

**UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS**

**EVOLUÇÃO COSTEIRA HOLOCÊNICA EM DIFERENTES
ESCALAS E PROCESSOS: LITORAL SUL DE SANTA
CATARINA, BRASIL**

RENATO AMABILE LEAL

ORIENTADOR – Prof. Dr. Eduardo Guimarães Barboza UFRGS)

Porto Alegre – 2021

**UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS**

**EVOLUÇÃO COSTEIRA HOLOCÊNICA EM DIFERENTES ESCALAS E
PROCESSOS: LITORAL SUL DE SANTA CATARINA, BRASIL**

RENATO AMABILE LEAL

ORIENTADOR – Prof. Dr. Eduardo Guimarães Barboza (UFRGS)

COMISSÃO EXAMINADORA:

Prof. Dr. Felipe Caron (UFRGS)

Prof. Dr. Rogério Portantiolo Manzolli (CUC)

Dr. Anderson Biancini da Silva (IMA–SC)

Tese de Doutorado apresentada como
requisito parcial para a obtenção do Título
de Doutor em Ciências.

Porto Alegre – 2021

CIP - Catalogação na Publicação

Leal, Renato Amabile
EVOLUÇÃO COSTEIRA HOLOCÊNICA EM DIFERENTES ESSCALAS E PROCESSOS:
LITORAL SUL DE SANTA CATARINA, BRASIL/Renato Amabile Leal. -- 2021.
xxx f.
Orientador: Eduardo Guimarães Barboza.

Tese (Doutorado) -- Universidade Federal do Rio Grande do Sul,
Instituto de Geociências, Programa de Pós-Graduação em Geociências,
Porto Alegre, BR-RS, 2021.

1. Evolução Costeira. 2. Holoceno. 3. Processos Costeiros. 4.
Geomorfologia. I. Eduardo Guimarães Barboza, orient. III. Título.

Elaborada pelo Sistema de Geração Automática de Ficha Catalográfica da UFRGS com os
dados fornecidos pelo(a) autor(a).

AGRADECIMENTOS

Sou grato a todos que de alguma forma colaboraram ao longo desse processo. Podem ter certeza que tenho guardado com muito carinho a importância de cada um.

Muito obrigado!

“Tudo vale a pena quando a alma não é pequena”.

Fernando Pessoa

RESUMO

Os estudos sobre morfologia costeira estão cada vez mais dedicados a entender as conexões existentes entre a morfodinâmica dos ambientes costeiros e as variabilidades climáticas. As mudanças morfológicas nas zonas costeiras variam em escala de tempo e espaço, e resultam da interação entre os processos dinâmicos e a morfologia presente, embasadas por um contexto geológico específico. Um dos principais desafios das ciências costeiras é trabalhar com escalas espaciais e temporais distintas, e uma das questões mais recorrentes é como as variabilidades climáticas podem impactar o ambiente costeiro em suas diversas escalas de atuação. A porção emersa da Bacia de Pelotas, no sul do Brasil, apresenta um extenso sistema de barreiras costeiras holocênicas cronocorrelatas que evoluíram de forma assíncrona durante o Holoceno médio e tardio (últimos 7 ka). Essa evolução está associada aos processos alóctones - externos à Bacia, como as variações globais do nível do mar - e aos processos autóctones - de origem costeira, intrínsecos à Bacia - os quais resultaram/resultam em diferentes características estratigráficas e morfológicas ao longo dos 760 km de extensão costeira. A hipótese proposta nesta Tese é que, atualmente, os fatores autóctones possuem maior influência no comportamento e na evolução da barreira costeira holocênica no setor norte da Bacia de Pelotas, em comparação ao controle exercido pelos fatores alóctones. Sendo assim, este estudo objetivou investigar, em diferentes escalas temporais, o padrão evolutivo, as variações morfológicas e os fatores condicionantes responsáveis por essas alterações, e, conseqüentemente, e por fim buscar o estabelecimento de uma teleconexão entre os eventos. Para tanto, é analisada a barreira costeira holocênica no litoral sul de Santa Catarina, na região da foz do rio Urussanga. Os principais resultados obtidos indicaram: (i) Em escala geológica, a barreira costeira holocênica apresenta comportamento progradacional. Os dados obtidos com o Georadar (GPR) permitiram visualizar a presença de paleocanais em subsuperfície e a interdigitação entre depósitos aluviais e marinhos. Esta interdigitação evidencia a influência de sistemas fluviais na evolução da barreira; (ii) Em superfície, a datação por Luminescência Ópticamente Estimulada (LOE) das fases dos Lençóis de Areias Transgressivos (TSS) evidenciaram idades muito recentes. Ao associar as idades dos pulsos eólicos com os modos de variabilidade climática de baixa e de baixíssima frequência, encontrou-se uma clara relação entre o comportamento do sistema eólico com as condições climáticas regidas pela Oscilação Decadal do Pacífico (ODP).

Palavras-chave: Evolução Costeira, Holoceno, Variabilidade Climática, Georadar, Zona Costeira.

ABSTRACT

Studies about coastal morphology are increasingly dedicated to understanding how existing the morphodynamics of coastal environments and climatic variability exist. Morphological changes in coastal zones vary in time and space scale and result from the interaction between dynamic processes and present morphology, supported by a specific geological context. One of the main challenges of coastal sciences is to work with different spatial and temporal scales, and one of the most recurrent questions is how climate variability can impact the coastal environment in different scales of action. The emerging portion of the Pelotas Basin, in southern Brazil, presents an extensive system of chronocorrelated Holocene coastal barriers that evolved asynchronously during the Middle and Late Holocene (last 7 ka). This evolution associated with allogenic processes - external to the basin, such as global sea level variations - and autogenic - coastal processes intrinsic to the basin - which resulted/result in different stratigraphic and morphological characteristics along the 760 km of extension. The hypothesis proposed in this Thesis is that, currently, autogenic factors have greater influence on the behavior and evolution of the Holocene coastal barrier in the north of the Pelotas Basin, compared to the control exercised by allogenic factors. Thus, this study aimed to investigate, in different temporal scales, or evolutionary pattern, as morphological variations and the conditioning factors responsible for these changes, and, consequently, to seek to establish a teleconnection between events. Therefore, a Holocene coastal barrier on the southern coast of Santa Catarina, in the region of the mouth of the Urussanga River is analyzed. The main results obtained indicated: (i) On a geological scale, a Holocene coastal barrier presents a progradational behavior. The data captured with the GPR make it possible to visualize the presence of subsurface paleochannels and an interdigitation between alluvial and marine deposits. This interdigitation evidences the influence of river systems on the barrier's evolution. (ii) On the surface, the OSL dating of the TSS phases showed very recent ages. By associating the ages of the wind pulses with the modes of climate variability of low and very low frequency, a clear relationship was found between the behavior of coastal dunes and the climatic conditions governed by the Pacific Decadal Oscillation.

Key-words: Coastal Evolution, Holocene, Climate Variability, GPR, Coastal Zone.

LISTA DE FIGURAS

Capítulos 1 e 2

Figura 1: Localização da barreira holocênica da foz do rio Urussanga, entre os municípios de Balneário Rincão e Jaguaruna, ao sul do Cabo de Santa Marta em Santa Catarina (Fonte dos dados: Base cartográfica contínua do Brasil, ao milionésimo – BCIM versão 4 – 2014, em SIRGAS2000, sistema de coordenadas geográficas e dados oriundos de órgãos setoriais federais, estaduais e municipais. Fonte imagem: © Google Earth). **19**

Figura 2: Localização da área de estudo mostrando a geologia geral e batimetria da margem continental da Bacia de Pelotas. A inserção mostra a estratigrafia esquemática da seção transversal da PCRS, correspondente ao perfil A-A', situado entre Porto Alegre e Tramandaí, com destaque para os quatro sistemas laguna-barreira e seus respectivos estágios isotópicos marinhos. (fonte: modificado de Dillenburg *et al.*, 2007; Bitencourt *et al.*, 2020). **20**

Figura 3: Inclinação da antepraia e plataforma continental interna a partir da Carta Náutica N^o1910 da DNH (Escala 1:100000), mostrando a tendência de diminuição da largura e aumento da inclinação do substrato em direção ao Cabo de Santa Marta (fonte: Oliveira *et al.*, 2019) **22**

Figura 4: Clima de ventos na Estação Meteorológica do Farol de Santa Marta entre 2008 e 2013. (a) rosa dos ventos com a frequência direcional e velocidade dos ventos; (b) distribuição sazonal da frequência direcional e intensidade dos ventos; (c) rosa dos ventos associada à ocorrência de chuvas; e (d) representação gráfica da deriva eólica potencial no local e os valores de: deriva potencial total (DP), deriva potencial resultante (RDP), direção da deriva resultante (RDD) e o índice de variabilidade direcional (RDP/DP) (fonte: Oliveira *et al.*, 2017). **25**

Figura 5: Feições morfológicas e subambientes de barreiras costeiras regressivas e transgressivas. (fonte: Reinson *et al.* (1992) e Goslin & Clemmensen (2017), modificado por Bitencourt (2020). **38**

Figure 6: Perfil de GPR ilustrando o padrão de empilhamento e arquitetura deposicional de uma barreira com comportamento transgressivo (a) e regressivo (b) (modificado de Barboza *et al.*, 2011). **39**

Figura 7: Principais componentes envolvidos na morfodinâmica costeira (Adaptado de Pye & Blout, 2008). **41**

Figure 8: Definições alternativas de escalas espaciais e temporais envolvidas na evolução costeira. Modificado de (a) Kraus *et al.*, (1991) e (b) Cowell & Thom (1994). **43**

Figure 9: (a) TSM (cores), pressão ao nível do mar (contornos) e anomalia de vento de superfície (setas) durante as fases positiva (fria) e negativa (quente) da ODP. (b) Índice ODP mensal entre 1925 a 2016 (Adaptado de Mantua *et al.*, 1997 e <http://research.jisao.washington.edu/pdo/>)..... **47**

Capítulo 3

Figura 10: Localização da barreira holocênica da foz do rio Urussanga, entre os municípios de Balneário Rincão e Jaguaruna, ao sul do Cabo de Santa Marta em Santa Catarina (Fonte dos dados: Base cartográfica contínua do Brasil, ao milionésimo – BCIM versão 4 – 2014, em SIRGAS2000, sistema de coordenadas geográficas e dados oriundos de órgãos setoriais federais, estaduais e municipais. Fonte imagem: © Google Earth). **59**

Figura 11: Mosaicos monocromáticos das fotografias aéreas para o trecho do Torneiro mostrando a evolução da morfologia (cobertura vegetal e deposição eólica) em (a) 1938, (b) 1957, (c) 1978 e (d) 2012. A barreira possuía depósitos eólicos transgressivos totalmente ativos em 1938, seguido nos anos posteriores por um rápido crescimento vegetacional com a consequente estabilização das dunas. Em (c), foto aérea de 1978 (1.30.000) mostrando as cristas de precipitação e seus limites associados aos TSS. Em (d) localização dos pontos de retirada das amostras de LOE e perfis de GPR..... **64**

Figura 12: (a) Registro de georadar do Balneário Torneiro, obtido com antena de 200 MHz. (b) Registro processado e interpretado: I – Depósito marinho (shoreface), II – Depósito praiado (backshore/foreshore), III – Depósito fluvial, e IV- Depósito eólico. (c) Interpretação das terminações de refletores..... **69**

Figure 13: (a) Registro de georadar do Balneário Rincão, obtido com antena de 80 MHz. (b) Registro processado e interpretado: I – Depósito marinho (shoreface), II – Depósito praiado (backshore/foreshore), III – Depósito fluvial, e IV- Depósito eólico. (c) Interpretação das terminações dos refletores..... **70**

Figura 14: Períodos predominantemente “quentes” ou “frios” da ODP entre janeiro de 1900 a dezembro de 2003 e sua associação com as fases 01 e 02 dos TSS da barreira Urussanga (fonte: adaptado de Mantua *et al.*, 1997)..... **76**

Capítulo 4

Figure 15: The study area is located along the southern shoreline of the state of Santa Catarina, in the northern portion of the emerged sector of the Pelotas Basin (between the municipalities of Balneário Rincão and Jaguaruna). This sector of the shoreline is characterized by a smooth large-scale NE-SW embayment (Data source: Continuous Cartographic Base of Brazil on the millionth scale – BCIM version 4 – 2014, in SIRGAS2000, geographic coordinate system, data from federal, state, and municipal sector agencies. Image source: © Google Earth). **96**

Figure 16: Monochromatic mosaics of aerial photographs showing morphology evolution (vegetation cover and aeolian deposition) between 1938 and 2012. The barrier presented fully active transgressive aeolian deposits in 1938, followed by rapid vegetation growth and consequent dune stabilization over the following years. In (c), an aerial photograph from 1978 (1:30,000) showing precipitation ridges and their borders associated with the TSS. In (d), the location of OSL sampling points, GPR profile, and topographic profile. In (e), altimetric profiles of sampling lines in Balneário Torneiro (profile B) and Balneário Rincão (profile A). The sampling points where OSL dating was conducted are indicated in each profile (point locations in (d)). **103**

Figure 17: Evolution of vegetation cover (in %) for the study area based on aerial photographs from 1938, 1957, 1978, and 2012. **104**

Figure 18: Results of Grayscale Pixel-based Classification (GPC) showing a decrease of more than 80% of the active dunes along the Holocene barrier between 1938 and 2012. **105**

Figure 19: (a) GPR record (200-MHz antenna) processed in the northern sector of Balneário Torneiro; (b) interpreted stratigraphic record showing the respective depositional units and/or environments: (I) shallow marine deposits; (II) beach deposits; (III) fluvial deposits; (IV) aeolian deposits; (c) limit of the erosive surface with reflector terminations that characterize a paleochannel. **107**

Figure 20: Pacific Decadal Oscillation Index (PDOI) between January 1854 and February 2020. PDO is one of the most important teleconnections that correlate with aeolian deposits because it mainly influences wind and rainfall regimes with higher stability. The black line represents the moving average (MA) of signal values accumulated over 10 years. Index values are available at NOAA's website: www.ncdc.noaa.gov/teleconnections/. **109**

Figure 21: In (a), Pacific Decadal Oscillation Index (PDOI) between January 1854 and February 2020 with moving average of 120 months (black line) according to data from NOAA. In (b), delimitation of warm and cold phases according to Mantua and Hare (2002). In (c), delimitation of warm and cold phases based on MA obtained from NOAA's data. **113**

Capítulo 5

Figure 22: Study area located in the southern Santa Catarina coastal plain, at the border between the municipalities of Balneário Rincão and Jaguaruna. (1) water sampling station 1; (2) water sampling station 2. (A) insert of the location of Figure 2, emphasizing the confluence of the Urussanga River; (B) Intra-lagoon delta of the Urussanga Velha Lagoon (Data source: Continuous Cartographic Base of Brazil on the millionth scale – BCIM version 4 – 2014, in SIRGAS2000, geographic coordinate system, data from federal, state, and municipal sector agencies. Image source: SDE-SC). **139**

Figure 23: Subdivision of the Urussanga River fluvial-estuarine system. Distributary channel that connects the system with the Urussanga Velha Lagoon. The location of this figure is indicated in Figure 1. (Image source: Basemap ArcGIS 10.8.)..... **141**

Figure 24: (a) Aerial photograph from 1957. (b) Aerial photograph from 1978. (c) Orthophotograph from 2012. (d) Orthophotograph from 2012 with analysis showing the spatiotemporal evolution of the intra-lagoon delta and the Urussanga Velha Lagoon between 1957 and 2012..... **144**

Figure 25: (a) Pacific Decadal Oscillation time series for the period between January 1854 and February 2020. Positive values represent warm phases and negative ones, cold phases. (b) El Niño – Southern Oscillation time series between January 1868 and February 2020. Positive values refer to La Niña periods and negative ones, to El Niño periods. Black lines in (a) and (b) refer to the moving average of values of signals accumulated for 10 years, also represented in (c). The indices' values are available in NOAA's website at www.ncdc.noaa.gov/teleconnections/. **146**

Figure 26: Satellite images from Google Earth® from several dates showing the hydrodynamic behavior of the Urussanga River fluvial-estuarine system based on the color of the water in the upstream, downstream and distributary channel regions (see Figure 2). **147**

Figure 27: Astronomical tide and observed tide level ranges during field campaigns. **150**

Figure 28: Water parameters (salinity and turbidity) measured during field campaigns. Station 1 (upstream) is located 4 km from the river mouth, and station 2 (downstream) is approximately 1.5 km away (see Figure 1). Accumulated rainfall refers to the five days prior to campaigns. **151**

Figure 29: Hydrodynamic patterns identified in the Urussanga River fluvial-estuarine system using photointerpretation of satellite images obtained from Google Earth® **153**

Figure 30: Aerial photographs obtained using a drone during the campaign days showing the hydrodynamics of the Urussanga River fluvial-estuarine system in various climatological and oceanographic conditions. **155**

LISTA DE TABELAS

Capítulos 1 e 2

Tabela 1: Informações das amostras coletadas nos TSS com suas respectivas informações..... **66**

Tabela 2: Correlação entre as interpretações de radarfácies e sistemas deposicionais em diferentes frequências. **66**

Capítulo 3

Tabela 3: Informações sobre as amostras de sedimentos coletadas para análise e os respectivos resultados de datação por LOE. **74**

Capítulo 4

Table 4: Results of OSL dating. Ages varied between 1945 ± 336 and 77 ± 10 years. **108**

Capítulo 5

Table 5: Spatiotemporal evolution relationship of the delta and the Urussanga Velha Lagoon **143**

SUMÁRIO

ESTRUTURA DA TESE	14
CAPÍTULO 1 – CONSIDERAÇÕES INICIAIS	16
1. INTRODUÇÃO	17
1.1 Área De Estudo	19
1.2 Contexto Geológico E Evolutivo	19
1.3 Contexto Oceanográfico E Climatológico.....	22
1.4 Importância Do Tema De Estudo	27
1.5 Objetivos.....	28
1.6 Premissas E Hipótese	29
2. MATERIAIS E MÉTODOS.....	30
2.1 Sensoriamento Remoto.....	30
2.2 Georradar (Gpr).....	30
2.3 Geocronologia	31
2.4 Índices Climáticos.....	33
CAPÍTULO 2 – ESTADO DA ARTE	34
1. BARREIRAS COSTEIRAS: FATORES CONDICIONANTES E EVOLUÇÃO.....	35
1.1 Barreiras Costeiras Holocênicas	36
2. ESCALAS E PROCESSOS COSTEIROS.....	40
3. MORFOLOGIA COSTEIRA E VARIABILIDADE CLIMÁTICA	44
4. ZONA COSTEIRA: GESTÃO E ORDENAMENTO TERRITORIAL.....	49
4.1 Instrumentos De Gestão.....	52
4.2 Normativas Ambientais Pertinentes	53
CAPÍTULO 3 – ARTIGO 1: CARACTERIZAÇÃO GEOLÓGICA, GEOMORFOLÓGICA E EVOLUTIVA DA BARREIRA HOLOCÊNICA DA FOZ DO RIO URUSSANGA, LITORAL SUL DE SANTA CATARINA, BRASIL	54
1. INTRODUÇÃO	57
1.1 Área De Estudo	57
2. MATERIAIS E MÉTODOS.....	60
2.1 Análises Em Sig	60
2.2 Georradar	60
2.3 Geocronologia	61
3. RESULTADOS	62
3.1 Morfologia Da Barreira	62
3.2 Geocronologia	65
3.3 Arquitetura Depositional	66
4. DISCUSSÃO	71
4.1 Evolução Da Barreira	71

4.2 Tss Versus Variabilidade Climática	73
5. CONCLUSÕES	77
6. REFERÊNCIAS	79
CAPÍTULO 4 – ARTIGO 2: INFLUENCE OF INTERDECADAL CLIMATE VARIABILITY IDENTIFIED IN AEOLIAN DEPOSITS IN SOUTHERN SANTA CATARINA, BRAZIL	
.....	91
1. INTRODUCTION	94
1.1 Study Area And Regional Setting	96
2. MATERIALS AND METHODS.....	98
2.1. Surface Characterization	98
2.2. Subsurface Surveys	99
2.3. Geochronology	100
2.4. Climate Indices And Teleconnections	101
3. RESULTS.....	101
3.1. Morphology And Vegetation Cover.....	101
3.2. Depositional Architecture.....	105
3.3. Ages (Osl).....	107
3.4. Climate Data And Teleconnections	108
4. DISCUSSION	109
4.1. Tss Morphology	109
4.2. Depositional Architecture And Its Influence On Aeolian Deposits	111
4.3. Correlations Between Climate Indices And Tss	111
5. CONCLUSIONS	113
6. BIBLIOGRAPHY	116
CAPÍTULO 5 – ARTIGO 3: CONDITIONING FACTORS IN THE FORMATION OF THE INVERTED INTRA-LAGOON DELTA OF THE URUSSANGA VELHA LAGOON, SOUTHERN SANTA CATARINA, BRAZIL	
.....	133
1. INTRODUCTION	135
1.1 General Characteristics Of The Study Area	137
2. MATERIAL AND METHODS	140
2.1 Remote Sensing	140
2.2 Climatic Indices	140
2.3 Hydrodynamics And Water Parameters	141
3. RESULTS	142
3.1 Geomorphological Evolution.....	142
3.2 Climatic Data And Teleconnections.....	144
3.3 Image Analysis	146
3.4 Hydrodynamic Data (Seawater Level) And Water Parameters	148
4. DISCUSSION	151

4.1 Evolution, Climatic Data, And Teleconnection.....	151
4.2 Remote Sensing And Hydrodynamics.....	153
5. CONCLUSION.....	156
6. BIBLIOGRAPHY.....	157
CAPÍTULO 6 – ANÁLISE INTEGRADORA.....	163
1. CONSIDERAÇÕES FINAIS	164
1.1 Comportamento Evolutivo Da Barreira.....	164
1.2 Morfologia Dos Tss.....	166
1.3 Morfologia Costeira E Variabilidade Climática	168
1.4 Aspectos Relacionados À Gestão Costeira.....	170
2. CONCLUSÕES	171
REFERÊNCIAS (CAPÍTULOS 1, 2 E 6)	174
ANEXOS	188

ESTRUTURA DA TESE

Esta tese de Doutorado está estruturada em torno de artigos submetidos em periódicos ou publicações equivalentes. Consequentemente, sua organização compreende as seguintes partes principais:

Capítulo 1: Contém os aspectos introdutórios com os objetivos, a importância da pesquisa, as premissas e hipóteses e as principais ferramentas que foram utilizadas nesta tese.

