieu, V., Nicolae Lerma, A., & Vandenhove, M. (2022). Primary drivers of multidecadal spatial and temporal patterns of shoreline change derived from optical satellite imagery. *Geomorphology*, 413. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2022.108360>
- Cecilio, R. O., & Dillenburg, S. R. (2019). An ocean wind-wave climatology for the Southern Brazilian Shelf. Part II: Variability in space and time. *Dynamics of Atmospheres and Oceans*, 88. <https://doi.org/10.1016/j.dynatmoce.2019.101103>
- Church, J. A., Gregory, J. M., Huybrechts, P., Kuhn, M., Lambeck, K., Nhuan, M. T., Qin, D., Woodworth, P. L., Anisimov, O. A., Bryan, F. O., Cazenave, A., Dixon, K. W., Fitzharris, B. B., Flato, G. M., Ganopolski, A., Gornitz, V., Lowe, J. A., Noda, A., Oberhuber, J. M., ... Ramirez, A. (2001). Changes in Sea Level. Em B. C. Douglas & A. Ramirez (Orgs.), *Climate Change 2001: The Scientific Basis: Contribution of Working Group I to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. (p. 639–694). Cambridge University Press.
- Church, J. A., P.U. Clark, A. Cazenave, J.M. Gregory, S. Jevrejeva, A. Levermann M.A. Merrifield, G.A. Milne, R.S. Nerem, P.D. Nunn, A.J. Payne, W.T. Pfeffer, D. Stammer, & A.S. Unnikrishnan. (2013). Sea level change. Em T. F. Stocker, D. Qin, G.-K Plattner, M. Tignor, S.K. Allen, J. Boschung, A. Nauels, Y. Xia, V. Bex, & P.M. Midgley (Orgs.), *Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Cambridge University Press.
- Cooper, J. A. G., & Pilkey, O. H. (2004). Sea-level rise and shoreline retreat: Time to abandon the Bruun Rule. *Global and Planetary Change*, 43(3–4), 157–171. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2004.07.001>
- Cowell, P. J., Hanslow, D. J., & Meleo, J. F. (1999). The shoreface. *Handbook of beach and shoreface morphodynamics*, 3, 39–71.
- Cowell, P. J., Roy, P. S., & Jones, R. A. (1995). Simulation of large-scale coastal change using a morphological behaviour model. *Marine Geology*, 126, 45–61. [https://doi.org/https://doi.org/10.1016/0025-3227\(95\)00065-7](https://doi.org/https://doi.org/10.1016/0025-3227(95)00065-7)
- Cowell, P. J., Stive, M. J. F., Niedoroda, A. W., Swift, D. J. P., Vriend, H. T. De, Buijsman, M. C., Nicholls, R. J., Roy, P. S., Kaminsky, G. M., Cleveringa, J., Reed, C. W., &

- De Boer, P. L. (2003). The Coastal-Tract (Part 2): Applications of Aggregated Modeling of Lower-Order Coastal Change. *Journal of Coastal Research*, 19(4), 828–848. <http://www.jstor.org/stable/4299223> Accessed: 24-12-2015 02:40 UTC
- Cowell, P. J., Stive, M. J. F., Niedoroda, A. W., Vriend, H. J. De, Swift, D. J. P., Kaminsky, G. M., & Capobianco, M. (2003). The Coastal-Tract (Part 1): A Conceptual Approach to Aggregated Modeling of Low-Order Coastal Change. *Journal of Coastal Research*, 19(4), 812–827. <http://www.jstor.org/stable/4299222>
- Cowell, P. J., Stive, M. J. F., Roy, P. S., Kaminsky, G. M., Buijsman, M. C., Thom, B. G., & Wright, L. D. (2001). Shoreface Sand Supply to Beaches. *Coastal Engineering* 2000, 2495–2508. [https://doi.org/10.1061/40549\(276\)195](https://doi.org/10.1061/40549(276)195)
- Cowell, P. J., Thom, B. G., Jones, R. A., Everts, C. H., & Simanovic, D. (2006). Management of uncertainty in predicting climate-change impacts on beaches. *Journal of Coastal Research*, 22(1), 232–245. <https://doi.org/10.2112/05A-0018.1>
- Cowell, P. J., Roy, P. S., & Jones, R. A. (1992). Shoreface Translation Model: computer simulation of coastal-sand-body response to sea level rise. *Mathematics and Computers in Simulation*, 33, 603–608. [https://doi.org/10.1016/0378-4754\(92\)90158-D](https://doi.org/10.1016/0378-4754(92)90158-D)
- Cuchiara, D. C., Fernandes, E. H., Strauch, J. C., Winterwerp, J. C., & Calliari, L. J. (2009). Determination of the wave climate for the southern Brazilian shelf. *Continental Shelf Research*, 29(3), 545–555. <https://doi.org/10.1016/j.csr.2008.09.025>
- Daley, M. (2005). *Effects of rock truncation on shoreface profile geometry*. University of Sydney.