Capítulo 2: Estado da Arte com revisão de alguns conceitos e temas abordados ao longo da tese.

Capítulo 3: Artigo científico “**Caracterização geológica, geomorfológica e evolutiva da barreira holocênica da foz do rio Urussanga, litoral sul de Santa Catarina, Brasil**”, submetido à **Revista Brasileira de Geomorfologia**.

Capítulo 4: Artigo científico “***Influence of Interdecadal Climate Variability Identified in Aeolian Deposits in Southern Santa Catarina, Brazil***”, submetido à ***Journal South American Earth Science***.

Capítulo 5: Artigo científico “***Conditioning Factors in the Formation of the Inverted Intra-lagoon Delta of the Urussanga Velha Lagoon, Southern Santa Catarina, Brazil***”, submetido à ***Estuarine, Coastal and Shelf Science***.

Capítulo 6: Contém as considerações finais sob a forma de um texto integrador do conteúdo abordado nos capítulos anteriores.

ANEXOS: Contém os comprovantes de submissão dos artigos.

CAPÍTULO 1

Considerações Iniciais

1. Introdução

Os conceitos de “zona costeira” e “ambiente costeiro” são empregados constantemente na literatura geocientífica e resultam em uma variedade de interpretações. Em uma análise holística, essas regiões são onde terra, mar e ar se encontram e interagem, e podem ser melhor compreendidas como uma interface onde misturas e ajustes ocorrem. Desta forma, tem-se a definição de Rodriguez & Windevoxhel (1998) – um dos conceitos mais aceitos – em que Zona Costeira “é o espaço delimitado pela **interface** entre o **oceano** e a **terra**, ou seja, a faixa terrestre que recebe influência marítima e a faixa marítima que recebe influência terrestre”.

De acordo com o relatório do Banco Mundial (UNEP, 1996) mais de 60% da população mundial habita em uma faixa de 60 km a partir da linha de costa, logo, a densidade demográfica em áreas costeiras é três vezes maior que a média global (Small & Nicholls, 2003; Nicholls, 2018). Em 2025, estima-se que 75% da população mundial viverá na zona costeira (Bianchi, 2007).

O Brasil segue a mesma tendência, e conforme levantamento realizado pelo IBGE (2011), 26,6% dos habitantes do País moram em municípios da zona costeira brasileira. Além disso, a população das zonas costeiras é responsável pela geração de cerca de 30% de toda a riqueza nacional (IBGE, 2014), sendo que das 42 regiões metropolitanas brasileiras, 18 se encontram na zona costeira ou são influenciadas por ela (Priori Junior, 2013). No Estado de Santa Catarina, aproximadamente 68% da população vive no litoral (Pollete, 1995).

O interesse da sociedade em se estabelecer nessas zonas não é uma prática atual; a História mostra que os povos antigos descobriram o valor e importância estratégica que essas regiões geográficas tinham, e uma das primeiras civilizações que o homem construiu desenvolveu-se nas planícies aluviais do rio Nilo no nordeste da África, a partir do quarto milênio antes de Cristo (4.000 a.C.). A proximidade com o mar e abundante provisão de alimento foram elementos chaves para o estabelecimento desses povos (Stanley & Warne, 1993; Davis Jr., & FitzGerald, 2004; Stanley & Chen, 1996; Stanley & Warne, 1997; Meybeck *et al.* 2004; Bianchi, 2007). A concepção estratégica foi substituída por uma concepção onde os recursos naturais costeiros se tornaram importantes insumos de produção e os ambientes costeiros em um bem de consumo, processo que culminou na inserção das zonas costeiras na cadeia produtiva (perspectiva econômica). Foi somente em meados do século XX que foi revista a percepção equivocada de que os recursos naturais costeiros eram infinitos

(Martins, 2017). Desde então, estas regiões se tornaram importante objeto de pesquisa em diversas regiões do mundo, tanto em ciências naturais como socioeconômicas.

No que tange as ciências naturais, as zonas costeiras não apresentam comportamentos lineares, são ambientes complexos que se comportam de diferentes maneiras na dependência da escala de tempo e de espaço (Carter, 1988; Cowell & Thom, 1994). A formação e a evolução desses ambientes é resultado de processos morfodinâmicos que acontecem como resposta a mudanças nas condições externas. Tomazelli & Villwock (2000) afirmam que o desenvolvimento de regiões costeiras é condicionado por dinâmicas em escalas global e local. Segundo Aagard *et al.* (2004) há um vasto conhecimento nos que se refere a dinâmica das zonas costeiras em menores escalas, entretanto, compreender e associar eventos em escalas mais abrangentes são o grande desafio da ciência.

Do ponto de vista socioeconômico as zonas costeiras constituem um sistema que sofre pressões antrópicas por constituir-se em um ambiente de interesses múltiplos e de sobreposição de atividades. Coincidem processos acelerados de intensa urbanização, potencializados por atividades econômicas como portos, indústrias, e exploração turística em larga escala, que sobrecarrega a capacidade de suporte de diversos balneários e municípios costeiros (Lins-de-Barros, 2017). Há uma vasta gama de instrumentos, ferramentas e normativas legais concernentes à gestão da zona costeira do Brasil, entretanto, o processo de implementação de toda essa estrutura teórica é complexa e muitas vezes tem sido ineficiente na prática (Gruber *et al.*, 2003; Asmus *et al.*, 2006; Jablonski & Filet, 2008; Dias *et al.*, 2007; Nicolodi & Zamboni 2008; Nicolodi *et al.*, 2018, Scherer *et al.*, 2018, 2020; Barragán & De Andrés, 2020).

Na zona costeira de Santa Catarina, a população se estabeleceu essencialmente nas barreiras costeiras. As barreiras são parte integrante da formação e evolução dos sistemas costeiros do sul do Brasil e constituem a principal feição morfológica ou elemento deposicional de costas de baixa declividade dominadas por ondas (Dillenburg & Hesp, 2009), e suas formações mais recentes (holocênicas) apresentam importantes ecossistemas costeiros.

Nesse contexto, entender os mecanismos envolvidos na formação e na evolução dos sistemas costeiros em múltiplas escalas é necessário para que haja um planejamento territorial e manejo dos sistemas ambientais de maneira adequada.

1.1 Área de Estudo

A área de estudo selecionada para desenvolver a pesquisa está localizada no sul de Santa Catarina entre os municípios de Jaguaruna e Balneário Rincão. Compreende a barreira holocênica e a retrobarreira do sistema-laguna barreira IV. A barreira escola deste trabalho é recortada pelo rio Urussanga Velha e delimitada a leste pela barreira III (pleistocênica) e pela sistema lagunar de Urussanga Velha, e a oeste pelo oceano Atlântico (Figura 1).

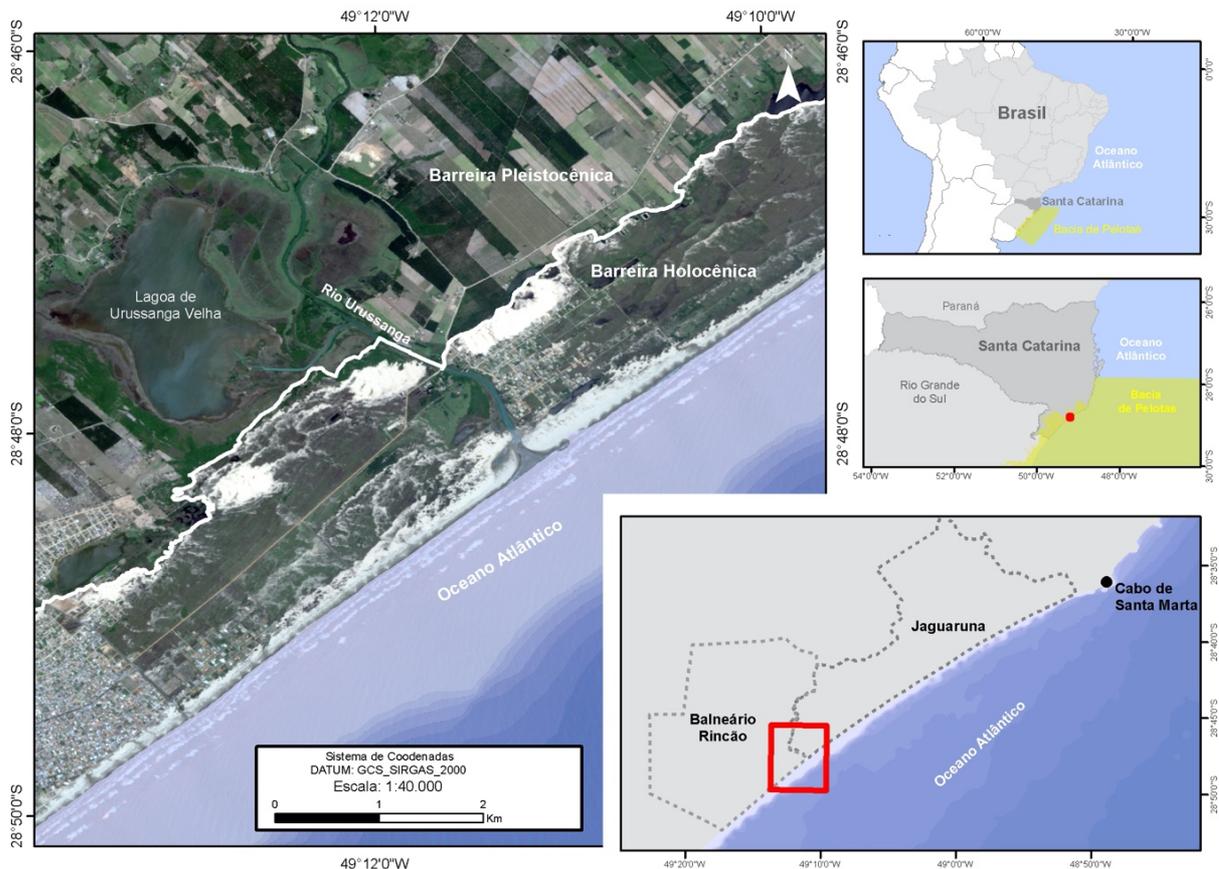


Figura 1: Localização da barreira holocênica da foz do rio Urussanga, entre os municípios de Balneário Rincão e Jaguaruna, ao sul do Cabo de Santa Marta em Santa Catarina (Fonte dos dados: Base cartográfica contínua do Brasil, ao milionésimo – BCIM versão 4 – 2014, em SIRGAS2000, sistema de coordenadas geográficas e dados oriundos de órgãos setoriais federais, estaduais e municipais. Fonte imagem: © Google Earth).

1.2 Contexto Geológico e Evolutivo

Esta área está inserida na porção setentrional da Bacia de Pelotas, no setor Tramandaí – Cabo de Santa Marta, caracterizado por um suave embaçamento costeiro de larga-escala (Dillenburg *et al.*, 2009; Dillenburg & Barboza, 2014). A porção emersa da Bacia de Pelotas (Figura 2) é formada por uma extensa planície costeira delimitada em seus extremos pelos afloramentos do Alto de Florianópolis/Santa Catarina (Bacia de Santos) ao norte, e Alto do Polônio/Uruguai (Bacia de Punta Del Este) ao sul (Gamboa & Rabinowitz, 1981; Urien & Martins, 1978). De acordo com Fernandez *et*

al. (2019), essa planície costeira é caracterizada por barreiras arenosas costeiras e lagoas, formadas durante o Quaternário. Também possui baixo gradiente e sua formação está associada às variações glacio-eustáticas do nível do mar durante o Quaternário, que resultaram na justaposição de depósitos sedimentares associados aos sistemas deposicionais do tipo laguna/barreira (Villwock *et al.*, 1986). Conforme Rosa *et al.* (2011, 2017) esses sistemas deposicionais corresponde a sequências deposicionais de alta frequência. Dillenburg *et al.* (2020) apresentou um sistema intermediário não aflorante de menor escala (Barreira IIIa), correlacionado com o Isótopo Marinho Interstadial Estágio 3.

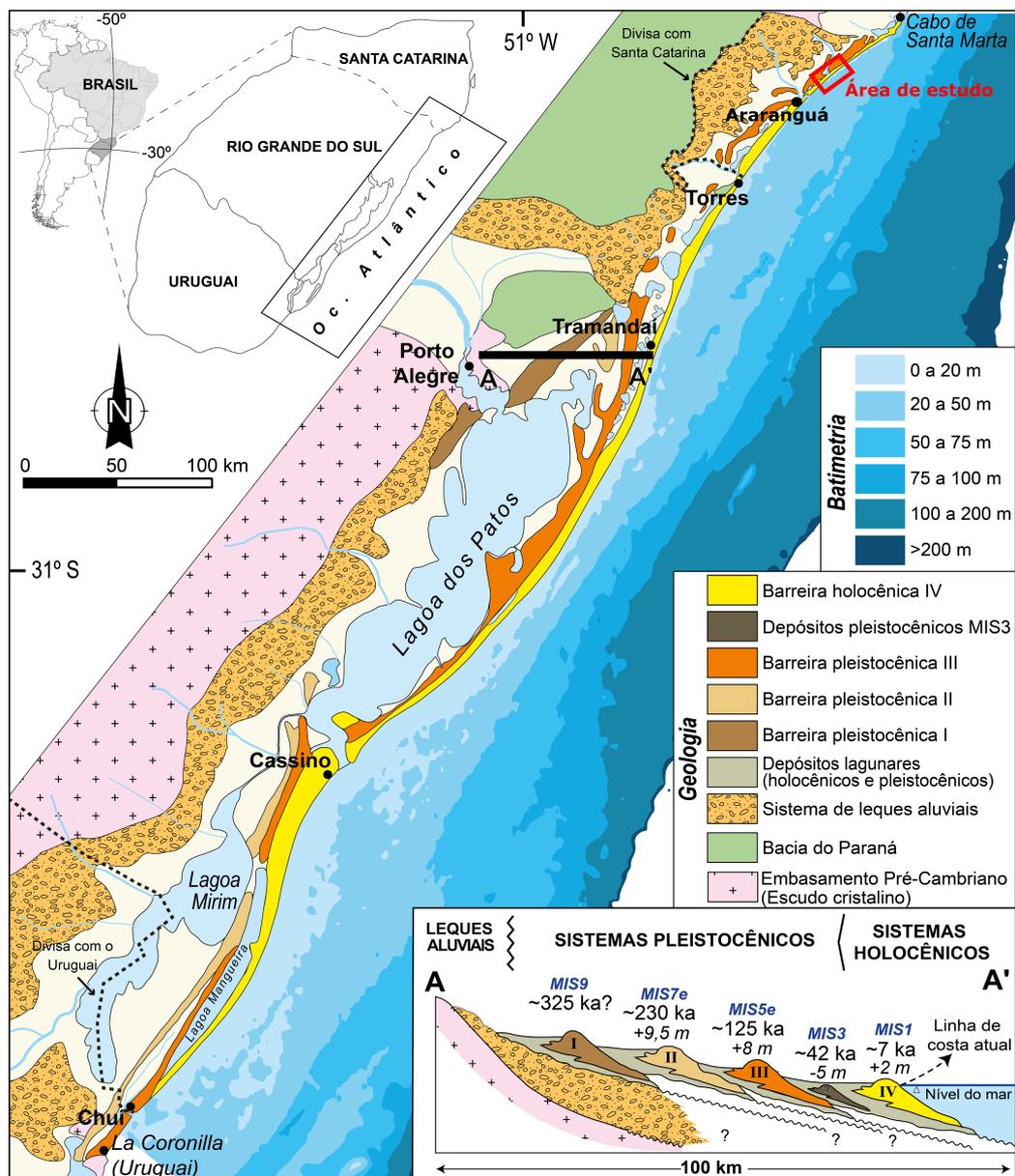


Figura 2: Localização da área de estudo mostrando a geologia geral e batimetria da margem continental da Baía de Pelotas. A inserção mostra a estratigrafia esquemática da seção transversal da PCRS, correspondente ao perfil A-A', situado entre Porto Alegre e Tramandaí, com destaque para os quatro sistemas laguna-barreira e seus respectivos estágios isotópicos marinhos. (fonte: modificado de Dillenburg *et al.*, 2007; Bitencourt *et al.*, 2020).

A porção emersa do setor setentrional da Bacia de Pelotas é predominantemente arenosa, dominada por ondas e com regime de micromaré, características que tornam as barreiras costeiras como o principal elemento deposicional (Dillenburg & Hesp, 2009). A barreira holocênica dessa região é uma das barreiras mais extensas do mundo, com cerca de 750 km de extensão e com apenas sete descontinuidades associadas a estreitos *inlets* lagunares e desembocaduras de rios (Dillenburg & Barboza, 2014, Bitencourt *et al.*, 2020).

Sua formação e evolução seguiu um modelo bem aceito pela comunidade científica, na qual as barreiras tiveram origem há aproximadamente 20 AP, após o fim do último máximo glacial, associada ao início da Transgressão Marinha Pós-Glacial - *PMT* (Field & Duane, 1974; Swift, 1976; Swift & Thorne, 1991; Roy *et al.*, 1994; Cowell *et al.*, 1999). Conforme a literatura, as barreiras costeiras inicialmente disposta próximo à beira da plataforma continental, migraram durante o curso da *PMT* em direção ao continente, retrabalhando os depósitos da antiga planície costeira que hoje é a plataforma continental (Swift, 1976; Sanders & Kumar, 1975; Streif, 1989; Roy *et al.*, 1994).

No decorrer dessa evolução, setores contemporâneos com diferentes comportamentos estratigráficos se formaram ao longo da Bacia, alternando barreiras progradacional (regressivo) e retrogradacional (transgressivo)/agradacional (estacionário) cronocorrelatas, principalmente por causa de um balanço positivo ou negativo de sedimentos em escala séculos a milênios, condicionados pela topografia antecedente (Dillenburg, 2000; Dillenburg & Barboza, 2014). Ao longo da porção emersa da Bacia de Pelotas a alternância entre projeções (formas convexas) e embaixamentos (formas côncavas) costeiros evidencia um padrão em que os setores com projeção da linha de costa estão associados com uma inclinação mais acentuada da antepraia e da plataforma interna, resultando em ondas de maiores alturas e predominância dos processos erosivos, enquanto que nas reentrâncias costeiras a inclinação é mais suave, as ondas possuem menores alturas e predominam processos de deposição sedimentar (Dillenburg *et al.*, 2000; Dillenburg & Barboza, 2014; Rosa *et al.*, 2017).

A declividade da antepraia e da plataforma continental interna indica uma clara tendência de diminuição da largura e aumento da inclinação do substrato em direção ao Cabo de Santa Marta (Figura 3). No litoral sul, próximo à desembocadura do Rio Urussanga (área de estudo) a declividade é de 0.09°; no litoral central na altura do

Balneário Arroio Corrente, $0,14^\circ$; e no litoral norte, $0,39^\circ$, próximo à Praia da Cigana (Oliveira *et al.*, 2019).

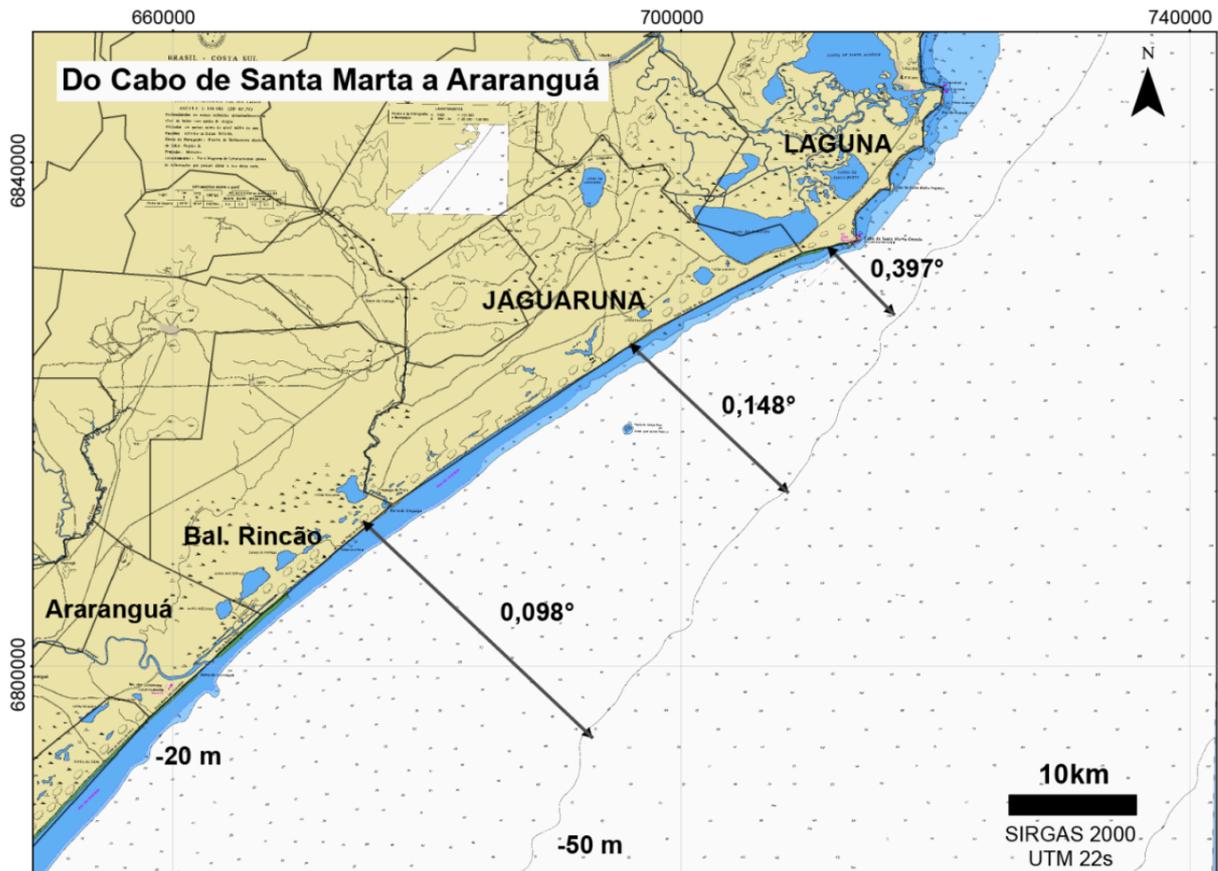


Figura 3: Inclinação da antepraia e plataforma continental interna a partir da Carta Náutica N^o1910 da DNH (Escala 1:100000), mostrando a tendência de diminuição da largura e aumento da inclinação do substrato em direção ao Cabo de Santa Marta (fonte: Oliveira *et al.*, 2019)

É possível destacar algumas pesquisas importantes sobre a evolução costeira no setor setentrional da Bacia de Pelotas, como por exemplo: Biancini *et al.* (2014), Martins *et al.* (2014), Biancini (2016), Oliveira *et al.* (2016, 2019) e Leal *et al.* (2016). Os referidos autores estudaram o comportamento evolutivo das barreiras holocênicas do sul de Santa Catarina.

1.3 Contexto Oceanográfico e Climatológico

A porção setentrional da Bacia de Pelotas marca a mudança de orientação da linha de costa no sul do Brasil e tem orientação predominante NE-SW exposta a todas as direções de ondas e ventos. As características das ondas refletem o regime de vento sobre o Atlântico Sul.

Araújo *et al.* (2003) analisou o clima de ondas do litoral de Santa Catarina a partir de dados da boia fundeada ao longo do litoral de Florianópolis e identificou cinco

sistemas de ondas atuantes na região: i) ondas do tipo *wind sea* oriundas do quadrante leste, de baixo período (8s) gerado pelo anticiclone do Atlântico Sul; ii) ondas do tipo *swell* de longo período (14s) oriundas de sudeste, geradas em áreas distantes da costa; iii) ondas do tipo *swell* provenientes de sudeste com período médio (11s) geradas próximo à costa; iv) ondas do tipo *wind seas* provenientes de norte/nordeste de baixo período (4-5s) associadas a cenários pré-frontais; v) e ondas do tipo *wind sea* oriundas do quadrante sul, associadas à situações pós-frontais que vão aumentando de tamanho com a passagem da frente fria. De maneira sucinta, o autor classificou a altura significativa das ondas em 1,15 m (de leste), e 2 m (de sul), com períodos na faixa de 08 e 12 segundos, respectivamente.

Oliveira *et al.* (2019) publicou dados de reanálise de ondas (reconstrução da série de dados entre 1948 e 2008) gerados através da plataforma SMC-Brasil, para uma profundidade -60 m ao longo do litoral de Jaguaruna, que mostraram uma predominância da direção E/SE (25% dos casos) seguido das direções E (18%), SE (18%) e SSE (18%). O autor notou um aumento gradativo nos valores de altura significativa média de ondas (H_s) e de período de onda (T_p) nas ondas oriundas do quadrante sul.

Klein *et al.* (2016) definiram as praias da porção setentrional como um sistema praiado totalmente dissipativo composto por areia fina, praias largas e com gradiente baixo (inclinação média = $1,8^\circ$), baixo grau de embaçamento ($0,9^\circ$) e orientação SE (152°).

A costa de Santa Catarina tem regime de micromaré com características semi-diurna, variando de 1,05 m na porção setentrional da Baía de Pelotas (norte do Estado) e 0,46 m na meridional (sul do Estado, área de estudo) (Klein *et al.*, 2016). Em estudos recentes na plataforma continental interna ao largo de Tramandaí (RS), Andrade *et al.*, (2018) mostrou que a amplitude máxima da maré foi de 0,53m. Esta pequena amplitude pode ser explicada pela proximidade a um ponto anfifrômico para a maré M2 no Oceano Atlântico Sul (Möller *et al.*, 2007) e pela configuração retilínea da linha de costa, que poderia amplificar as amplitudes das marés através dos efeitos de ressonância ou convergência (Villwock & Tomazelli, 1995). Devido à similaridade geomorfológica e a proximidade com a costa do Rio Grande do Sul, os estudos realizados no estado vizinho podem ser utilizados para o litoral sul catarinense.

Segundo Siegle & Calliari (2008), durante eventos meteorológicos de frentes frias, ventos fortes do quadrante sul com velocidades médias de 8ms^{-1} induzem aumento do nível do mar na costa. Em seus estudos, Andrade *et al.* (2018)

observaram que o nível do mar em baixa frequência (maré meteorológica) atingiu até 0,66m no litoral norte do Rio Grande do Sul. Logo, quando grandes amplitudes de maré astronômicas e maré meteorológica são somadas, eventos extremos de elevação do nível do mar na costa podem acontecer.

A deriva litorânea na porção setentrional da Bacia de Pelotas é controlada pelas ondas do quadrante sul, que apesar de menos frequentes são mais intensas. Com isso, o transporte longitudinal dos sedimentos subaquosos é direcionado para o quadrante norte, como estudado por Tomazelli & Villwock (1992), Giannini (1993) e Toldo Jr. *et al.* (1993). Entretanto, é relevante salientar que Siegle & Asp (2007) concluíram que a deriva no litoral entre a desembocadura do rio Araranguá e o cabo de Santa Marta, num período anual, possui caráter bidirecional e apresenta uma clara diminuição no potencial de transporte.

Curvas do nível do mar próximas a área de estudo indicam que no ponto culminante da Transgressão Marinha Pós-glacial (PMT) há cerca de 5,6 ka, o nível do mar estava aproximadamente 2 - 3 m acima do seu nível atual, após isso entrou em queda lentamente (Angulo *et al.*, 2006, Barboza *et al.*, 2021). Registros de posições pontuais do nível relativo do mar no Holoceno obtidos em estudos ao longo da planície costeira do Rio Grande do Sul, se ajustam aos envelopes dessas curvas (Barboza & Tomazelli, 2003; Dillenburg *et al.*, 2017).

O clima na região é do tipo Cfa, na classificação de Köppen, subtropical úmido, clima oceânico sem a presença de estação de seca e com verões quentes. A média anual de precipitação é de 1.300 e 1.600 mm, a temperatura anual permanece entre 18 e 20 °C (Alvares *et al.*, 2014). No verão são as massas de ar tropicais que refletem em temperaturas médias mais elevadas nos meses entre dezembro a março. No inverno ocorre a atuação mais intensa da massa de ar polar que ocasiona a diminuição das temperaturas médias mensais. Durante o outono, as massas de ar tropical e polar atuam juntas, com predominância da massa polar. Já na primavera, há predominância da atuação das massas tropicais em relação à polar (Monteiro, 2007).

De acordo com Oliveira *et al.* (2017), o potencial de transporte eólico calculado para região (Estação Meteorológica do Farol de Santa Marta) foi de 318uv (unidades vetoriais) e o sentido resultante da Deriva Eólica Potencial foi 218° (SW) (Figura 4). Logo, a região caracteriza-se por ser uma região de alta energia eólica e com média variabilidade direcional (Oliveira *et al.*, 2017). Vale salientar que há uma correlação entre os ventos do quadrante sul (principalmente de sudoeste) e eventos de precipitação, o que diminui a efetividade do transporte eólico (Giannini, 1993).

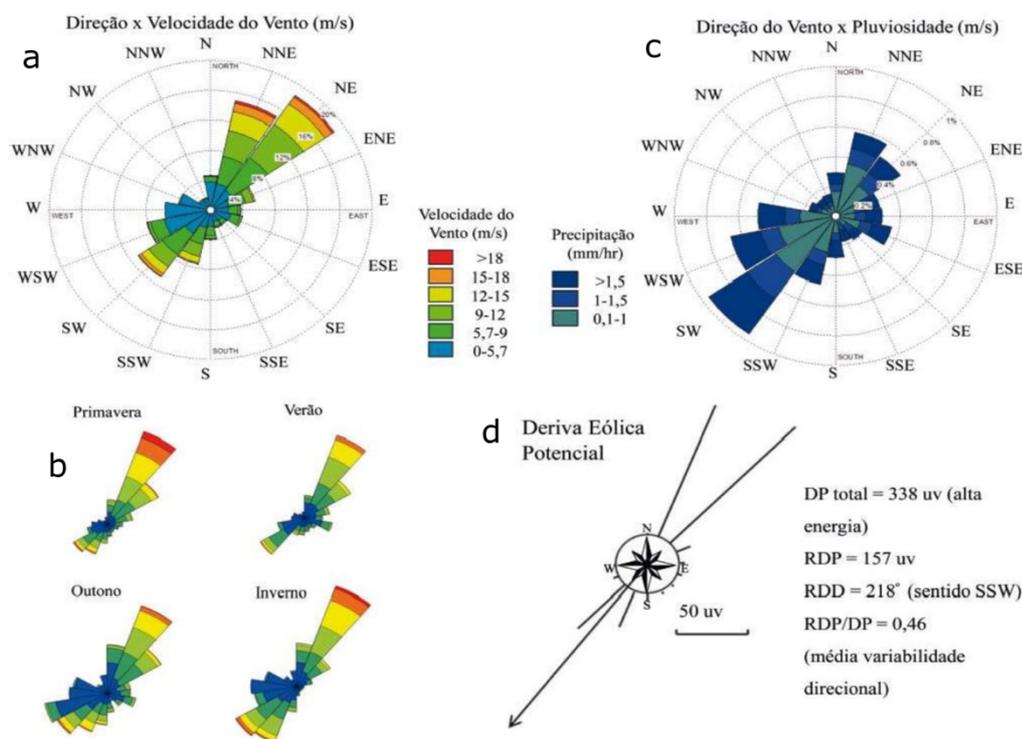


Figura 4: Clima de ventos na Estação Meteorológica do Farol de Santa Marta entre 2008 e 2013. (a) rosa dos ventos com a frequência direcional e velocidade dos ventos; (b) distribuição sazonal da frequência direcional e intensidade dos ventos; (c) rosa dos ventos associada à ocorrência de chuvas; e (d) representação gráfica da deriva eólica potencial no local e os valores de: deriva potencial total (DP), deriva potencial resultante (RDP), direção da deriva resultante (RDD) e o índice de variabilidade direcional (RDP/DP) (fonte: Oliveira *et al.*, 2017).

Eventos climáticos e as interações oceano-atmosfera em larga escala também influenciam o sul do Brasil, alterando os padrões de chuvas, ventos, ondas e correntes (Grimm *et al.*, 1998; Schossler *et al.*, 2018), dentre os mais estudado e conhecido é o El Niño/Oscilação Sul (ENOS). Em anos com ocorrência de El Niño a região sul sofre com aumentos da precipitação durante a primavera, com um pronunciado pico no mês de novembro, enquanto em períodos de La Niña ocorrem secas de maneira mais intensa e regular (Schneider & Gies, 2004).

Além do El Niño/Oscilação Sul (ENOS), que é o modo climático mais estudado e conhecido, outros eventos têm sido abordados como responsáveis por mudanças morfológicas no sul do Brasil. Sawakuchi *et al.* (2008) e Dillenburg *et al.* (2017), afirmam que a Pequena Idade do Gelo (*Little Ice Age – LIA*) pode estar associada com as mudanças morfológicas das dunas das regiões sul e sudeste do Brasil.

Estudos recentes também confirmaram a existência de modos de variabilidade de baixa frequência, os quais apresentam escala decadal a multidecadal (Folland *et al.* 1990; Latif & Bernet, 1994, 1996; Zang *et al.*, 1997; Mantua *et al.*, 1997; Minobe, 1997; Enfield & Mestas-Nunêz, 1999). Esses modos de variabilidade ocorrem nos

oceanos Pacífico e Atlântico, forçando importantes teleconexões climáticas. Das principais configurações de teleconexões que afetam a variabilidade climática global com influência na América do Sul e no sul do Brasil, está a Oscilação Decadal do Pacífico (ODP) (Cavalcanti & Ambrizzi, 2009; Grimm, 2009). Alguns trabalhos discutiram a relação entre a ODP e as mudanças nas temperaturas e do regime de chuvas no sul do Brasil (Streck *et al.*, 2009; Cera *et al.*, 2009; Spinelli & Alves, 2014; Nascimento Jr. & Sant´anna Neto, 2016).

1.4 Importância do tema de estudo

Após a Transgressão Marinha Pós-Glacial a influência do nível do mar sobre o comportamento evolutivo das barreiras costeiras perdeu o protagonismo e as condicionantes autogênicas (balanço de sedimentos, ondas, vento etc.) se tornaram as condicionantes principais. Essa afirmação deve-se ao fato que após atingir o máximo eustático, iniciou-se o rebaixamento do nível do mar até o presente e não houve um comportamento evolutivo linear das barreiras holocênicas ao longo da Bacia de Pelotas. Diferentes configurações estratigráficas e morfológicas se alternaram ao longo dos 760 km de extensão. Cada vez mais se busca a integração das condicionantes responsáveis por essa variação e suas distintas escalas espaciais e temporais.

Uma melhor compreensão da dinâmica evolutiva do ambiente costeiro em múltiplas escalas de tempo é fundamental para o planejamento da gestão costeira e tomada de decisões. Nesse contexto, além da motivação puramente acadêmica, o tema central desta tese se justifica no sentido de contribuir com o entendimento e fornecer subsídios técnicos-científicos dos aspectos geológicos, geomorfológicos e evolutivos de um setor do litoral sul de Santa Catarina para questões relacionadas ao planejamento do uso e ocupação costeira.

1.5 Objetivos

O objetivo principal desta tese é contribuir para o entendimento da dinâmica evolutiva e suas condicionantes geológicas, geomorfológicas e climatológicas em diferentes escalas espaço-temporais de um setor da porção setentrional da barreira holocênica da Bacia de Pelotas, sul de Santa Catarina.

Nesse sentido, foram propostos os seguintes objetivos específicos para organizar melhor a execução desta tese:

- i) Identificar os principais fatores controladores da dinâmica atual da zona costeira da porção setentrional da barreira holocênica da Bacia de Pelotas, sul de Santa Catarina;
- ii) Identificar teleconexões climáticas responsáveis pela variação da morfologia atual das barreiras holocênicas da Bacia de Pelotas;
- iii) Verificar o padrão de empilhamento da barreira holocênica para avaliar tendências futuras evolutivas;
- iv) Fornecer dados e informações relevantes ao planejamento do uso e ocupação dos espaços costeiros da área de estudo;

1.6 Premissas e Hipótese

Considerando diferentes aspectos geológicos e geomorfológicos da Bacia de Pelotas, e partindo de conhecimentos pré-existentes da literatura acerca do tema, é possível traçar algumas premissas principais:

- Um mesmo comportamento do nível do mar foi considerado para área de estudo, devido à relativa estabilidade tectônica da Bacia de Pelotas durante o Quaternário (Corrêa, 1996; Angulo *et al.*, 2006; Dillenburg *et al.*, 2017);
- De acordo com evidências geológicas e estratigráficas, os processos costeiros (clima de ondas e os padrões de transporte de sedimentos ao longo da costa) não mudaram de forma significativa desde o Holoceno médio e tardio (Dillenburg *et al.*, 2004 e 2017; Martinho *et al.*, 2009).
- Durante o Holoceno médio e tardio, não houve aporte importante de sedimentos arenosos de natureza fluvial, constituindo uma plataforma continental autóctone (*sensu* Swift, 1974).

Dessa forma, a principal hipótese desta tese considera que o comportamento estratigráfico e as variações morfológicas ocorridas na área de estudo (e que pode ser replicada para porção norte da Bacia de Pelotas) são controlados por condicionantes autogênicas relacionadas aos processos costeiros intrínsecos da bacia (alta frequência) e variações climatológicas de escala multidecadal (baixa frequência), respectivamente.