- Davies, J. L. (1980). *Geographical variation in coastal development* (K. M. Clayton, Org.; 2^o ed, Vol. 2). Longman.
- De Oliveira, A. de O., Sarmiento, E. C., Dos Santos, R. R., Hasenack, H., Weber, E. J., & Rosa, M. L. C. da C. (2024). Base cartográfica vetorial de dados geológicos da Província Costeira do estado do Rio Grande do Sul, Brasil. *Latin American Data in Science*, 4(1), 2–10. <https://doi.org/10.53805/lads.v4i1.68>
- Dillenburg, S., & Hesp, P. (2009). *Geology and Geomorphology of Holocene Coastal Barriers of Brazil*.
- Dillenburg, S. R., Esteves, L. S., & Tomazelli, L. J. (2004). A critical evaluation of coastal erosion in Rio Grande do Sul, Southern Brazil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 76(3), 611–623. www.scielo.br/aabc
- Dillenburg, S. R., Roy, P. S., Cowell, P. J., & Tomazelli, L. J. (2000). Influence of Antecedent Topography on Coastal Evolution as Tested by the Shoreface Translation-Barrier Model (STM). Em *Journal of Coastal Research* (Vol. 16).

- Dillenburg, S. R., Roy, P. S., Cowell, P. J., & Tomazellit, L. J. (2000). Influence of Antecedent Topography on Coastal Evolution as Tested by the Shoreface Translation-Barrier Model (STM). Em *Journal of Coastal Research* (Vol. 16).
- Dillenburg, S. R., Tomazelli, L. J., & Barboza, E. G. (2004). Barrier evolution and placer formation at Bujuru southern Brazil. *Marine Geology*, 203(1–2), 43–56. [https://doi.org/10.1016/S0025-3227\(03\)00330-X](https://doi.org/10.1016/S0025-3227(03)00330-X)
- Dolan, R., Hayden, B., Bosserman, K., & Lisle, L. (1987). Frequency and Magnitude Data on Coastal Storms. *Journal of Coastal Research*, 3(2), 245–247. <http://www.jstor.orghttp://www.jstor.org/stable/4297287>Accessed:05-11-201515:30UTC
- Esteves, L. S., & Finkl, C. W. (1998). The Problem of Critically Eroded Areas (CEA): An Evaluation of Florida Beaches. *Journal of Coastal Research*, 11–18. <http://www.jstor.orghttp://www.jstor.org/stable/25736114>http://www.jstor.org/stable/25736114?seq=1&cid=pdf-reference#references_tab_contents
- Esteves, L. S., Williams, J. J., & Dillenburg, S. R. (2006). Seasonal and interannual influences on the patterns of shoreline changes in Rio Grande do Sul, southern Brazil. *Journal of Coastal Research*, 22(5), 1076–1093. <https://doi.org/10.2112/04-0227R.1>
- Fachin, S. (1998). *Caracterização do perfil de equilíbrio da antepraia na costa do Rio Grande do Sul* [Dissertação de Mestrado]. Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- Figueiredo, S. A. de. (2011). *External forcing and internal controls on coastal response to climate change at Rio Grande do Sul, southern Brazil* [Tese de Doutorado]. Universidade de Sydney.
- Figueiredo, S. A. de. (2013). Modelling climate change effects in southern Brazil. *Journal of Coastal Research, SPEC. ISSUE 65*, 1933–1938. <https://doi.org/10.2112/si65-327.1>
- Figueiredo, S. A. de, Calliari, L. J., & Machado, A. A. (2018). Modelling the effects of sea-level rise and sediment budget in coastal retreat at hermenegildo beach, Southern Brazil. *Brazilian Journal of Oceanography*, 66(2), 210–219. <https://doi.org/10.1590/s1679-87592018009806602>
- Figueiredo, S. A. de, Goulart, E. S., & Calliari, L. J. (2020). Effects of closure depth changes on coastal response to sea level rise: Insights from model experiments in southern Brazil. *Geomorphology*, 351. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2019.106935>
- Figueiredo, S. A. & Calliari, L. J. (2006). Sedimentologia e suas Implicações na Morfodinâmica das Praias Adjacentes às Desembocaduras da Linha de Costa do Rio Grande do Sul. *GRAVEL*, 4, 73–87.

- Forgiarini, A. P. P., Amaral de Figueiredo, S., Calliari, L. J., Goulart, E. S., Marques, W., Trombetta, T. B., Oleinik, P. H., Guimarães, R. C., Arigony-Neto, J., & Cabral Salame, C. (2019). Quantifying the geomorphologic and urbanization influence on coastal retreat under sea level rise. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 230. <https://doi.org/10.1016/j.ecss.2019.106437>
- Germani, Y. F., de Figueiredo, S. A., Calliari, L. J., & Vianna, H. D. (2020). The role of the shoreface in the coastal response during sea level rise in regressive barrier from torres to Imbé, RS. *Pesquisas em Geociências*, 47(3), 1–22. <https://doi.org/10.22456/1807-9806.109986>
- Goulart, E. S. (2010). *Morfodinâmica da antepraia adjacente ao Farol da Conceição: litoral médio do RS* [Dissertação]. Universidade Federal do Rio Grande.
- Hallegatte, S., Green, C., Nicholls, R. J., & Corfee-Morlot, J. (2013). Future flood losses in major coastal cities. *Nature Climate Change*, 3(9), 802–806. <https://doi.org/10.1038/nclimate1979>
- Hallermeier, R. J. (1981). A profile zonation for seasonal sand beaches from wave climate. *Coastal Engineering*, 4, 253–277. [https://doi.org/https://doi.org/10.1016/0378-3839\(80\)90022-8](https://doi.org/https://doi.org/10.1016/0378-3839(80)90022-8)
- Himmelstoss, E. A., Henderson, R. E., Kratzmann, M. G., & Farris, A. S. (2021). Digital Shoreline Analysis System (DSAS) Version 5.1 User Guide. Em *Open-File Report 2021-1091* (p. 120). U.S. Geological Survey.
- Hinkel, J., Nicholls, R. J., Tol, R. S. J., Wang, Z. B., Hamilton, J. M., Boot, G., Vafeidis, A. T., McFadden, L., Ganopolski, A., & Klein, R. J. T. (2013). A global analysis of erosion of sandy beaches and sea-level rise: An application of DIVA. *Global and Planetary Change*, 111, 150–158. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2013.09.002>
- Inman, D. L. (2003). *Littoral Cells*. www.eseo.com
- Inman, D. L., Elwany, M. H. S., & Jenkins, S. A. (1993). Shorerise and bar-berm profiles on ocean beaches. *Journal of Geophysical Research*, 98(C10), 18,181-18199. <https://doi.org/10.1029/93jc00996>
- Inman, D. L., & Frautschy, J. D. (1965). Littoral processes and the development of shorelines. *Coastal Engineering (Santa Barbara Specialty Conference)*, 1006.