2. Materiais e Métodos

O estudo foi fundamentado principalmente na caracterização geológica, geomorfológica e geocronológica da barreira holocênica, através de levantamento de informações em superfície e em subsuperfície.

2.1 Sensoriamento remoto

Dados de superfície foram obtidos a partir de análises de fotografias aéreas e imagens de satélite. Fotografias aéreas de 1938 (1:30.000), 1957 (1:30.000), 1978 (1:25.000) e 2012 (ortofoto, 1:10.000) foram cedidas pela Secretaria de Desenvolvimento Econômico Sustentável do Governo do Estado de Santa Catarina (SDE-SC). Imagens de satélite de alta resolução disponíveis no *Google Earth*[®] (GE) também foram utilizadas nesta etapa de classificação e análise geomorfológica. Por meio do GE é possível obter imagens de alta resolução (<1 m de tamanho de pixel) e recentes (últimos 2 anos) de satélites como o *Quickbird*, *GeoEye-1*, *IKONOS* e *WorldView-2*, por exemplo. Todos os produtos de sensoriamento remoto foram integrados e analisados em uma base de dados em ambiente de Sistema de Informação Geográfica (SIG) por meio do *ArcMap*[®] 10.5 (ESRI). Tais dados permitiram realizar a caracterização morfológica e realizar medidas morfométrica dos depósitos eólicos.

Para quantificar a cobertura vegetal nas fotografias aéreas e imagens de satélite ao longo do tempo (entre 1938 a 2012) foi seguido o procedimento de geoprocessamento descrito por Moulton *et al.* (2018), que consiste em transformar os produtos de sensoriamento numa só banda em PB (preto = 0 e branco = 255) utilizando a função *Grayscale* no *ArcMap*[®] 10.5, com posterior aplicação do método *Grayscale pixel-based classification* (GPC) (Atkinson & Lewis, 2000). Pixels com valores acima de 195 foram considerados como areia (dunas livres).

2.2 Georradar (GPR)

Para caracterização em subsuperfície foram realizados perfis geofísicos com o uso de GPR ao longo da área, otimizando a busca ao comportamento transgressivo ou regressivo da barreira costeira. Os equipamentos utilizados na aquisição dos dados foram os sistema *Cobra Plug-In* da *Radarteam Sweden* (AB) com uma antena monostática aérea SUBECHO SE-70 com frequência central de 80 MHz, e o modelo

SIR-3000 com uma antena de contato com frequência central de 200 MHz. Os dados geofísicos foram adquiridos em perfis transversais à linha de costa (Figura 1), utilizando o método *Common Offset*, conforme sugerido por Barboza *et al.* (2014a). Essa configuração permitiu uma janela de aquisição com tempo de viagem bidirecional (TWTT) de 900 ns, atingindo 25 m de profundidade com a antena de 80MHz e 15 m com a antena de 200 MHz. O sistema GPR foi acoplado a um Sistema Global de Navegação por Satélite (GNSS) Trimble® ProXRT (DATUM WGS84) com intervalo de amostragem de 1 s, para obtenção de levantamentos topográficos em tempo real. Os perfis foram obtidos usando filtros de ruído e ganho durante o levantamento, e para a conversão de tempo em profundidade foi considerada uma constante dielétrica de 10 (areia úmida), representando uma velocidade de 0,09 m / ns (Davis & Annan, 1989). Essa constante foi validada com dados litológicos obtidos por meio de perfurações em setores costeiros semelhantes no sul do Brasil (Dillenburg *et al.*, 2011).

Os registros de campo foram processados com os softwares: Reflex-Win® - Sandmeier Geophysical Research – conversão do formato de SGY para DZT; Radan™ - Geophysical Survey Systems, Inc. – com *background removal* e filtros de frequência passa-banda; e Prism® 2.5 – Radar Systems, Inc. – utilizando o filtro Ormsby, correção do zero, equalização de ganho, correções topográficas e a conversões de tempo para profundidade foram aplicadas. Considerando a qualidade dos dados, apenas dois perfis foram interpretados. A interpretação foi baseada no método da Sismoestratigrafia proposto por Mitchum Jr. *et al.* (1977) adaptado ao GPR por Neal (2004). O método é baseado em reflexões de acordo com sua geometria, posição estratigráfica, e terminações (*onlap*, *downlap*, *toplap* e truncamentos) e padrões de empilhamento (Abreu *et al.*, 2010; Barboza *et al.*, 2011). A análise do traço do sinal permitiu a identificação de superfícies de contato entre os ambientes deposicionais (Leandro *et al.*, 2019).

2.3 Geocronologia

Para estimar a data de deposição dos lençóis de areias transgressivos (TSS), coletaram-se quatro amostras, uma de cada fase presente na morfologia da barreira. A idade de cada fase, para estimar a taxa de deposição, foi avaliada por meio da datação absoluta dos grãos minerais (principalmente quartzo) de cada amostra através do método de Luminescência Opticamente Estimulada (LOE). A datação por

LOE determina o período que houve a última exposição direta dos grãos de minerais a luz solar, ou seja, fornece a idade de deposição mensurando a luminescência do sedimento. As datações foram realizadas no Laboratório de Espectrometria Gama e Luminescência (LEGal) da Universidade de São Paulo (USP).

A taxa de Dose foi estimada por espectrometria gama (concentrações de urânio-U, tório-Th e potássio-K) com detector HPGe e blindagem *ultralow background* em conjunto com a estimativa da radiação cósmica, calculadas de acordo com Prescott & Hutton (1994). Para os fatores de conversão da taxa de dose foi seguido o procedimento de Adamiec & Aitken (1998). A dose equivalente (ED) foi determinada pelo protocolo SAR (*Single Aliquot Regenerative-Dose*) proposto por Murray & Wintle (2000) e Wintle & Murray (2006), com alíquotas multigrãos de quartzo (Murray & Wintle, 2003). As medidas foram realizadas em um sistema Risø TL/OSL DA-20 equipado com fonte de radiação $^{90}\text{Sr} / ^{90}\text{Y}$, LED azuis para estimulação luminosa e filtros Hoya U-340 para detecção de luz na faixa ultravioleta.

A preparação das alíquotas de quartzo envolveu primeiramente o peneiramento das amostras úmidas para isolar os grãos em fração entre 180–250 μm . Após isso, o tratamento com peróxido de oxigênio (H_2O_2) e ácido clorídrico (HCl a 38%) para remoção de matéria orgânica e carbonato de cálcio (CaCO_3), respectivamente. Posteriormente, as amostras foram submetidas à separação de minerais pesados e leves (LMT = 2,85 g/cm^3) e separação de quartzo (LMT = 2,62 g/cm^3) e feldspatos remanescentes. Concentrados de quartzo (2,62 – 2,75 g/cm^3) foram tratados com ácido fluorídrico (HF 38% por 40 min) para remover a camada externa dos grãos de quartzo danificados por partículas alfa e remanescentes de feldspato. Em seguida, os concentrados de quartzo foram peneirados a úmido (180 – 250 μm) e secos. As amostras foram secas e armazenadas por 21 dias para o reequilíbrio de radônio (Rn) antes da espectrometria gama.

Medições de luminescência para estimativa da ED foram realizadas alíquotas que variaram entre 20 e 30 por amostra. Apenas alíquotas com taxa de reciclagem (*recycling ratio*) entre 0,9 e 1,1, recuperação inferior a 5% e ausência de sinal de luminescência estimulada por infravermelho foram consideradas para o cálculo da dose equivalente, que utilizou o Modelo de Idade Central (*Central Age Model*) (Galbraith *et al.*, 1999).

2.4 Índices Climáticos

Com o intuito de avaliar e correlacionar as variabilidades climáticas de meso e larga escala (teleconexões) com o período de formação e desenvolvimento do delta, índices climáticos foram calculados com o auxílio dos pacotes para MATLAB® R2018a (*MathWorks*) denominados de *Climate Data Toolbox for MATLAB* (Greene *et al.*, 2019) e *Get Climate Teleconnection Indices* (Greene *et al.*, 2020). Os dados das séries temporais dos índices utilizados foram da Administração Oceânica e Atmosférica Nacional (NOAA) (www.ncdc.noaa.gov/teleconnections/).

O Índice da Oscilação Decadal do Pacífico (IODP¹) foi calculado com valores mensais para o período de 1854 a 2020 com a média móvel (MM) dos valores com um intervalo de 120 meses, com o intuito de suavizar o gráfico e melhor avaliar as correlações, como indicado pelo manual da NOAA (www.ncdc.noaa.gov/teleconnections/). Além disso, avaliou-se a ocorrência do EL Niño – Oscilação Sul (ENOS) através do Índice de Oscilação Sul (IOS²) no período entre 1878 e 2020, para corroborar com as informações e buscar alguma correlação entre os dados.

Dados climatológicos locais e regionais foram levantados no Banco de Dados Meteorológicos para Ensino e Pesquisa (BDMEP) do Instituto Nacional de Meteorologia (INMET) e na base de dados histórica do Centro de Informações de Recursos Ambientais e de Hidrometeorologia de Santa Catarina (CIRAM) da Empresa de Pesquisa Agropecuária e Extensão Rural de Santa Catarina (EPAGRI). Dados pluviométricos também foram levantados no portal HidroWeb da Agência Nacional de Águas (ANA) (www.snirh.gov.br/hidroweb/serieshistoricas).

¹ Os valores padrões do índice de ODP são derivados das anomalias mensais de temperatura (SST) no Oceano Pacífico norte em torno de 20°N. As anomalias da média global são removidas para separar esse padrão da variabilidade para não ter nenhum sinal de “aquecimento global”. Para maiores detalhes ver: Mantua *et al.*, 1997; Zhang *et al.*, 1997.

² O Índice de Oscilação Sul (IOS) é um índice padronizado baseado nas diferenças de pressão ao nível do mar observadas entre Taiti e Darwin, na Austrália. O SOI é uma medida das flutuações em grande escala na pressão do ar que ocorrem entre o oeste e o leste do Pacífico tropical (ou seja, o estado da Oscilação Sul) durante os episódios de El Niño e La Niña. Em geral, as séries temporais suavizadas do IOS correspondem muito bem às mudanças nas temperaturas dos oceanos no Pacífico tropical oriental.

CAPÍTULO 2

Estado da Arte

1. Barreiras Costeiras: Fatores Condicionantes e Evolução

As barreiras costeiras correspondem a 15% do total de linha de costa do mundo (Otvos, 2012). A procedência do termo barreira costeira tem a ver com o fato de representarem, literalmente, uma barreira física entre o oceano e o continente. Nesse sentido, tem-se a definição de barreira costeira como “*uma feição arenosa alongada, emersa, que protege um corpo aquoso, correspondente a laguna, estuário ou baía, da ação direta das ondas oceânicas*” (Fisher & McGowen, 1969; Boyd *et al.*, 1992; Morton, 1994).

Segundo Dillenburg & Hesp (2009), esta feição morfológica é o elemento deposicional de maior importância de costas dominadas por ondas e de baixo gradiente, ocorrendo especialmente em costas de margens continentais passivas (*trailing edge coasts*), onde há mais disposição de sedimentos e as topografias costeiras são mais suaves. De acordo com Davis e Hayes (1984), o transporte sedimentar neste tipo de costa ocorre através da ação de ondas, que predomina sob a força de maré, ou seja, normalmente as barreiras costeiras estão associadas a ambientes dominados por ondas e de micromaré.

Para que haja a formação das barreiras há a necessidade de três requisitos básicos (Hesp & Short, 1999; Dillenburg & Hesp, 2009): (i) um adequado substrato, o qual a declividade é crítica, (ii) disponibilidade de sedimentos (areia principalmente e cascalho), e (iii) energia de ondas. Além disso, fatores autogênicos e alogênicos como nível do mar, ventos e marés irão influenciar no processo de formação e evolução das barreiras.

De modo geral, estudos estratigráficos definem três diferentes comportamentos de barreira (tendência do padrão de empilhamento de fácies): (i) transgressivas (retrogradantes), (ii) regressivas (progradantes) e (iii) estacionárias (agradacionais) (Roy *et al.*, 1994; Woodroffe, 2002; Dillenburg & Hesp, 2009). Assim, cada tipo de barreira vai gerar depósitos característicos com estratigrafias diferentes, os quais são controlados pela relação entre suprimento sedimentar e espaço de acomodação, e por variações destas duas variáveis no tempo e espaço (Roy *et al.*, 1994; Dillenburg & Hesp, 2009; Otvos, 2012;). Além disso, variabilidades de curto período também podem ocasionar alterações no balanço de sedimentos e serem importantes na definição do comportamento de barreiras em meso-escala (Cooper *et al.*, 2018).

São inúmeros os fatores que determinam a evolução e as características das barreiras costeiras, dentre os quais: comportamento do nível relativo do mar (NRM),

morfologia e composição do substrato (topografia antecedente e herança geológica), suprimento de sedimento (natureza e volume) e os processos costeiros (ondas, ventos e marés). Tais fatores interagem em diversas escalas, tanto espaciais quanto temporais (Hesp & Short, 1999).

1.1 Barreiras Costeiras Holocênicas

As barreiras holocênicas tiveram origem há aproximadamente 20 AP, após o fim do último máximo glacial, associada ao início da Transgressão Marinha Pós-Glacial - *PMT* (Field & Duane, 1974; Swift, 1976; Swift & Thorne 1991; Roy *et al.*, 1994; Cowell *et al.*, 1999). Conforme a literatura, as barreiras costeiras inicialmente disposta próximo à beira da plataforma continental, migraram durante o curso da *PMT* em direção ao continente, retrabalhando os depósitos da antiga planície costeira que hoje é a plataforma continental (Swift, 1976; Sanders & Kumar 1975; Streif, 1989; Roy *et al.*, 1994). Como já mencionado, estudos estratigráficos identificaram diferentes comportamentos evolutivos das barreiras, esses comportamentos seguem padrões progradacionais, retrogradacionais, e/ou agradacionais, os quais são controlados pela relação entre suprimento sedimentar e espaço de acomodação, e por variações destas duas variáveis no tempo e espaço (Dillenburg & Hesp, 2009; Dillenburg & Barboza, 2014; Otvos, 2012; Roy *et al.*, 1994). É importante salientar que os termos transgressivos, regressivos e estacionários, embora sejam correlacionados, são diferentes de retrogradantes, progradantes e agradantes. Os três primeiros se referem à linha de costa, enquanto os três últimos à tendência de empilhamento de fácies estratigráficas. Contudo, nesta tese (e como muito utilizado na literatura) o termo barreira regressiva terá o mesmo significado que o termo barreira progradante (progradacional). O mesmo vale para transgressivo/retrogradante (retrogradacional) e estacionário (agradacional), ou seja, todos estes são empregados com sentido *lato sensu*.

Os dois principais tipos de barreiras utilizados de maneira mais comum na literatura, sob a perspectiva evolutiva e estratigráfica são: progradacionais e retrogradacionais.

Uma barreira progradacional (regressiva) ocorre quando a taxa de aporte sedimentar supera a taxa do espaço de acomodação da bacia. Isso faz com que os sistemas deposicionais migrem no sentido do depocentro da Bacia, ou seja, predominam os processos deposicionais no pós-praia e a conseqüente regressão da

linha de costa (Figura 5). Essa regressão pode ser ocasionada por uma queda no nível do mar (regressão forçada) ou quando a taxa de sedimentação supera a elevação do nível do mar (regressão normal). Na regressão forçada, há tendência deposicional de progradação com degradação, enquanto na normal ocorre progradação com agradação.

As feições geomorfológicas características de barreiras progradacionais são principalmente do tipo de cordões litorâneos (*strandplains*). Os cordões litorâneos se apresentam na forma de cristas (*ridges*) e cavas (*swales*) contínuas, retilíneas e paralelas à linha de costa. Estes cordões regressivos podem ser individualizados conforme a sua gênese como cordões de praia (*beach ridge*) e cordões de dunas frontais (*foredune ridges*), sendo formados por ondas, e deposição eólica no pós-praia, respectivamente (Hesp *et al.*, 2005; Barboza & Rosa, 2014). Outra observação significativa em barreiras progradacionais relaciona-se as características das dunas frontais, as quais geralmente são bem desenvolvidas com presença de dunas embrionárias (Barboza & Rosa, 2014).

A barreira retrogradacional ocorre quando o espaço de acomodação é maior que o aporte de sedimento, predominando os processos erosivos no pós-praia, a diminuição da barreira, e o avanço dos sistemas deposicionais e da linha de costa continente adentro (Figura 8). Durante a transgressão, as barreiras costeiras migram em resposta à subida do nível do mar e/ou ao déficit de sedimentos. O processo de leques de sobrelavagem (*washoverfans*) é mencionado por autores como o principal mecanismo de barreiras retrogradacionais (e.g. Leatherman, 1976; Davis & Hayes, 1984). No sistema eólico-praial as dunas frontais são menos desenvolvidas e as praias geralmente mais estreitas. Em períodos de maiores elevações do mar, causadas por marés meteorológicas e/ou astronômicas, as dunas frontais são atingidas, tendo sua face escarpada (erodida) (Barboza & Rosa, 2014). Outra observação importante ocorre quando a retrogradação dos sistemas está relacionada ao déficit sedimentar. Nesse caso turfas e lamas lagunares podem aflorar na praia, como registrado em alguns setores da PCRS (Dillenburg, 2000).

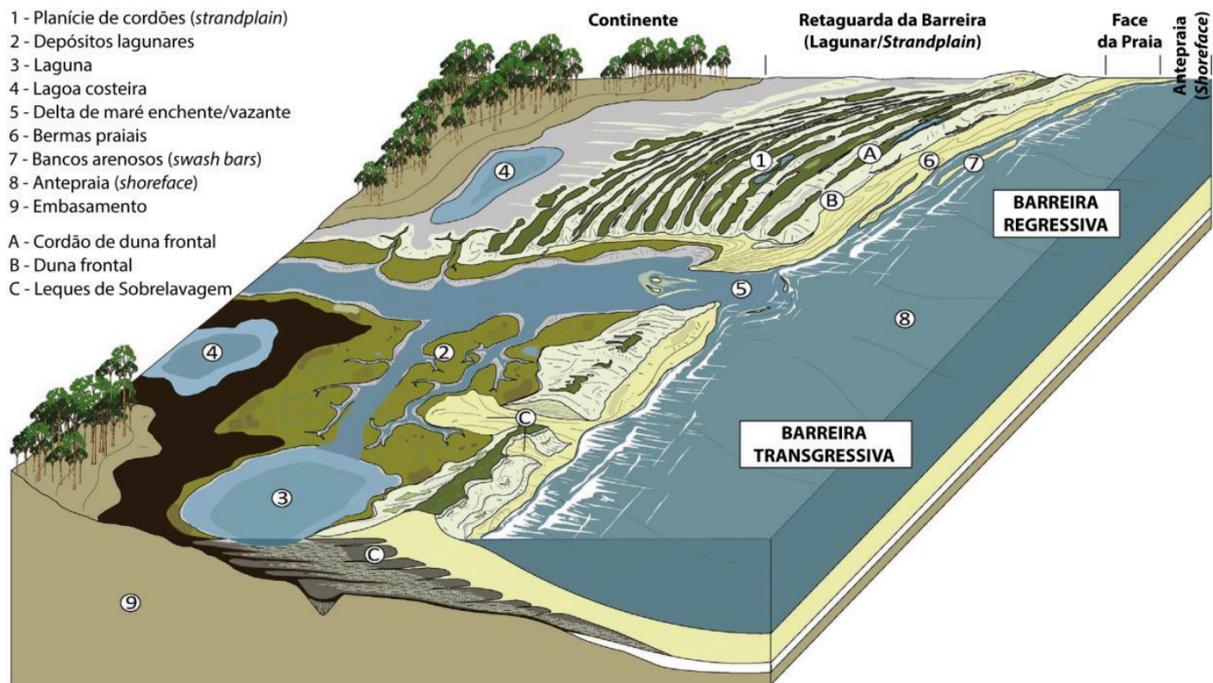


Figura 5: Feições morfológicas e subambientes de barreiras costeiras regressivas e transgressivas. (fonte: Reinson *et al.* (1992) e Goslin & Clemmensen (2017), modificado por Bitencourt (2020).