- Jackson, L. P., & Jevrejeva, S. (2016). A probabilistic approach to 21st century regional sea-level projections using RCP and High-end scenarios. *Global and Planetary Change*, 146, 179–189. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2016.10.006>
- Jevrejeva, S., Jackson, L. P., Riva, R. E. M., Grinsted, A., & Moore, J. C. (2016). Coastal sea level rise with warming above 2 °C. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*, 113(47), 13342–13347. <https://doi.org/10.1073/pnas.1605312113>

- Kriebel, D. L., & Dean, R. G. (1985). Numerical simulation of time-dependent beach and dune erosion. *Coastal Engineering*, 9, 221–245. [https://doi.org/https://doi.org/10.1016/0378-3839\(85\)90009-2](https://doi.org/https://doi.org/10.1016/0378-3839(85)90009-2)
- Le Cozannet, G., Bulteau, T., Castelle, B., Ranasinghe, R., Wöppelmann, G., Rohmer, J., Bernon, N., Idier, D., Louisor, J., & Salas-y-Méla, D. (2019). Quantifying uncertainties of sandy shoreline change projections as sea level rises. *Scientific Reports*, 9(1). <https://doi.org/10.1038/s41598-018-37017-4>
- Le Cozannet, G., Garcin, M., Yates, M., Idier, D., & Meyssignac, B. (2014). Approaches to evaluate the recent impacts of sea-level rise on shoreline changes. Em *Earth-Science Reviews* (Vol. 138, p. 47–60). Elsevier. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2014.08.005>
- Leal, K. B., Oliveira, U. R., & Espinoza, J. M. de A. (2018). Variação do limite praia duna nos Balneários Mostardense, Mar Grosso, Cassino e Barra do Chuí – RS no intervalo entre 2003-2015. *Quaternary and Environmental Geosciences*, 09(1), 25–37.
- Lima, S. F., Almeida, E., & Toldo, E. (2001). Estimativa da Capacidade de Transporte Longitudinal de Sedimentos a partir de Dados de Ondas para a Costa do Rio Grande do Sul. *Pesquisas em Geociências*, 28(2), 99–107.
- López-Olmédilla, L., Almeida, L. P., de Figueiredo, S. A., Fontán-Bouzas, Á., Silva, P. A., & Alcántara-Carrió, J. (2022). Effect of alongshore sediment supply gradients on projected shoreline position under sea-level rise (northwestern Portuguese coast). *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 271. <https://doi.org/10.1016/j.ecss.2022.107876>
- Luijendijk, A., Hagenaars, G., Ranasinghe, R., Baart, F., Donchyts, G., & Aarninkhof, S. (2018). The State of the World's Beaches. *Scientific Reports*, 8(1). <https://doi.org/10.1038/s41598-018-24630-6>
- Machado, A. A. (2014). *Estudo dos padrões atmosféricos sinóticos geradores de eventos extremos de altura de onda, intensidade de vento, marés meteorológicas e erosão na costa do Rio Grande do Sul* [Universidade Federal do Rio Grande]. www.praia.log.furg.br
- Martínez, M. L., Intralawan, A., Vázquez, G., Pérez-Maqueo, O., Sutton, P., & Landgrave, R. (2007). The coasts of our world: Ecological, economic and social importance. *Ecological Economics*, 63(2–3), 254–272. <https://doi.org/10.1016/j.ecolecon.2006.10.022>
- Martinho, C. T., Dillenburg, S. R., & Hesp, P. (2009). Wave energy and longshore sediment transport gradients controlling barrier evolution in Rio Grande do Sul, Brazil. *Journal of Coastal Research*, 25(2), 285–293. <https://doi.org/10.2112/06-0645.1>

- May, James. P., & Tanner, William. F. (1980). The Littoral Power Gradient and Shoreline Changes. Em D. R. Coates (Org.), *Coastal Geomorphology* (1st Edition, p. 0–18). Routledge.
- Mentaschi, L., Voudoukas, M. I., Pekel, J. F., Voukouvalas, E., & Feyen, L. (2018). Global long-term observations of coastal erosion and accretion. *Scientific Reports*, 8(1). <https://doi.org/10.1038/s41598-018-30904-w>
- Montaño, J., Coco, G., Antolínez, J. A. A., Beuzen, T., Bryan, K. R., Cagigal, L., Castelle, B., Davidson, M. A., Goldstein, E. B., Ibaceta, R., Idier, D., Ludka, B. C., Masoud-Ansari, S., Méndez, F. J., Murray, A. B., Plant, N. G., Ratliff, K. M., Robinet, A., Rueda, A., ... Vos, K. (2020). Blind testing of shoreline evolution models. *Scientific Reports*, 10(1). <https://doi.org/10.1038/s41598-020-59018-y>
- Motta, L. M., Toldo Jr, E. E., Almeida, L. E. de S. B. de, & Nunes, J. C. (2015). Sandy sediment budget of the midcoast of Rio Grande do Sul, Brazil. *Journal of Marine Research*, 73, 49–69. <https://elischolar.library.yale.edu/>.
- Motta, V. F. (1969). *Relatório diagnóstico sobre a melhoria e o aprofundamento do acesso pela Barra do Rio Grande*.
- Nassar, K., Mahmod, W. E., Fath, H., Masria, A., Nadaoka, K., & Negm, A. (2018). Shoreline change detection using DSAS technique: Case of North Sinai coast, Egypt. *Marine Georesources and Geotechnology*, 37(1), 81–95. <https://doi.org/10.1080/1064119X.2018.1448912>
- Nerem, R. S., Beckley, B. D., Fasullo, J. T., Hamlington, B. D., Masters, D., & Mitchum, G. T. (2018). Climate-change–driven accelerated sea-level rise detected in the altimeter era. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*, 115(9), 2022–2025. <https://doi.org/10.1073/pnas.1717312115>
- Nicholls, R. J. (2018). Adapting to sea-level rise. Em *Resilience: The Science of Adaptation to Climate Change* (p. 13–29). Elsevier. <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-811891-7.00002-5>
- Nicholls, R. J., Wong, P. P., Burkett, V. R., Codignotto, J. O., Hay, J. E., McLean, R. F., Ragoonaden, S., & Woodroffe, C. D. (2007). Coastal systems and low-lying areas. Em M. L. Parry, O. F. Canziani, J. P. Palutikof, P. J. Van der Linden, & C. E. Hanson (Orgs.), *Climate Change 2007: Impacts, Adaptation and Vulnerability. Contribution of Working Group II to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* (p. 315–356). Cambridge University Press. <https://ro.uow.edu.au/scipapershttps://ro.uow.edu.au/scipapers/164>
- Nicolodi, J. L., Calliari, L. J., Toldo, E. E., Figueiredo, S. A., & Machado, V. C. (2018). Rio Grande do Sul. Em D. Muehe (Org.), *Panorama da Erosão Costeira no Brasil* (p. 690–760). MMA. <https://www.researchgate.net/publication/329171017>
- NSW Department of Land and Water Conservation (2001). Coastal Dune Management: A Manual of Coastal Dune Management and Rehabilitation Techniques, Coastal Unit, DLWC, Newcastle

- Over, J.R., Ritchie, A.C., Kranenburg, C.J., Brown, J.A., Buscombe, D., Noble, T., Sherwood, C.R., Warrick, J.A., and Wernette, P.A., (2021). Processing coastal imagery with Agisoft Metashape Professional Edition, version 1.6—Structure from motion workflow documentation: U.S. Geological Survey Open-File Report 2021–1039, 46 p., <https://doi.org/10.3133/ofr20211039>.
- Oyedotun, T. D. T. (2014). Shoreline Geometry: DSAS as a Tool for Historical Trend Analysis. *Geomorphological Techniques*, Chap. 3(Sec.2.2), 1–12. <http://woodshole.er.usgs.gov/project->
- Passeri, D. L., Hagen, S. C., Bilskie, M. V., & Medeiros, S. C. (2015). On the significance of incorporating shoreline changes for evaluating coastal hydrodynamics under sea level rise scenarios. *Natural Hazards*, 75(2), 1599–1617. <https://doi.org/10.1007/s11069-014-1386-y>
- Pereira, H. P. P., Violante-Carvalho, N., Nogueira, I. C. M., Babanin, A., Liu, Q., de Pinho, U. F., Nascimento, F., & Parente, C. E. (2017). Wave observations from an array of directional buoys over the southern Brazilian coast. *Ocean Dynamics*, 67(12), 1577–1591. <https://doi.org/10.1007/s10236-017-1113-9>
- Pereira, P. S., Calliari, L. J., Barletta, R. C., Antiqueira, J., & Guedes, R. M. C. (2007). Variação decadal dos perfis praias do Farol da Conceição e terminal turístico, Rio Grande do Sul, Brasil. *XII Congresso Latino Americano de Ciências do Mar (COLACMAR)*. <https://www.researchgate.net/publication/266012640>
- Phillips, J. D. (1992). *Nonlinear dynamical systems in geomorphology: revolution or evolution?* 5, 219–229. [https://doi.org/https://doi.org/10.1016/0169-555X\(92\)90005-9](https://doi.org/https://doi.org/10.1016/0169-555X(92)90005-9)
- Ranasinghe, R. (2016). Assessing climate change impacts on open sandy coasts: A review. *Earth-Science Reviews*, 160, 320–332. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2016.07.011>
- Romeu, M. A. R., Fontoura, J. A. S., & Melo, E. (2015). Typical scenarios of wave regimes off Rio Grande do Sul, Southern Brazil. *Journal of Coastal Research*, 31(1), 61–68. <https://doi.org/10.2112/JCOASTRES-D-12-00085.1>
- Rosa, M. L. C. da C., Barboza, E. G., Dos Santos Abreu, V., Tomazelli, L. J., & Dillenburg, S. R. (2017). High-Frequency Sequences in the Quaternary of Pelotas Basin (coastal plain): A record of degradational stacking as a function of longer-Term base-level fall. *Brazilian Journal of Geology*, 47(2), 183–207. <https://doi.org/10.1590/2317-4889201720160138>
- Roy, P. S., Cowell, P. J., Ferland, M. A., & Thom, B. G. (1994). Wave dominated coasts. Em R. W. G. Carter & C. D. Woodroffe (Orgs.), *Coastal Evolution: Late Quaternary Shoreline Morphodynamics* (p. 121–186). Cambridge University Press.