Os primeiros estudos estratigráficos baseavam-se essencialmente em registros pontuais de furos de sondagens (e.g. Curray, 1964; Hoyt, 1967; Swift, 1968; Otvos, 1970; Dillenburg, 1996; Lorscheitter & Dillenburg, 1998; Dillenburg *et al.*, 2004). Entretanto, nas últimas décadas, o Georadar (GPR – *Ground-Penetrating Radar*) se tornou um dos principais métodos de investigação de ambientes sedimentares costeiros (e.g. Leatherman, 1987; Bridge *et al.*, 1995; Jol *et al.*, 1996; Meyers *et al.*, 1996; Bristow & Jol, 2003; Neal, 2004; Buynevich & Fitzgerald, 2005, 2009; Annan, 2009; Buynevich *et al.*, 2011), inclusive nos estudos de evolução costeira, onde a arquitetura deposicional e a geometria dos depósitos sedimentares passaram a ser visualizados em subsuperfície (Bristow & Jol, 2003; Buynevich *et al.*, 2009).

As seções adquiridas em barreiras progradantes em diversos trabalhos revelam um padrão de inclinação dos refletores no sentido do oceano (*seaward dipping reflectors*), onde a fácies eólica e/ou praias se sobrepõem às fácies marinhas (Figura 6a). Este padrão é evidenciado através da configuração interna, considerada progradante por Mitchum Jr. *et al.* (1977), onde os estratos sobrepõem-se lateralmente, constituindo-se em superfícies inclinadas denominadas de clinofórmulas.

Em barreiras retrogradantes ao redor do mundo as seções adquiridas revelam um padrão de inclinação dos refletores no sentido do continente (*landward dipping*

reflectors), onde as fácies de margens lagunares ou deltas se sobrepõem às fácies lagunares (Figura 6b).

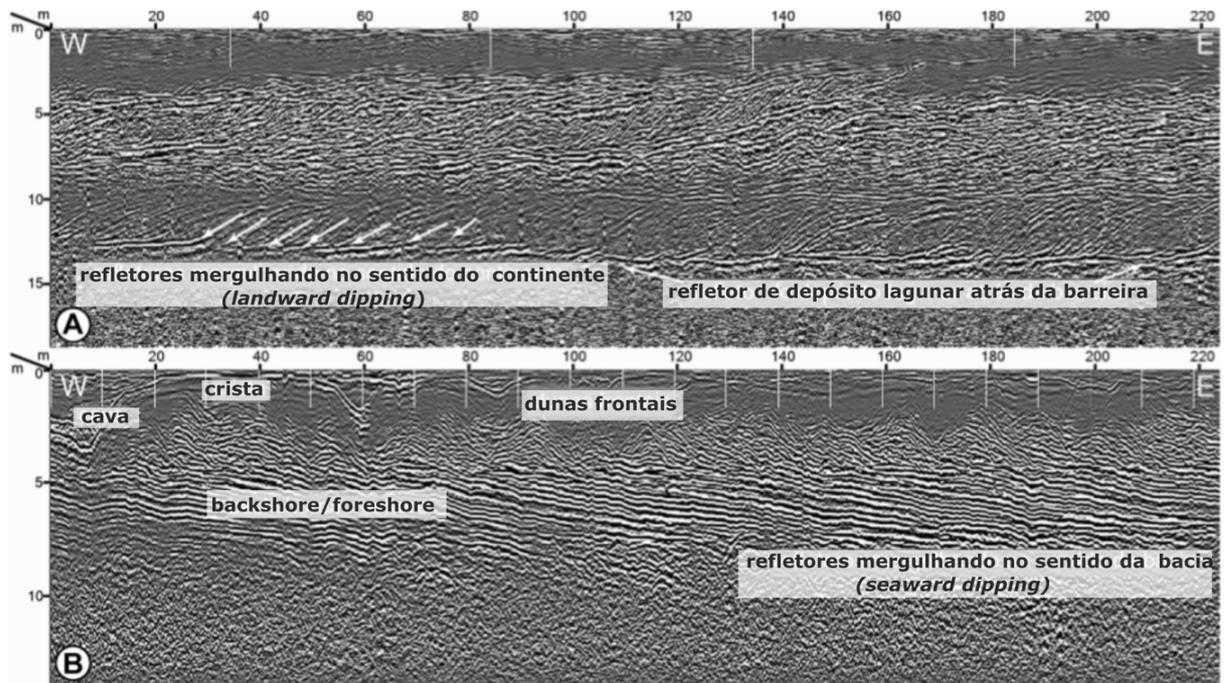


Figure 6: Perfil de GPR ilustrando o padrão de empilhamento e arquitetura deposicional de uma barreira com comportamento transgressivo (a) e regressivo (b) (modificado de Barboza *et al.*, 2011).

A barreira Holocênica da Bacia de Pelotas é uma das barreiras mais extensas do mundo, com cerca de 750 km de extensão e apenas sete discontinuidades associadas a estreitos *inlets* lagunares e desembocaduras de rios (Dillenburg & Barboza, 2014, Bitencourt *et al.*, 2020). Ao longo dessa evolução, setores contemporâneos com diferentes comportamentos estratigráficos se desenvolveram ao longo da Bacia, alternando barreiras progradacional (regressivo) e retrogradacional (transgressivo), agradacional (estacionário), principalmente por causa de um balanço positivo ou negativo de sedimentos em escala séculos a milênios (Dillenburg *et al.*, 2000; Dillenburg & Barboza, 2014). Há uma correlação bastante direta entre a morfologia da linha de costa e o comportamento estratigráfico identificado. As projeções costeiras correspondem aos setores cuja linha de costa é transgressiva e os sistemas deposicionais retrogradam, ou seja, são locais em retração. Já nos embaiamentos é verificado o oposto, a linha de costa é regressiva e os sistemas deposicionais progradam, caracterizando setores em acresção (Dillenburg *et al.*, 2000, 2009; Barboza *et al.*, 2011; Rosa *et al.*, 2011; Barboza & Rosa, 2014).

2. Escalas e Processos Costeiros

Os processos costeiros e as mudanças morfológicas associadas ocorrem em uma ampla gama de escalas espaço-temporais (*i.e.*, Pye & Blout, 2008). Essas escalas variam desde o movimento instantâneo de grãos únicos de sedimentos, em uma escala de tempo da turbulência local, até o movimento sazonal e de longo prazo de grandes corpos de areia. Em um mesmo ambiente, diferentes unidades morfológicas de diversas escalas e ordens de magnitudes são formadas (Kraus *et al.*, 1991). Conceitos e definições de escala variam muito, e refletem os problemas e objetivos dirigidos por pesquisadores em diferentes disciplinas científicas. É a escala que irá indicar a relação da área e do período de abrangência, e também as técnicas e os métodos a serem aplicados pelo pesquisador em busca de seus objetivos pré-determinados. Em alguns níveis, a escala será majoritariamente mais importante; em outros pode até mesmo ser desconsiderada (ver Carter, 1988; Stive *et al.*, 1991; Kraus *et al.*, 1991; Boer, 1992; Pethick & Leggett, 1993; Carter & Woodroffe, 1994; Cowell & Thom, 1994; Komar, 1999).

Em qualquer consideração sobre a morfologia costeira e mudança evolutiva, é importante definir no início os limites do sistema em consideração e identificar os fatores de controle ambiental, restrições no comportamento e componentes dentro do sistema (Whitehouse *et al.*, 2009). Pensando nisso, Bowen & Inman (1966) introduziram o conceito de células litorâneas no balanço de sedimentos, o qual posteriormente foi adaptado por Davies (1974). Na prática, poucas células ou compartimentos costeiros têm limites constantes e normalmente há algum grau de troca de processos ao longo da costa, especialmente em termos de sedimentos (Motyka & Brampton, 1993; Whitehouse *et al.*, 2009).

De acordo com Whitehouse *et al.* (2009), a explicação e a previsão das mudanças e dos processos costeiros requerem uma compreensão do contexto ambiental em que se encontra uma seção específica da costa, as interações entre diferentes tipos de elementos geomorfológicos em diferentes escalas de tempo, e suas amplitudes sobre tais interações. O contexto ambiental inclui a influência de fatores geológicos, fatores climáticos e fatores oceanográficos. Estes, por sua vez, afetam os processos costeiros, os padrões de transporte e deposição de sedimentos e, por fim, a morfologia costeira (Figura 7).

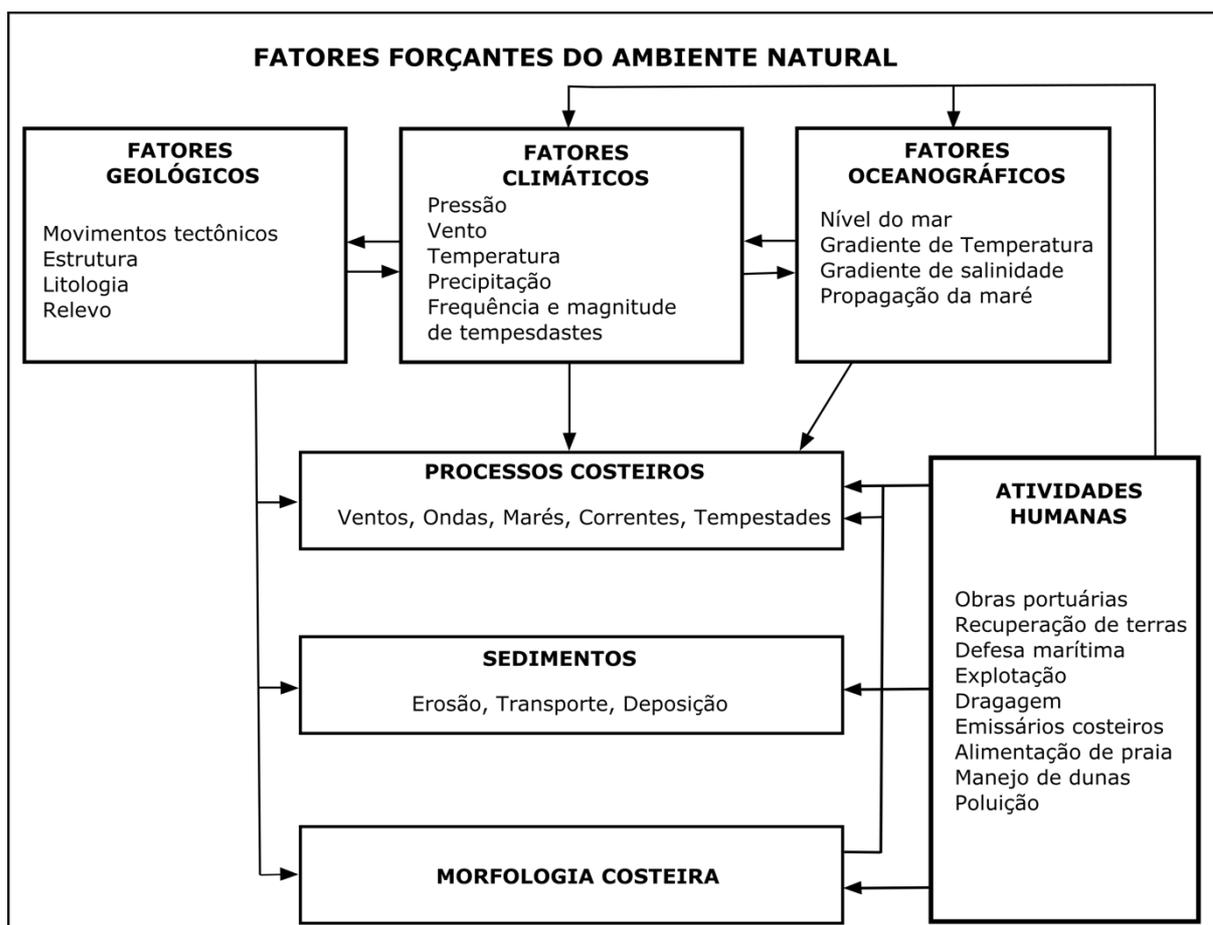


Figura 7: Principais componentes envolvidos na morfodinâmica costeira (Adaptado de Pye & Blout, 2008).

A fim de comparar as escalas espaciais com a componente temporal sob a qual os processos costeiros e a evolução costeira ocorrem, pesquisadores agruparam em classes as escalas de tempo e processos correlacionadas com a evolução costeira. Por exemplo, de uma perspectiva de engenharia costeira, Kraus *et al.* (1991) definiram escalas micro (mm-cm), meso (m-km), macro (1 km – 10 km) e megas espaciais (acima de 10 km) (Figura 8a). Também do ponto de vista da engenharia, Stive *et al.* (1991) reconheceu a Evolução Costeira de Pequena Escala (*small-scale coastal evolution - SSCE*) com uma escala de comprimento de 100 m e escala de tempo variando de tempestades individuais a mudanças sazonais; Mudança Costeira de Média Escala (*medium-scale coastal change - MSCE*), com uma escala de comprimento de um km e escala temporal na ordem de anos; e Evolução Costeira em Larga Escala (*large-scale coastal evolution - LSCE*) com uma escala de comprimento de 10 km e escala de tempo de décadas. Posteriormente, Pethick & Leggett (1993) combinaram e estenderam as escalas MSCE e LSCE para incluir eventos extremos com escalas de tempo de até 250 anos e também distâncias costeiras da ordem de várias dezenas de quilômetros, para incluir os efeitos de eventos de alta magnitude e baixa frequência.

Eles se referiram a essa escala estendida como Evolução Costeira em Escala Integrada (*Integrated Scale Coastal Evolution - ISCE*).

A conceituação mais utilizada em geociências é o esquema conceitual proposto por Cowell & Thom (1994), principalmente de uma perspectiva geomorfológica, onde apresentou quatro combinações de escala temporal e espacial que eles descreveram como escalas "instantâneas", "eventos", "engenharia" e "geológicas" (Figura 8b). Assim, temos as escalas:

- Instantânea: É a menor escala. Ocorrem entre segundos a vários dias e até mesmo semanas. Compreende as mudanças morfológicas provocadas por agentes dinâmicos (ondas, marés etc.) em um único ciclo. Nessa escala ocorrem modificações das feições da face praial e bancos da zona de surfe, por exemplo.

- Eventos: A escala de evento ocorre em uma escala de tempo de dias a anos e escala espacial de aproximadamente 80m a 800m. Ela está relacionada às modificações das feições de bancos da zona de surfe, dunas frontais, canais de maré e face praial superior.

- Engenharia: Também chamada de Escala Histórica, varia entre eventos sazonais (meses) a séculos e a escala espacial atinge expansão de aproximadamente 800m a 10 km. O desenvolvimento de um cordão de duna frontal ou um cordão de praia e a migração de alguma desembocadura são exemplos de episódios enquadrados nesta escala.

- Geológica: É a maior escala. Os eventos acontecem de anos a milênios e em uma escala espacial que varia aproximadamente entre 10 a 100 km. Enquanto as outras três escalas se referem a alterações nas forçantes ambientais costeiras, esta corresponde a mudança geomorfológica como respostas a condicionantes de longo período (i.e., nível do mar e clima). A modificação da morfodinâmica de ambientes como plataforma continental interna, comportamento de barreiras costeiras e preenchimento de um estuário é exemplo dessa classe.

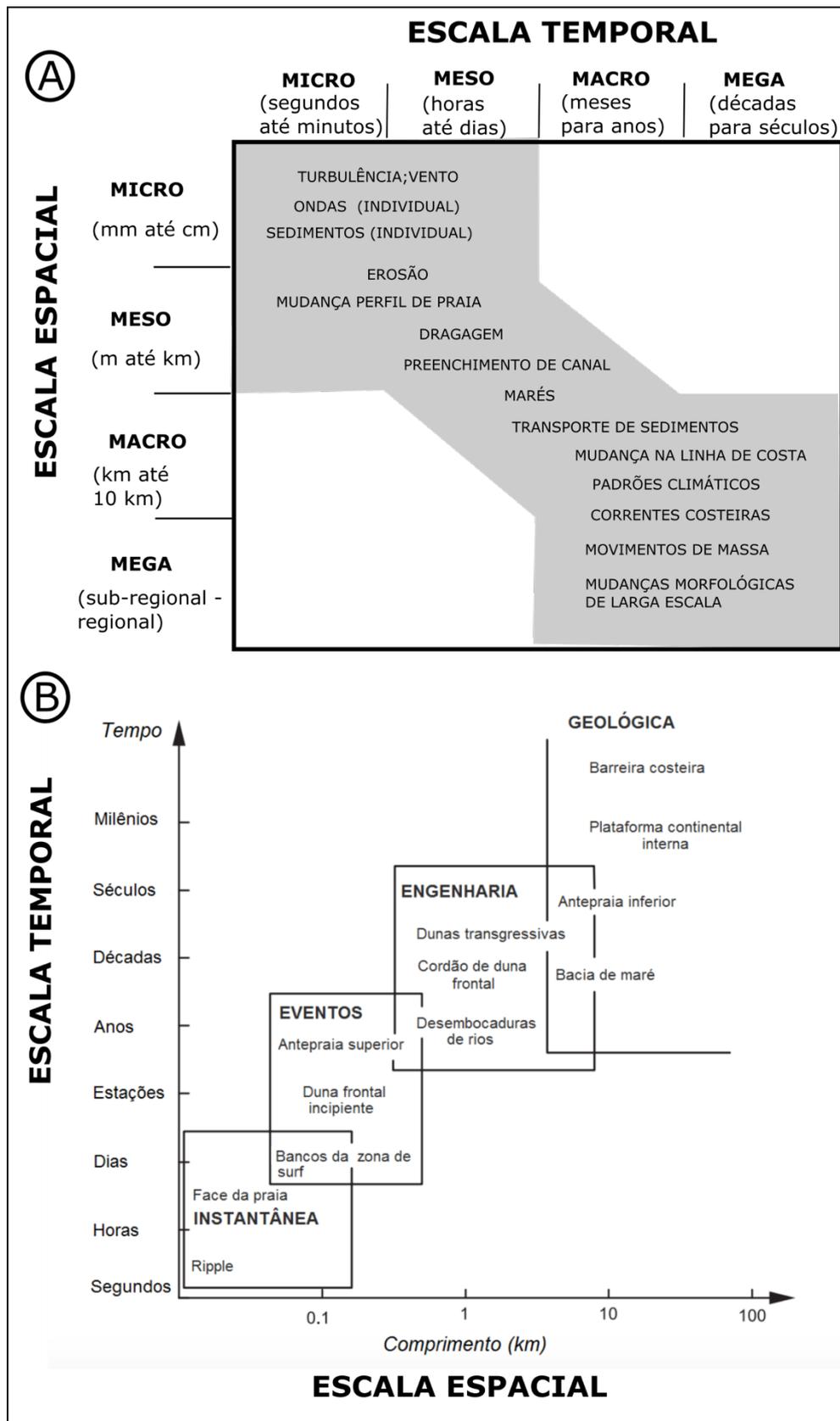


Figure 8: Definições alternativas de escalas espaciais e temporais envolvidas na evolução costeira. Modificado de (a) Kraus *et al.*, (1991) e (b) Cowell & Thom (1994).