- Sam, S. C., & Gurugnanam, B. (2022). Coastal transgression and regression from 1980 to 2020 and shoreline forecasting for 2030 and 2040, using DSAS along the

- southern coastal tip of Peninsular India. *Geodesy and Geodynamics*, 13(6), 585–594. <https://doi.org/10.1016/j.geog.2022.04.004>
- Sgandella, J. da S. (2023). *Influência dos limites morfodinâmicos da antepraia na resposta costeira em um cenário de elevação do nível médio do mar no litoral sul do Brasil* [Trabalho de Conclusão de Curso]. Universidade Federal do Rio Grande
- Simões, R. S. (2018). *Mobilidade do limite praia duna no Balneário Mostardense-RS: monitoramento por drone*. Universidade Federal do Rio Grande - FURG.
- Simões, R. S., Calliari, L. J., Figueiredo, S. A. de, Oliveira, U. R. de, & Almeida, L. P. M. de. (2022). Coastline dynamics in the extreme south of Brazil and their socio-environmental impacts. *Ocean and Coastal Management*, 230. <https://doi.org/10.1016/j.ocecoaman.2022.106373>
- Simões, R. S., & Oliveira, U. R. (2020). Monitoramento mensal da linha de costa no Balneário Mostardense - RS entre 2016/2017 utilizando dados de VANT. *Quaternary and Environmental Geosciences*, 11(1), 1–18.
- Small, C., & Nicholls, R. J. (2003). A Global Analysis of Human Settlement in Coastal Zones. *Journal of Coastal Research*, 19(3), 584–599. <http://www.jstor.org/stable/4299200>. <http://www.jstor.org/page/info/about/policies/terms.jsp>
- Speranski, N., & Calliari, L. (2000). Bathymetric Lenses and Localized Coastal Erosion in Southern Brazil. *Journal of Coastal Research Special Issue*, 28, 35. <http://www.jstor.org/stable/25736289> <http://about.jstor.org/terms>
- Stolper, D., List, J. H., & Thielert, E. R. (2005). Simulating the evolution of coastal morphology and stratigraphy with a new morphological-behaviour model (GEOMBEST). *Marine Geology*, 218(1–4), 17–36. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2005.02.019>
- Strauch, J. C. (1998). Um Ano de Monitoramento de Ondas em Rio Grande. *Final Proceedings of the XI National Week of Oceanography, Oceanography and their interfaces*.
- Terwindt, J. H. J., & Battjes, J. A. (1991). Research on large-scale coastal behaviour. *22nd International Conference on Coastal Engineering*, 1975–1983.
- Thieler, E. R., Himmelstoss, E. A., Zichichi, J. L., & Ergul, A. (2009). *The Digital Shoreline Analysis System (DSAS) Version 4.0 - An ArcGIS Extension for Calculating Shoreline Change*. (Patent Report No. 2008-1278).
- Toldo, E. E., Dillenburg, S. R., Almeida, L. E. S. B., Martins, R. R., & Cunha, L. O. B. P. (1993). Parâmetros Morfodinâmicos da Praia de Imbé, RS. *Pesquisas em Geociências*, 20(1), 27–32.