É geralmente assumido que pequenas e grandes mudanças em escala espacial são resultado de processos de curto e longo prazo, respectivamente (Stive *et al.*, 1991; Larson & Kraus, 1994). Os processos em escala maior são utilizados para fornecer condições de contorno (Stive *et al.*, 2002), e os processos em menor escala são muitas vezes considerados como tendo uma influência desprezível em escala maior (Stive *et al.*, 1991). Entretanto, é também conhecido que os processos se repetem ao longo do tempo e que esta repetição, independente da escala, é responsável pelos padrões observados em registros geológico e geomorfológicos (Miall, 2012). De acordo com Ferreira (2005) e Coco *et al.* (2014), o potencial para a dinâmica costeira ser afetada por um evento, como por exemplo uma tempestade, depende do equilíbrio entre a frequência do evento e a escala de tempo de recuperação

Ainda em relação a escala, Boer (1992) afirma que quando a escala espacial é mantida constante, o modelo de evolução de um sistema geomorfológico varia com a escala de tempo de interesse. Por outro lado, quando a escala temporal se torna constante, o modelo de evolução varia com a escala espacial de interesse. Com isso, conectar diferentes escalas, tanto temporais como espaciais, se faz necessário para poder compreender as características evolutivas de um certo ambiente (Larsson e Kraus, 1995).

3. Morfologia Costeira e Variabilidade Climática

Os estudos sobre morfologia costeira estão cada vez mais dedicados a entender as conexões existentes entre a morfodinâmica dos ambientes costeiros e as variabilidades climáticas. Como visto anteriormente, as mudanças morfológicas nas zonas costeiras variam em escala de tempo e espaço, e resultam da interação entre os processos dinâmicos (oceanográficos e climatológicos) e a morfologia presente, embasadas por um contexto geológico específico (Cowell *et al.*, 2006; Kinsela *et al.*, 2020). Estes processos dinâmicos incluem ondas, marés, correntes e ventos; todos esses fatores fornecem a energia que molda e modifica a costa, erodindo, transportando e depositando sedimentos no litoral ao longo do tempo (Pye & Bloot, 2008).

Um dos principais desafios das ciências costeiras é trabalhar com diferentes escalas espaciais e temporais (Aagard *et al.*, 2004), e uma das questões recorrentes é como as variabilidades climáticas podem impactar o ambiente costeiro em suas diversas escalas de atuação (Viles & Goudie, 2003). Para compreender a formação e

evolução de determinada feição é necessário indicar a escala de tempo em que estamos interessados (Cowell & Thom, 1994), logo, diferentes índices de oscilações climáticas estão sendo reconhecidos em praticamente todas as escalas de tempo envolvidas na evolução de feições costeiras, especialmente no Quaternário tardio. (Woodroffe, 2007).

Segundo Viles & Goudie (2003), as oscilações climáticas, em suas várias escalas de tempo, podem gerar diferentes impactos na morfologia costeira em diferentes escalas. Embora os impactos do clima na costa sejam frequentemente em escala multi-milenar, principalmente em termos de variação do nível do mar (e.g., Alan & Komar 2006; Troiani *et al.*, 2011; Aagaard & Sørensen, 2012; Kebede *et al.*, 2012), diversos autores também estão associando os modos de variabilidade climática interanual, decadal e multidecadal aos processos costeiros. Por exemplo, a influência do ENOS (El Niño-Oscilação Sul ou simplesmente El Niño) sobre o sistema costeiro é discutido por autores no mundo todo (e.g., Plisnier *et al.*, 2000; Storlazzi *et al.*, 2000; Forman *et al.*, 2001; Allan & Komar, 2002; Dingler & Reis, 2002; Sallenger *et al.*, 2002; Morton & Sallenger, 2003). No Brasil, alguns trabalhos discutiram a influência do El Niño especificamente em relação à morfologia de campos de dunas costeiras (e.g., Dominguez & Bittencourt, 1994; Rodrigues, 1999; Castro, 2001; Castro & Calheiros, 2003; Fernandez & Muehe, 2006; Schossler *et al.*, 2018).

Além do El Niño, que é o modo climático mais estudado e conhecido, outros eventos têm sido abordados como responsáveis por mudanças morfológicas no sul do Brasil. Sawakuchi *et al.* (2008) e Dillenburg *et al.* (2017), afirmam que a Pequena Idade do Gelo (*Little Ice Age – LIA*) pode estar associada com as mudanças morfológicas das dunas das regiões sul e sudeste do Brasil.

A LIA é bem comprovada em grande parte da Europa e em algumas regiões do Hemisfério Norte. Muitos pesquisadores vincularam temporalmente os movimentos transgressivos das dunas na Europa às condições climáticas associadas a LIA (Clarke & Rendell, 2009; Dawson *et al.*, 2004, Lamb & Frydendahl, 1991). A constatação da LIA em alguns registros proxy-climáticos do Hemisfério Sul é menos clara, inicialmente levando a sugestões de que talvez não fosse um fenômeno global (Chambers, 2014). Entretanto, nos últimos anos, muitos trabalhos indicaram a predominância de condições áridas e frias durante o período da LIA no sul da América do Sul (e.g., Villalba, 1994; Tonni *et al.*, 1999; Piovano *et al.*, 2002; Ariztegui *et al.*, 2007 Iriondo & Krohling, 2007; Chambers *et al.*, 2014; Guerra *et al.*, 2016).

Estudos recentes confirmaram a existência de modos de variabilidade de baixa frequência, os quais apresentam escala decadal a multidecadal (e.g., Folland *et al.* 1990; Latif & Bernet, 1994, 1996; Zang *et al.*, 1997; Mantua *et al.*, 1997; Minobe, 1997; Enfield & Mestas-Nunēz, 1999). Esses modos de variabilidade ocorrem nos oceanos Pacífico e Atlântico, forçando importantes teleconexões climáticas. Das principais configurações de teleconexões que afetam a variabilidade climática global com influência na América do Sul e no sul do Brasil, está a Oscilação Decadal do Pacífico – ODP (Cavalcanti & Ambrizzi, 2009; Grimm, 2009).

Desde o início dos anos 90, estudos têm considerado a ODP como um importante modo de variabilidade de baixa e baixíssima frequência em escala multidecadal (Cavalcanti & Oliveira, 1996; Cavalcanti & Ambrizzi, 2009; Kayano & Andreoli, 2006; 2009; Grimm, 2009). É um fenômeno de escala global com características que se assemelham ao ENOS, pois se trata da variação da temperatura da superfície do mar (TSM) no Pacífico, porém com uma escala de variabilidade de mais baixa frequência, alternando fases quentes e frias entre 20 e 30 anos (Mantua *et al.*, 1997). Durante a fase fria, as anomalias da TSM do Pacífico tropical são negativas e as do Pacífico extratropical norte e sul são positivas, enquanto na fase quente o padrão é o oposto, anomalias positivas de TSM no Pacífico tropical e negativas no Pacífico extratropical.

A intensidade da ODP é calculada com base em um índice definido por Mantua *et al.* (1997), o IODP. Este índice é derivado da primeira componente principal das anomalias da TSM no Pacífico Norte, entre as latitudes 20°N e 90°N (Polo). A variabilidade do IODP apresenta variações bem marcadas, na qual é possível destacar a ocorrência de fases frias, ou ODP Negativa e fases quentes, ODP Positiva. Quando o IODP é positivo, prevalecem águas superficiais mais quentes que o normal no Pacífico tropical e leste, e águas mais frias que o normal no Pacífico norte, enquanto o IODP negativo apresenta configuração inversa. Mantua & Hare (2002) identificaram durante o século 20 a ocorrência de uma fase fria (1947–1976) que separou duas fases quentes (1925–1946 e 1977–1998) (Figura 9). De acordo com os autores, o século XX experimentou três dos quatro episódios climáticos em escala decadal mais significativos dos últimos 330 anos.

Oscilação Decadal do Pacífico

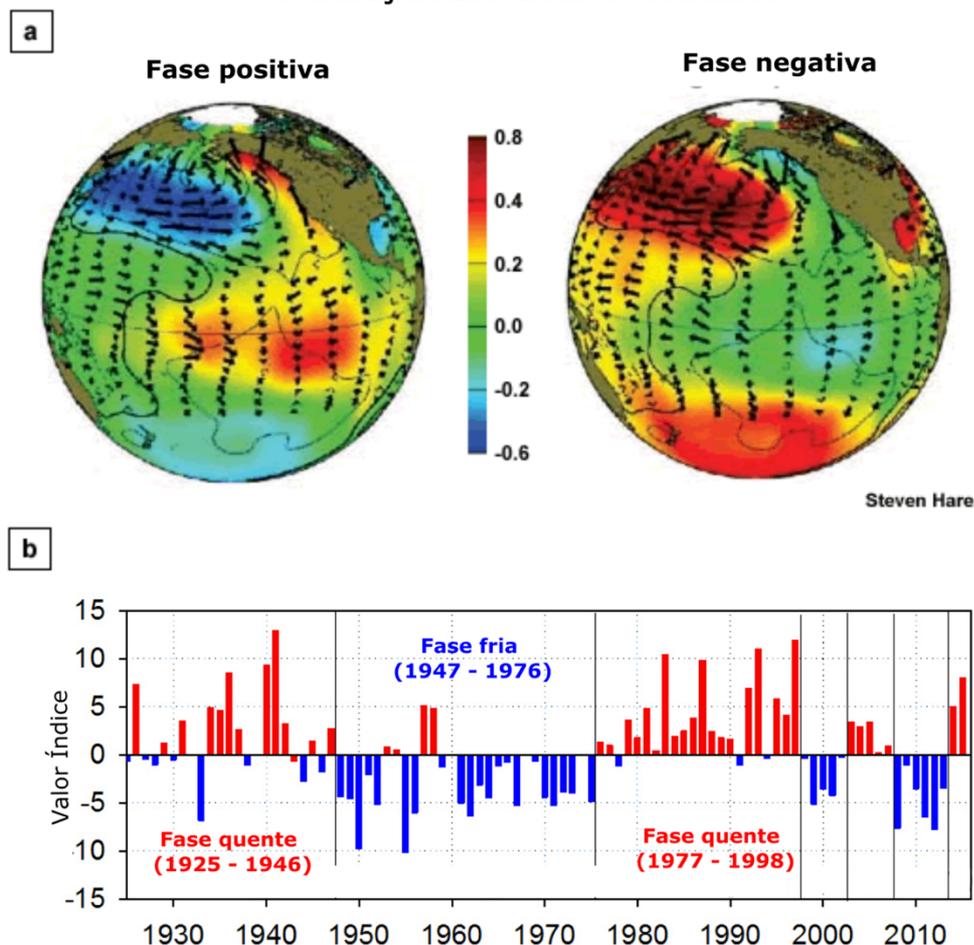


Figure 9: (a) TSM (cores), pressão ao nível do mar (contornos) e anomalia de vento de superfície (setas) durante as fases positiva (fria) e negativa (quente) da ODP. (b) Índice ODP mensal entre 1925 a 2016 (Adaptado de Mantua *et al.*, 1997 e <http://research.jisao.washington.edu/pdo/>).

De acordo com Mantua & Hare (2002), diversos estudos buscaram compreender o comportamento de longo prazo da ODP através de paleoindicadores ambientais (proxies) de mudanças climáticas. Essas reconstruções paleoclimáticas forneceram um entendimento estendido, embora às vezes contraditório, do comportamento da ODP entre 1600 e final do século XX (Minobe, 1997; Evans *et al.*, 2000; Linsley *et al.*, 2000; Biondi *et al.*, 2001; Gedalof & Smith, 2001).

Minobe (1997) usou reconstruções de temperatura baseadas em anéis de árvore (dendrocronologia) para projetar as temperaturas do ar na América do Norte por volta de 1600. O padrão principal apresentava periodicidade de pico de 50-70; Biondi *et al.* (2001) usaram informações das larguras de anéis de árvores do sul da Califórnia e do México para criar uma série temporal até 1661; Gedalof & Smith (2001) identificaram 11 mudanças de regime no registro PDO desde 1650, com a mais recente ocorrendo em 1976/77. Com a duração média de um regime de 23 anos, eles sugerem que outra mudança ocorrerá por volta do final do século.

Os resultados das reconstruções do índice ODP além da América do Norte também foram publicados. Evans *et al.* (2000) examinaram 15 cronologias de anéis de árvores da latitude média da América do Norte e do Sul e descobriram que a coerência do século XX nesses registros era muito parecida com a do índice ODP. Linsley *et al.* (2000) examinaram a variabilidade de Sr/Ca em um coral de Rarotonga (Pacífico Sul) e encontraram um forte sinal afirmando que a ODP abrange o período de 1726 a 1997. Esses dois últimos registros proxies são de especial interesse, pois comprovam uma conexão da ODP com o clima tropical e do hemisfério sul (Evans *et al.*, 2001).

Outros trabalhos discutiram a relação entre a ODP e as mudanças nas temperaturas e do regime de chuvas na América do Sul e no sul do Brasil. Kayano & Andreoli (2006) mostraram que a precipitação na América do Sul entre os meses de novembro a abril é afetada pela ODP e pelo ENOS, e que o sinal do ENOS sobre a precipitação é fortalecido quando está na mesma fase que a ODP e enfraquecido quando estão em fases opostas.

Para região sul, Streck *et al.*, (2009), Rebello (2009), Cera *et al.* (2009), Sperling *et al.* (2009), Omena (2010) e Caballero *et al.*, (2018) estudaram a influência da ODP no Rio Grande do Sul. Streck *et al.*, (2009), afirmou que há uma associação entre a variabilidade interdecadal das temperaturas mínima e máxima diárias do ar em Santa Maria/RS, com a ODP. De acordo com os autores, na fase fria da ODP de 1947-1976, houve o decréscimo nas temperaturas mínimas e máximas, enquanto nas duas fases quentes, de 1925-1946 e 1977-1998, houve aumento na temperatura mínima no primeiro período e na temperatura máxima no segundo período. Omena (2010) também observou que as fases da ODP influenciam nas temperaturas máximas e mínimas em diferentes regiões do RS.

Rebello (2009) verificou uma boa correlação entre o IODP e as anomalias de precipitação no estado, pois alguns anos de déficits agrícolas foram associados à influência da ODP positiva. Cera *et al.* (2009) identificou correlações significativas com o IODP e as chuvas no nordeste do RS durante as estações de outono, primavera e inverno.

Sperling *et al.* (2009) concluiu que a última fase fria completa da ODP mostrou relação com a anomalia negativa de precipitação no verão no RS, apresentando maiores evidências na região sul do estado. Já a última fase quente mostrou relação com aumento nas precipitações de verão, especialmente a região de fronteira com o Uruguai.

Caballero *et al.* (2018) estudaram a influência da ODP na precipitação pluviométrica em Pelotas/RS, e os resultados obtidos indicaram uma relação significativa entre o IODP e a variabilidade da precipitação no município. Segundo os autores, na fase fria houve precipitação abaixo da média e, na fase quente, acima. Em alguns momentos constatou-se que a precipitação não acompanhou a tendência do índice, o que foi relacionado com a forte influência que o fenômeno ENOS tem sobre o sul do país.

Em Santa Catarina, Alves *et al.* (2014) analisou o período invernal entre os anos de 1984 a 2013 no município de São Joaquim e constatou-se que existe uma correlação entre a ocorrência de ondas de frio e a fase fria da ODP. Spinelli e Alves (2014) apresentaram relação entre a fase fria da ODP com ocorrência de geadas extremas em Santa Catarina. Os mesmos afirmam ainda, que o maior registro de geada ocorreu em 1999 e 2000, durante o fenômeno de La Niña e fase fria da ODP.

Inicialmente, Zhang *et al.* (1997) discutiram se a ODP é um modo independente de variabilidade climática ou se tem associação com o ENOS. Posteriormente, estudos de Gershunov & Barnett (1998) e Mantua *et al.*, (1997), afirmaram que ODP e o ENOS podem determinar implicações combinadas na distribuição anômala de precipitação em algumas regiões, atuando de maneira “construtiva”, com anomalias fortes e bem definidas quando elas estão na mesma fase e “destrutiva”, com anomalias fracas e pouco definidas quando elas estão em fases opostas. Autores como Molion (2005; 2008), Andreoli & Kayano (2006) e Capistrano (2012), publicaram estudos buscando correlacionar as fases da ODP com a ocorrência do ENOS no Brasil.

4. Zona Costeira: Gestão e Ordenamento Territorial

As zonas costeiras são onde terra, mar e ar se encontram e interagem de maneira complexa. Essas regiões podem ser mais bem compreendidas como uma interface onde misturas e ajustes ocorrem. Desta forma, tem-se a definição de Rodriguez & Windevoxhel (1998), numa das conceituações mais aceitas, em que Zona Costeira“ é o espaço delimitado pela interface entre o oceano e a terra, ou seja, a faixa terrestre que recebe influência marítima e a faixa marítima que recebe influência terrestre”. A delimitação dessas zonas ao redor do mundo tem diferenças de acordo com a lei de cada país, podendo variar na ordem de metros até quilômetros de distância da linha de costa, na direção do oceano e do continente. No Brasil, os

limites da zona costeira foram definidos em 1988 no Plano Nacional de Gerenciamento Costeiro (PNGC) em 12 milhas náuticas a partir da linha de costa (limite marítimo) e o limite administrativo dos municípios costeiros e dos municípios não costeiros que sofrem influência direta dos fenômenos ocorrentes na zona costeira (limite continental).

Que as zonas costeiras são regiões de grande estresse socioambiental é um fato amplamente abordado na literatura; nenhum ambiente terrestre é tão dinâmico quanto os costeiros. Essa natureza os tornam ainda mais suscetíveis as mudanças provocadas pela ocupação e atividade humana, tornando-a uma zona de relevante interesse técnico-científico.

A preocupação e os esforços brasileiros para combater os impactos ambientais costeiros tiveram início na década de 1960, com a primeira versão do Código Florestal Brasileiro (BRASIL, 1965). Durante a década de 70 houve uma maior preocupação e comoção mundial em torno das questões ambientais, não apenas de um ponto de vista ecológico, mas também atrelado ao debate sobre o desenvolvimento econômico da época, o qual ocorria (e ainda ocorre) de forma notoriamente assimétrica (Jacobi, 1999; Passos, 2009).

A Conferência das Nações Unidas sobre o Meio Ambiente Humano realizada no ano de 1972 em Estocolmo foi o estopim para a criação do Programa de Meio Ambiente das Nações Unidas (UNEP); estava estabelecido um marco importante para a disseminação de diversas outras iniciativas de mesmo caráter, mas com especificidades territoriais e de propósitos (Nicolodi e Gruber, 2020).

No Brasil, todo esse movimento também trouxe reflexos para o desenvolvimento de uma gestão costeira. Desde 1988, através da promulgação da Lei Nacional de Gerenciamento Costeiro (Brasil, 1988) o Brasil possui um programa de gestão costeira estruturado. A norma estabelece, com base na Política Nacional de Meio Ambiente (PNMA) e na Política Nacional de Recursos do Mar (PNRM) (Marroni & Asmus, 2005), o Plano Nacional de Gerenciamento Costeiro (PNGC) (CIRM, 1997). Antes disso, já havia sido criada em 1974 a Comissão Interministerial para os Recursos do Mar – CIRM com objetivo de capitanear discussões acerca da temática; em 1980 a Política Nacional para os Recursos do Mar – PNRM (atualizado em 2005); e em 1983 foi criado, no âmbito da CIRM, uma subcomissão específica para tratar de gerenciamento costeiro e que pode ser considerada como o embrião do que viria a ser o Grupo de Integração do Gerenciamento Costeiro (GI-GERCO), instituído em 1996 (Nicolodi & Gruber, 2020). O Plano Nacional de Gerenciamento

Costeiro, atualmente em sua segunda versão (PNGC II), é o principal norteador para a Gestão Costeira no Brasil, sendo o Ministério do Meio Ambiente (MMA) o órgão competente para colocá-lo em prática, com apoio de várias instituições (Andrade & Scherer, 2014).

No Estado de Santa Catarina, a zona costeira é composta por 38 municípios costeiros, agrupados em cinco setores litorâneos, estabelecidos no Art. 3º do Decreto Estadual nº 5.010/06:

I - Setor 1 - Litoral Norte: Araquari, Balneário Barra do Sul, Garuva, Itapoá, Joinville, São Francisco do Sul e Barra Velha;

II - Setor 2 - Litoral Centro-Norte: Balneário Camboriú, Bombinhas, Camboriú, Itajaí, Itapema, Na-vegantes, Piçarras, Penha e Porto Belo;

III - Setor 3 - Litoral Central: Biguaçu, Florianópolis, Governador Celso Ramos, Palhoça, São José e Tijucas;

IV - Setor 4 - Litoral Centro-Sul: Garopaba, Imaruí, Imbituba, Jaguaruna, Laguna, Pescaria Brava e Paulo Lopes;

V - Setor V - Litoral Sul: Araranguá, Balneário Arroio do Silva, Balneário Gaivota, Balneário Rincão, Içara, Passo de Torres, Santa Rosa do Sul, São João do Sul e Sombrio.

O Plano Estadual de Gerenciamento Costeiro do Estado (GERCO/SC) foi legalmente instituído pela Lei Estadual nº 13.553/05, regulamentada pelo Decreto Estadual nº 5.010/06. Santa Catarina seguiu os passos da Lei Nacional do Gerenciamento Costeiro (Lei 7.661/88), a qual é regulamentada pelo Decreto Federal 5.300/04 que estabelece normas para o uso e ocupação da zona costeira. Tanto o Plano Nacional, quanto o Estadual têm como uma das finalidades principais estabelecer estratégias para ordenar as formas de uso e ocupação do litoral. Na zona costeira de Santa Catarina residem cerca de 2,5 milhões de pessoas, o que corresponde a 40% da população do Estado (IBGE, 2012).

Além da lei específica de gerenciamento costeiro, o Estado de Santa Catarina possui instrumentos legais de âmbito federal e estadual, os quais visam à conservação dos recursos naturais, culturais, históricos da zona costeira. Existem leis e normativas setoriais aplicadas a unidades de conservação marinho-costeiras, uso

do solo, turismo, pesca, entre outros, sendo elencadas cerca de 400 normas incidentes do litoral catarinense (Andrade & Scherer, 2014).

4.1 Instrumentos de Gestão

No âmbito do ordenamento territorial três instrumentos importantes figuram no GERCO/SC: Zoneamento Ecológico Econômico Costeiro (ZEEC), Plano de Gestão da Zona Costeira (PGZC), e Projeto de Gestão Integrada da Orla Marítima (Projeto Orla).

O Zoneamento Ecológico Econômico Costeiro (ZEEC) é o instrumento básico de planejamento que estabelece, após discussão pública de suas recomendações técnicas, inclusive a nível municipal, diretrizes de uso e ocupação do solo e do mar e de manejo dos recursos naturais em zonas específicas, definidas a partir das análises de suas características ecológicas e socioeconômicas (SPG, 2010).

O Plano de Gestão da Zona Costeira (PGZC) é um dos instrumentos de planejamento definidos pelo GERCO/SC. De acordo com o Decreto Estadual 5.010/06 deve ser desenvolvido com a participação da sociedade e dos órgãos governamentais, tendo como base, mas não se restringindo, às diretrizes do Zoneamento Ecológico-Econômico Costeiro. Um PGZC compreende a formulação de um conjunto de ações estratégicas e programáticas, articuladas e localizadas, elaboradas com a participação da sociedade, que visam orientar a execução do Gerenciamento Costeiro. Esse plano poderá ser aplicado nos diferentes níveis de governo e em variadas escalas de atuação (SPG, 2010).

O Projeto Orla é também um instrumento de execução do Plano Estadual de Gerenciamento Costeiro e tem como objetivo a “gestão adequada da Orla Marítima a fim de disciplinar, de maneira integrada e participativa, o uso e ocupação do território na tentativa de melhorar a qualidade de vida de populações locais e de preservar e conservar os ecossistemas costeiros” (MMA, 2006). Serve como guia aos gestores costeiros para, juntamente com a sociedade civil, realizar um planejamento e ordenamento litorâneo de forma descentralizada.

Além desses principais supracitados, ainda temos outros instrumentos de gestão: i) O Grupo de Integração do Gerenciamento Costeiro (GI-GERCO), coordenado pelo Ministério do Meio Ambiente (MMA), com o objetivo de promover a articulação das Ações Federais na Zona Costeira; ii) O Sistema de Monitoramento Ambiental da Zona Costeira (SMA-ZC) que consiste nas metodologias de coleta de

dados e informações de forma contínua para acompanhamento dos indicadores de qualidade da zona costeira; iv) O Plano Estadual de Gerenciamento Costeiro (PEGC) que inclui a definição das responsabilidades e procedimentos institucionais para a execução da Política Estadual de Gerenciamento Costeiro; v) O Sistema de Informações do Gerenciamento Costeiro (SIGERCO) que compreende todo o banco de dados que serve de subsídios para tomada de decisões das esferas estaduais e municipais; e a nível municipal o (vi) Plano Municipal de Gerenciamento Costeiro (PMGC) que visa a integração com os planos de uso e ocupação territorial do município.

Segundo Vianna *et al.* (2012), os Planos (nacional, estaduais e municipais) são instrumentos gerenciais. Já os outros instrumentos se enquadram, segundo os autores, em operacionais (PGZC, ZEEC, SMA, Projeto Orla).

4.2 Normativas ambientais pertinentes

Importantes ecossistemas costeiros estão presentes no sul de Santa Catarina. Destacam-se dunas, restingas, banhados, lagoas e praias. A seguir serão apresentadas as normativas pertinentes a esses ambientes. Ao longo do trabalho estas normativas serão importantes para um melhor entendimento das restrições ao uso e ocupação da área de estudo.

- **Decreto-Lei nº 9.760, de 5 de setembro de 1946:** Dispõe sobre os bens imóveis da União e dá outras providências;
- **Resolução nº 261, de 30 de junho de 1999:** Aprova parâmetro básico para análise dos estágios sucessivos de vegetação de restinga para o Estado de Santa Catarina;
- **Decreto s/ nº, de 14 de setembro de 2000:** Cria a Área de Proteção Ambiental da Baleia Franca;
- **Resolução nº 303, de 20 de março de 2002:** Dispõe sobre parâmetros, definições e limites de Áreas de Preservação Permanente;
- **Lei nº 12.651, de 25 de maio de 2012:** Dispõe sobre a proteção da vegetação nativa e dá outras providências.

CAPÍTULO 3

Artigo Científico "**Caracterização geológica, geomorfológica e evolutiva da barreira holocênica da foz do rio Urussanga, litoral sul de Santa Catarina, Brasil**", submetido a **Revista Brasileira de Geomorfologia**.

Caracterização geológica, geomorfológica e evolutiva da barreira holocênica da foz do rio Urussanga, litoral sul de Santa Catarina, Brasil

Geological, geomorphological and evolutionary characterization of the holocene barrier of the Urussanga River mouth, south coast of Santa Catarina, Brazil

Renato Amabile Leal, Eduardo Guimarães Barboza, Sérgio Rebello Dillenburg, Volney Junior Borges de Bitencourt, André Oliveira Sawakuchi

RESUMO

Compreender os processos evolutivos que ocorreram para a conformação atual do ambiente costeiro é de suma importância para estudos relacionados ao planejamento e gestão do litoral. Este artigo apresenta a evolução geológica e morfológica da barreira holocênica da foz do rio Urussanga durante o Holoceno médio e tardio. O estudo foi realizado com base na interpretação de fotografias aéreas e na análise de dados geofísicos e geocronológicos. Um foco especial é dado a influência fluvial sobre os depósitos de subsuperfície que contribuíram na conformação da barreira. Os resultados demonstraram que o comportamento evolutivo da barreira costeira na área de estudo é progradacional. Em escala mais recente, mudanças na morfológicas evidenciam uma tendência histórica de estabilização dos campos de dunas. Quatro fases de lençóis de areias transgressivos (transgressive sand sheets - TSS) foram identificadas, e os limites entre eles foram bem marcados por cristas de precipitação (precipitation ridges). As idades de luminescência opticamente estimuladas mostram que os TSS mais jovens foram formadas muito recentemente, com algumas dezenas de anos de diferença. Essa escala de tempo associa o desenvolvimento dessas fases a eventos climáticos de escala interdecadal no último século.

Palavras-chave: Barreira holocênica; Georradar (GPR); Evolução costeira; SIG

ABSTRACT

Understanding the evolutionary processes that have occurred for the current conformation of the coastal environment is very important for studies related to coastal planning and management. This article presents the geological and morphological evolution of the Holocene barrier at the the Urussanga river mouth during the middle and late Holocene. The study was carried out based on the interpretation of aerial photographs, on the analysis of geophysical and geochronological data. A special focus is given to the fluvial influence on the subsurface deposits that contributed to the formation of the barrier. The results showed that the evolutionary behavior of the coastal barrier in the study area is progradational. On a more recent scale, changes in morphology show a historical trend towards stabilization of dune fields. Four stages of transgressive sand sheets (TSS) were identified, and the boundaries between them were well marked by precipitation ridges. The optically stimulated ages of luminescence show that the younger TSS were formed very recently, with a few tens of years of difference. This time scale associates the development of these phases with climatic events of an interdecadal scale in the last century.

Keywords: Holocene barrier ; Ground Penetrating Radar (GPR) ; Coastal evolution; GIS

1. Introdução

As zonas costeiras são ambientes complexos que se comportam de diferentes maneiras na dependência da escala de tempo e de espaço. A formação e a evolução desses ambientes é o resultado de processos morfodinâmicos que acontecem como resposta às interações oceano-atmosfera, com uma forte atuação de condicionantes geológicas e sedimentares (Cowell *et al.*, 2006).

Grande parte dos sistemas costeiros modernos foram formados após o final do Último Máximo Glacial há cerca de 20 ka AP e migraram como resultado do aumento do nível do mar (Roy *et al.*, 1994). A porção emersa da barreira costeira holocênica da Bacia de Pelotas, sul do Brasil, desenvolveu-se nos últimos 5-6 ka AP como consequência da Transgressão Marinha Pós-Glacial - PMT (Dillenburg *et al.*, 2009, 2011, 2017; Barboza *et al.*, 2011; Rosa *et al.*, 2017), período em que o nível do mar atingiu aproximadamente 2-3 m acima do seu nível atual, e posteriormente seguido por uma lenta queda (Barboza e Tomazelli, 2003; Angulo *et al.*, 2006; Dillenburg *et al.*, 2017). Apesar do declínio do nível do mar ao longo da Bacia, outras condicionantes foram importantes para comportamento evolutivo das barreiras. Um extenso sistema de barreiras costeiras cronocorrelatas evoluíram de forma assíncrona durante o Holoceno médio e tardio ao longo da Bacia de Pelotas, resultando em barreiras com comportamento progradacional, retrogradacional e agradacional (Dillenburg *et al.*, 2009; Dillenburg e Barboza, 2014; Rosa *et al.*, 2017; Barboza *et al.*, 2018; Bitencourt *et al.*, 2020).

Além da variação no empilhamento estratigráfico, as diferentes relações entre as condicionantes alogênicas e autogênicas em diferentes escalas temporais e espaciais também influenciam na variabilidade morfológica de uma barreira (Roy *et al.*, 1994; Hesp e Short, 1999). O presente estudo tem como objetivo caracterizar, com base em dados de superfície e de subsuperfície, a evolução geológica e geomorfológica da barreira costeira holocênica na região da foz do rio Urussanga, situado no litoral sul de Santa Catarina. Tal trecho ainda é pouco conhecido em contraste com outros setores da barreira holocênica da Bacia de Pelotas.

1.1 Área de Estudo

A área de estudo está localizada no sul de Santa Catarina, entre os municípios de Jaguaruna e Balneário Rincão, porção setentrional da parte emersa da Bacia de

Pelotas (Figura 10). Este setor de Tramandaí – Cabo de Santa Marta é caracterizado por um suave embaçamento costeiro de larga-escala (Dillenburg e Barboza, 2014).

A porção emersa da Bacia de Pelotas é formada por uma extensa planície costeira delimitadas em seus extremos pelos afloramentos do Cabo de Santa Marta/Santa Catarina ao norte, e La Coronilla/Uruguai ao sul (Dillenburg e Barboza, 2014). As planícies costeiras são ambientes costeiros de baixo gradiente e sua formação está associada às variações glacio-eustáticas do nível do mar durante o Quaternário, que resultaram na justaposição de depósitos sedimentares de quatro sistemas deposicionais laguna/barreira (I, II e III – Pleistocênicos e IV - Holocênico) por Villwock *et al.* (1986). Cada sistema deposicional laguna/barreira corresponde a uma sequência deposicional de alta frequência (Rosa *et al.*, 2011, 2017). Dillenburg *et al.* (2020) apresentou um sistema intermediário de menor escala (Barreira IIIa), correlacionado com o Isótopo Marinho Interstadial Estágio 3.

A porção setentrional da Bacia de Pelotas marca a mudança de orientação da linha de costa no sul do Brasil e tem orientação predominante NE-SW exposta a todas as direções de ondas e ventos. As características das ondas refletem o regime de vento sobre o Atlântico Sul. Portanto, durante as estações primavera e verão, a direção predominante das ondas é do quadrante leste. Já nos meses de outono e inverno a passagem dos sistemas frontais produz ventos e ondas do quadrante sul. A altura significativa das ondas é de 1,15 m (de leste), e 2 m (de sul), com períodos na faixa de 08 e 12 segundos, respectivamente (ARAÚJO *et al.*, 2003).

Klein *et al.*, (2016) definiram as praias da porção setentrional como um sistema praias totalmente dissipativo composto por areia fina, praias largas e com gradiente baixo (inclinação média = 1,8°), baixo grau de embaçamento (0,9°) e orientação SE (152°).

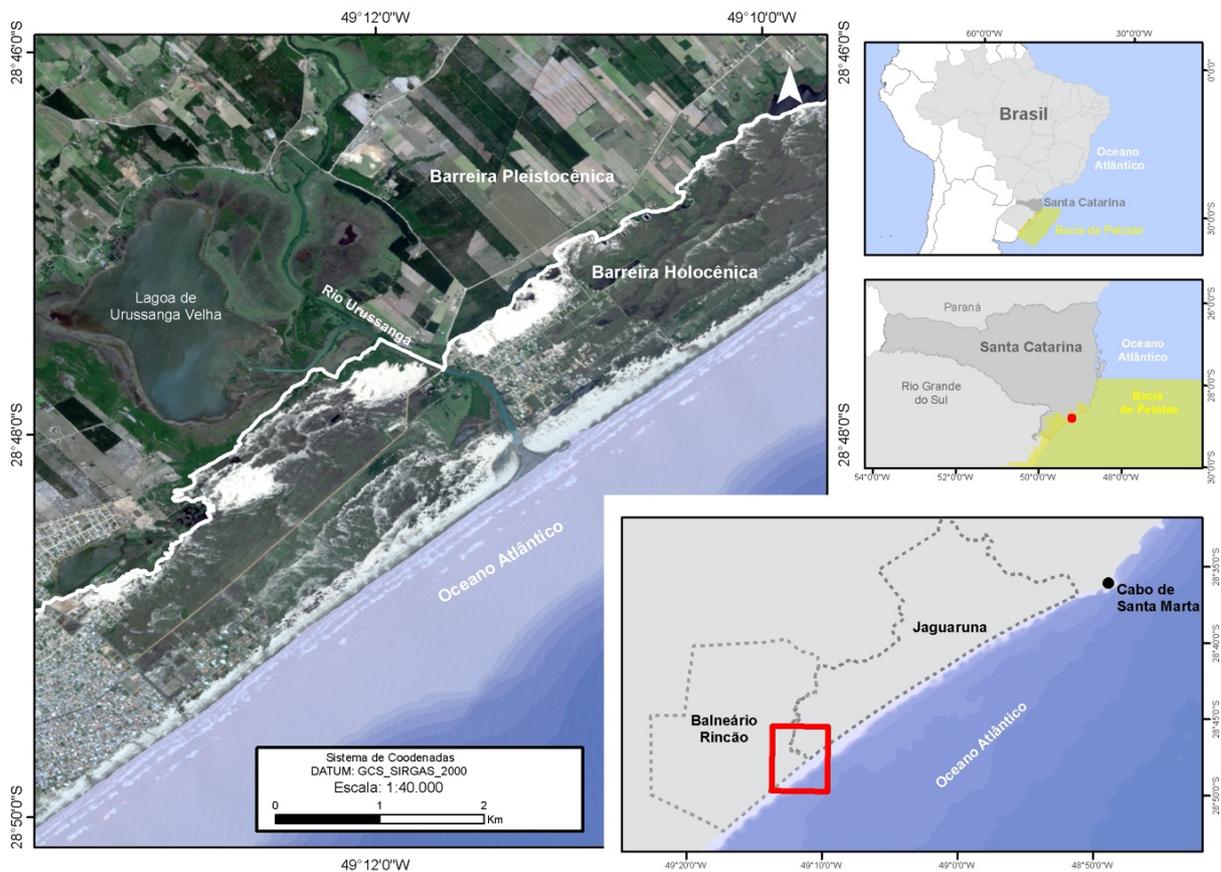


Figura 10: Localização da barreira holocênica da foz do rio Urussanga, entre os municípios de Balneário Rincão e Jaguaruna, ao sul do Cabo de Santa Marta em Santa Catarina (Fonte dos dados: Base cartográfica contínua do Brasil, ao milionésimo – BCIM versão 4 – 2014, em SIRGAS2000, sistema de coordenadas geográficas e dados oriundos de órgãos setoriais federais, estaduais e municipais. Fonte imagem: © Google Earth).

A costa de Santa Catarina tem regime de micro-maré com características semi-diurna, variando de 1,05 m na região setentrional e 0,46 m na meridional (Klein *et al.*, 2016). A deriva litorânea na Bacia de Pelotas é controlada pelas ondas do quadrante sul, que apesar de menos frequentes são mais intensas. Entretanto, é relevante salientar que Siegle e Asp (2007) concluíram que a deriva no litoral entre a desembocadura do rio Araranguá e o cabo de Santa Marta, num período anual, possui um caráter bidirecional, e apresenta uma clara diminuição no potencial de transporte.

O clima na região é do tipo Cfa, na classificação de Koeppen (1936), subtropical úmido, clima oceânico sem a presença de estação de seca e com verões quentes (Alvares *et al.*, 2014). No verão são as massas de ar tropicais que refletem em temperaturas médias mais elevadas nos meses entre dezembro a março. No inverno ocorre a atuação mais intensa da massa de ar polar que ocasiona a diminuição das temperaturas médias mensais. Durante o outono, as massas de ar tropical e polar atuam juntas, com predominância da massa polar. Já na primavera, há predominância da atuação das massas tropicais em relação à polar (Monteiro, 2007).

Eventos climáticos e as interações oceano-atmosfera em grande escala também influenciam o sul do Brasil, alterando os padrões de chuvas, ventos, ondas e correntes (Grimm *et al.*, 1998; Schossler *et al.*, 2018). Em anos com ocorrência de El Niño a região sul sofre com aumentos da precipitação durante a primavera, com um pronunciado pico no mês de novembro, enquanto em períodos de La Niña ocorrem secas de maneira mais intensa e regular (Schneider e Gies, 2004).

2. Materiais e Métodos

O estudo foi fundamentado principalmente na caracterização geológica, geomorfológica e geocronológica da barreira holocênica, através de levantamento de informações em superfície e em subsuperfície.

2.1 Análises em SIG

Dados de superfície foram obtidos a partir de análises de fotografias aéreas de 1938 (1:30.000), 1957 (1:30.000), 1978 (1:25.000) e 2012 (ortofoto, 1:10.000) cedidas pela Secretaria de Desenvolvimento Econômico Sustentável do Governo do Estado de Santa Catarina (SDS-SC). As imagens foram processadas e analisadas em ambiente de Sistema de Informações Geográficas (SIG) através de técnicas de geoprocessamento por meio do software ArcMap 10.5.