- Toldo Jr, E., Almeida, L., Nicolodi, João. L., Absalonsen, L., & Gruber, N. (2006). O Controle da Deriva Litorânea no Desenvolvimento do Campo de Dunas e da Antepraia no Litoral Médio do Rio Grande do Sul. *Pesquisas em Geociências*, 33(2), 35–42. <http://seer.ufrgs.br/PesquisasemGeociencias/article/view/19511>
- Tomazelli, L. (1993). O Regime dos Ventos e a Taxa de Migração das Dunas Eólicas Costeiras do Rio Grande do Sul. *Pesquisas em Geociências*, 20(1), 18–26. <https://doi.org/https://doi.org/10.22456/1807-9806.21278>
- Tomazelli, L. J., & Dillenburg, S. R. (1998). O uso do registro geológico e geomorfológico na avaliação da erosão de longo prazo na costa do Rio Grande do Sul. *Geosul*, 14(27), 47–53.
- Tomazelli, L. J., Dillenburg, S. R., & Villwock, J. A. (2000). Late quaternary geological history of Rio Grande do Sul Coastal Plain, southern Brazil. *Revista Brasileira de Geociências*, 30(3), 474–476.
- Tomazelli, L. J., & Villwock, J. A. (2000). O CENOZÓICO COSTEIRO DO RIO GRANDE DO SUL. Em M. Holz & L. F. De Ros (Orgs.), *Geologia do Rio Grande do Sul* (p. 375–406). CIGO/UFRGS.
- Tomazelli, L. J., & Villwock, J. A. (2005). Mapeamento Geológico de Planícies Costeiras: o Exemplo da Costa do Rio Grande do Sul. *Gravel*, 3(ISSN 1678-5975), 109–115.
- Tomazelli, L. J., Villwock, J. A., Dillenburg, S. R., Bachi, F. A., & Dehnhardt, B. A. (1998). Significance of Present-Day Coastal Erosion and Marine Transgression, Rio Grande do Sul, Southern Brazil. *Acad. Bras. Ci*, 70, 221–229.
- Tomazelli, L., & Villwock, J. (1992). Considerações Sobre o Ambiente Praial e a Deriva Litorânea de Sedimentos ao Longo do Litoral Norte do Rio Grande do Sul, Brasil. *Pesquisas em Geociências*, 19(1), 3–12. <https://doi.org/https://doi.org/10.22456/1807-9806.21318>
- Villwock, J. A., Tomazelli, L. J., Loss, E. L., Dehnhardt, E. A., Horn F°, N. O., Bachi, B. A., & Dehnhardt, B. A. (1987). Geology of the Rio Grande do Sul Coastal Province. Em J. Rabassa (Org.), *Quaternary of South America and Antarctic Peninsula* (1st ed, p. 79–97).
- Vitousek, S., Vos, K., Splinter, K. D., Erikson, L., & Barnard, P. L. (2023). A Model Integrating Satellite-Derived Shoreline Observations for Predicting Fine-Scale Shoreline Response to Waves and Sea-Level Rise Across Large Coastal Regions. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, 128(7). <https://doi.org/10.1029/2022JF006936>
- Vousdoukas, M. I., Ranasinghe, R., Mentaschi, L., Plomaritis, T. A., Athanasiou, P., Luijendijk, A., & Feyen, L. (2020). Sandy coastlines under threat of erosion. *Nature Climate Change*, 10(3), 260–263. <https://doi.org/10.1038/s41558-020-0697-0>
- Waldrop, M. M. (1992). *Complexity: the emerging science at the edge of order and chaos*. Viking.

- Woodroffe, C. D., & Murray-Wallace, C. V. (2012). Sea-level rise and coastal change: The past as a guide to the future. *Quaternary Science Reviews*, 54, 4–11. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2012.05.009>
- Wright, L. D., & Thorn, B. G. (1977). Coastal depositional landforms: a morphodynamic approach. *Progress in Physical Geography*, 1, 412–459.
- Zhang, W. (2015). Barrier island. Em M. J. Kennish (Org.), *Encyclopedia of Estuaries* (p. 47–52). Springer.