2.2 Georradar

Para caracterização em subsuperfície foram realizados perfis geofísicos com o uso de GPR ao longo da área, otimizando a busca ao comportamento transgressivo ou regressivo da barreira costeira. Os equipamentos utilizados na aquisição dos dados foram os sistema Cobra Plug-In da Radarteam Sweden (AB) com uma antena monostática aérea SUBECHO SE-70 com frequência central de 80 MHz, e o modelo SIR-3000 com uma antena de contato com frequência central de 200 MHz. Os dados geofísicos foram adquiridos em perfis transversais à linha de costa (Figura 11), utilizando o método Common Offset, conforme sugerido por Barboza *et al.* (2014a). Essa configuração permitiu uma janela de aquisição com tempo de viagem bidirecional (TWTT) de 900 ns, atingindo 25 m de profundidade com a antena de 80MHz e 15 m com a antena de 200 MHz. O sistema GPR foi acoplado a um Sistema Global de Navegação por Satélite (GNSS) Trimble® ProXRT (datum WGS84) com

intervalo de amostragem de 1 s, para obtenção de levantamentos topográficos em tempo real. Os perfis foram obtidos usando filtros de ruído e ganho durante o levantamento, e para a conversão de tempo em profundidade foi considerada uma constante dielétrica de 10 (areia úmida), representando uma velocidade de 0,09 m / ns (Davis e Annan, 1989). Essa constante foi validada com dados litológicos obtidos por meio de perfurações em setores costeiros semelhantes no sul do Brasil (Dillenburg *et al.*, 2011).

Os registros de campo foram processados com os softwares: Reflex-Win® - Sandmeier Geophysical Research – conversão do formato de SGY para DZT; Radan™ - Geophysical Survey Systems, Inc. – com background removal e filtros de frequência passa-banda; e Prism® 2.5 - Radar Systems, Inc. – utilizando o filtro Ormsby, correção do zero, equalização de ganho, correções topográficas e a conversões de tempo para profundidade foram aplicadas. Considerando a qualidade dos dados, apenas dois perfis foram interpretados. A interpretação foi baseada no método da Sismoestratigrafia proposto por Mitchum Jr. *et al.* (1977) adaptado ao GPR por Neal (2004). O método é baseado em reflexões de acordo com sua geometria, posição estratigráfica, e terminações (onlap, downlap, toplap e truncamentos) e padrões de empilhamento (Abreu *et al.*, 2010; Barboza *et al.*, 2011). A análise do traço do sinal permitiu a identificação de superfícies de contato entre os ambientes deposicionais (Leandro *et al.*, 2019).

2.3 Geocronologia

Para estimar a data de deposição das fases de lençóis de areias transgressivos (TSS), coletaram-se quatro amostras na morfologia da barreira (Figura 2). A idade de cada fase, para estimar a taxa de deposição, foi avaliada por meio da datação absoluta dos grãos minerais (principalmente quartzo) de cada amostra através do método de Luminescência Opticamente Estimada (LOE). A datação por LOE determina o período que houve a última exposição direta dos grãos de minerais a luz solar, ou seja, fornece a idade de deposição mensurando a luminescência do sedimento. Discussões detalhadas sobre métodos de datação por LOE podem ser encontradas nos livros de Aitken (1998) e Bøtter-Jensen *et al.* (2003). As datações foram realizadas no Laboratório de Espectrometria Gama e Luminescência (LEGal) da Universidade de São Paulo (USP).

A taxa de Dose foi estimada por espectrometria gama (concentrações de urânio-U, tório-Th e potássio-K) com detector HPGe e blindagem ultralow background em conjunto com a estimativa da radiação cósmica, calculadas de acordo com Prescott e Hutton (1994). Para os fatores de conversão da taxa de dose foi seguido o procedimento de Adamiec e Aitken (1998). A dose equivalente (ED) foi determinada pelo protocolo SAR (Single Aliquot Regenerative-Dose) proposto por Murray e Wintle (2000) e Wintle e Murray (2006), com alíquotas multigrãos de quartzo (Murray e Wintle, 2000). As medidas foram realizadas em um sistema Risø TL/OSL DA-20 equipado com fonte de radiação $90\text{Sr} / 90\text{Y}$, LED azuis para estimulação luminosa e filtros Hoya U-340 para detecção de luz na faixa ultravioleta.

A preparação das alíquotas de quartzo envolveu primeiramente o peneiramento das amostras úmidas para isolar os grãos em fração entre 180–250 μm . Após isso, o tratamento com peróxido de oxigênio (H_2O_2) e ácido clorídrico (HCl a 38%) para remoção de matéria orgânica e carbonato de cálcio (CaCO_3), respectivamente. Posteriormente, as amostras foram submetidas à separação de minerais pesados e leves (LMT = 2,85 g/cm^3) e separação de quartzo (LMT = 2,62 g/cm^3) e feldspatos remanescentes. Concentrados de quartzo (2,62 – 2,75 g/cm^3) foram tratados com ácido fluorídrico (HF 38% por 40 min) para remover a camada externa dos grãos de quartzo danificados por partículas alfa e remanescentes de feldspato. Em seguida, os concentrados de quartzo foram peneirados a úmido (180 – 250 μm) e secos. As amostras foram secas e armazenadas por 21 dias para o reequilíbrio de radônio (Rn) antes da espectrometria gama.

Medições de luminescência para estimativa da ED foram realizadas alíquotas que variaram entre 20 e 30 por amostra. Apenas alíquotas com taxa de reciclagem (recycling ratio) entre 0,9 e 1,1, recuperação inferior a 5% e ausência de sinal de luminescência estimulada por infravermelho foram consideradas para o cálculo da dose equivalente, que utilizou o Modelo de Idade Central (Central Age Model) (Galbraith *et al.*, 1999).

3. Resultados

3.1 Morfologia da barreira

A barreira holocênica da foz do rio Urussanga tem uma extensão aproximada de 1,7 km (limite entre oceano e barreira III), resultado da sua evolução progradacional

dos últimos 7 a 6 ka. Sua morfologia atual é dominada por campo de lençóis de areias transgressivos de baixo relevo (TSS) estabilizados, com fases delimitadas por cristas de precipitação. O pulso mais interno está no limite da Barreira IV (holocênica) com a Barreira III (pleistocênica) e apresenta algumas áreas ainda ativas com altitudes que chegam a 10 m. As áreas estabilizadas por vegetação estão em altitudes menores, que variam de 4 a 8 m.

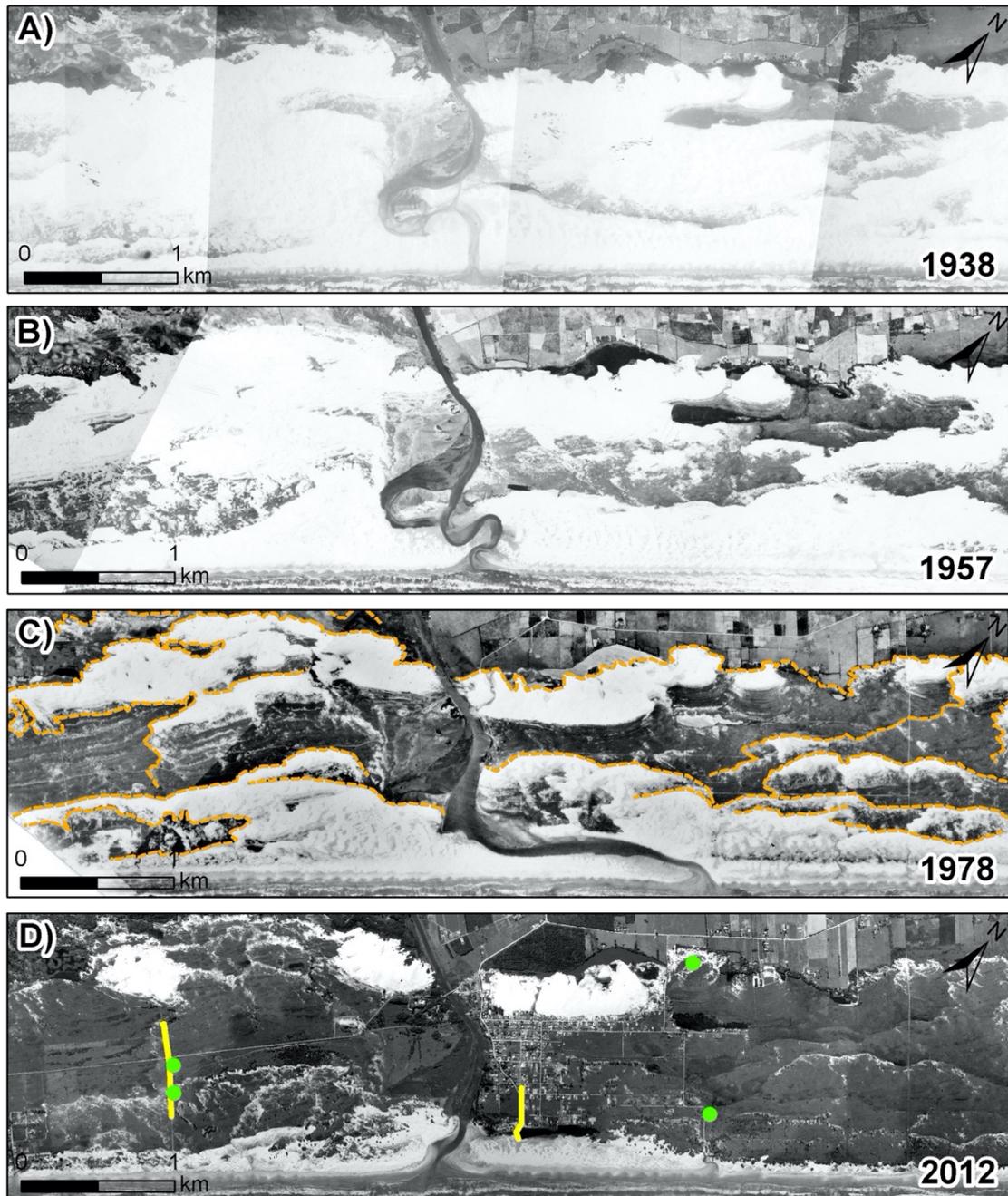
A primeira fotografia aérea disponível para a região é datada de 1938 e serviu de base para a análise evolutiva espaço-temporal. Em 1938 a morfologia da barreira holocênica da foz do rio Urussanga era formada por sucessivas sobreposições de campo de dunas completamente ativo, sem vegetação e com apenas algumas áreas de deflação entre diferentes fases de transgressão. Como resultado dos ventos do NE, o campo de dunas transgressivo migrou para o sentido SW. Os ventos do quadrante NE são importantes na migração das dunas porque predominam durante os períodos secos (verão e primavera), proporcionando maior mobilidade ao sedimento, enquanto os ventos do quadrante S geralmente vêm com precipitação dos sistemas frontais durante o inverno, o que dificulta o transporte (Tomazelli, 1990; Giannini, 1993; Martinho, 2008).

Comparando as fotos aéreas de 1938 com as de 1957 poucas mudanças são observadas nesses campos de dunas. É possível visualizar o início do processo de estabilização com o aumento da área de deflação entre os pulsos principais. Essas áreas de deflação são áreas mais baixas adjacentes as cristas de precipitação e representam fases de estabilização de solo que podem estar associadas aos paleocanais do rio Urussanga formados durante a progradação da barreira.

O processo de estabilização fica mais evidente nas imagens de 1978. Praticamente, no mesmo espaço temporal entre as fotografia aéreas (1938 para 1957 e de 1957 para 1978) a transição ocorreu de forma muito mais visível. Em 1978 grande parte do campo de dunas já estava estabilizado com presença de vegetação em todas as fases e com maiores áreas de deflação, úmidas e vegetadas. Novos pulsos surgiram nesse período (marcadas por cristas de precipitação). No entanto, esses pulsos são resultado da migração do sedimento do próprio sistema e não da fonte que aportava para o campo de dunas em geral. Atualmente, as áreas ativas dos campos de dunas são muito restritas.

O rio Urussanga atravessa a barreira holocênica quase que perpendicularmente, com uma largura aproximada de 30 m. Durante o período analisado, o rio permaneceu com o mesmo comportamento, apenas em algumas

ocasiões apresentou inflexão no sentido SW-NE, influenciado pela deriva litorânea de mesmo sentido que predomina na região (Siegle e Asp, 2007). Ao norte da desembocadura do rio, lagoas costeiras e áreas úmidas com formas alongadas e sentido SW-NE afloram na barreira, e foram interpretadas como paleocanais do rio Urussanga (Leal *et al.*, 2016).



Legenda

— Perfis de GPR - - - - Cristas de precipitação ● Pontos de coleta LOE

Figura 11: Mosaicos monocromáticos das fotografias aéreas para o trecho do Torneiro mostrando a evolução da morfologia (cobertura vegetal e deposição eólica) em (a) 1938, (b) 1957, (c) 1978 e (d) 2012. A barreira possuía depósitos eólicos transgressivos totalmente ativos em 1938, seguido nos anos posteriores por um rápido crescimento vegetacional com a consequente estabilização das dunas. Em (c), foto aérea de 1978 (1.30.000) mostrando as cristas de precipitação e seus limites associados aos TSS. Em (d) localização dos pontos de retirada das amostras de LOE e perfis de GPR.

3.2 Geocronologia

Os resultados das análises geocronológicas (LOE) das amostras representativas das fases/pulsos indicaram idades muito recentes, de 77 ± 10 a 1945 ± 336 anos (tabela 1), abrangendo o Holoceno tardio. Somente alíquotas com reciclagem entre 0,9 e 1,1 e de recuperação maior que 95% foram consideradas para o cálculo da Dose Equivalente, indicando que as alterações sensíveis foram corrigidas adequadamente indicando uma determinação confiável da idade de LOE. As doses equivalentes variaram de 0,04 a 0,87 Gy e as taxas de dose (DR) variaram entre 0,49 e 0,54 Gy/ka. As distribuições de doses equivalentes (ED) mostraram valores de dispersão (OD) de 10,3 a 78,8%. Para amostras muito jovens, a dispersão alta é esperada, pois qualquer sinal residual, heterogeneidade do campo do fonte beta (e outras variabilidades instrumentais) ou de transferência térmica fica significativo perto do sinal natural.

O processo de transferência térmica deve ser levado em conta na datação quando são medidas doses próximas de zero (sedimentos muito jovens). A transferência térmica é responsável por gerar sinal OSL devido aos pré-aquecimentos ($200/160$ °C) durante o protocolo SAR. Para avaliar o efeito da transferência térmica nas amostras estudadas, quatro alíquotas da amostra URU1 foram fotoesvaziadas no leitor Risø TL/OSL DA-20 e, em seguida, foram medidas no leitor seguindo o protocolo SAR (com os mesmos parâmetros utilizados no cálculo da dose equivalente). A dose equivalente calculada foi de 0.0124 ± 0.0025 Gy. Assumiu-se a taxa de dose como uma média das taxas de dose das amostras estudadas (0.50 ± 0.02 Gy/ka). Assim, tem-se uma idade mínima de datação resultante do processo de transferência térmica de 25 ± 5 anos.

Tabela 1: Informações das amostras coletadas nos TSS com suas respectivas informações.

Código da amostra	Código LEGal	Números de Alíquotas	Recycling Ratio (média)	Taxa de Dose (Gy/ka)	Dose (Gy) (CAM)	Profundidade (m)	Idade (anos) (CAM)
URU01	L1364	19/32	0.99 ± 0.01	0.54 ± 0.04	0.042 ± 0.004	0.95	77 ± 10
URU02	L1365	13/21	0.99 ± 0.01	0.49 ± 0.04	0.049 ± 0.002	0.85	101 ± 10
URU03	L1366	15/22	1.01 ± 0.01	0.52 ± 0.04	0.079 ± 0.003	0.75	152 ± 16
URU04	L1367	35/35	0.98 ± 0.01	0.44 ± 0.04	0.867 ± 0.115	0.65	1945 ± 336

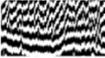
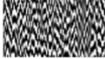
Código da amostra	Código LEGal	U (ppm)	Th (ppm)	K (%)	Taxa de dose cósmica (Gy/ka)	Saturação de H2O	OD (%)
URU01	L1364	0.24 ± 0.03	0.70 ± 0.08	0.34 ± 0.02	0.17 ± 0.3	0.19	39.4
URU02	L1365	0.23 ± 0.03	0.63 ± 0.08	0.27 ± 0.01	0.17 ± 0.3	0.18	10.3
URU03	L1366	0.24 ± 0.03	0.72 ± 0.08	0.31 ± 0.01	0.17 ± 0.3	0.2	16.3
URU04	L1367	0.28 ± 0.03	0.87 ± 0.08	0.19 ± 0.01	0.18 ± 0.4	0.19	78.8

CAM - Central Age Model
OD - overdispersion

3.3 Arquitetura Depositional

A partir da interpretação dos registros de GPR (Figuras 12 e 13) foram definidas quatro unidades deposicionais e/ou ambientes nos setores norte e sul (Tabela 2): (I) depósitos marinho raso; (II) depósitos correspondentes ao perfil praiado (emerso e submerso); (III) depósitos fluviais e (IV) depósitos eólicos.

Tabela 2: Correlação entre as interpretações de radarfácies e sistemas deposicionais em diferentes frequências.

Unidade Depositional	GPR 200 MHz (Setor norte)	GPR 80 MHz (Setor sul)	Radarfácie
Depósito eólico			IV
Depósito fluvial			III
Depósito praiado (backshore/foreshore)			II
Depósito marinho (shoreface)			I

O depósito correspondente ao ambiente marinho raso (shoreface) apresenta refletores irregulares com alta amplitude, descontínuos e subparalelos em um padrão ondulado geralmente segmentado, formados e preservados devido ao caráter progradacional da barreira. Está entre as profundidades de 7 e 12 m no setor sul e

entre 15 e 23 m no setor norte. Padrões similares a este foram observados em perfis de GPR por Barboza *et al.* (2009, 2010, 2011, 2013), Dillenburg *et al.* (2011, 2019), Biancini da Silva (2016) e Becker *et al.* (2021).

O depósito relacionado ao sistema praiial corresponde a um conjunto de refletores descontínuos, subparalelos, apresentando estruturas do tipo hummockys de menor amplitude, e um contraste acentuado. Estão em uma profundidade entre 5 e 18 m no setor sul e entre 5 e 10 m no setor norte.

A unidade correspondente ao depósito fluvial (III) representaria dois ambientes distintos: marinho e praiial (*shoreface e foreshore/backshore*). Entretanto, os sistemas fluviais presentes na área de estudo e em suas adjacências retrabalharam esses depósitos durante a progradação da barreira e não permitiu que a arquitetura deposicional padrão de barreiras regressivas permanecesse preservada. Os refletores são paralelos e subparalelos, alternando médio e baixo contraste, com terminações downlap na superfície erosiva no sentido do depocentro do canal. As incisões dos paleocanais estão em uma profundidade aproximada de 7 m no setor norte e entre 2 e 10 m no setor sul. Essas incisões são marcadas por superfícies erosivas, caracterizadas por refletores de contraste acentuados, lateralmente contínuos e com geometria côncava. As superfícies erosivas truncam os refletores adjacentes na face convexa, que são de radarfácies correspondentes ao ambiente praiial (*backshore/foreshore*). O preenchimento dos paleocanais é provavelmente representado por sedimentos da barreira holocênica retrabalhados pelo próprio sistema fluvial. É representado por um conjunto de refletores de clinofórmias oblíquas tangenciais e sigmoides com terminação em downlap sobre a superfície erosiva. Mitchum *et al.* (1977) define este padrão de preenchimento como do tipo progradante (*prograded fill*). Posteriormente, o preenchimento é do tipo onlap fill, representado por um conjunto de refletores paralelos e subparalelos contínuos com terminações onlap na margem NW da face côncava do paleocanal, provavelmente composto por sedimentos de proveniência eólica como resultado dos ventos de NE (*cross-onshore*) que possui ação majoritária na área. Mitchum *et al.*, (1977) define este padrão de preenchimento como do tipo complexo (*complex fill*), pois é uma soma de dois tipos de preenchimento, neste caso, iniciou com *prograded fill* e finalizou o preenchimento com *onlap fill*.

É importante salientar que as superfícies erosivas retrabalharam as radarfácies praiiais e marinhas, logo, foram originadas posteriormente e/ou concomitante com o processo de formação da barreira. De acordo com Biancini da Silva (2016) e Barboza

et al. (2014b), a interdigitação de depósitos fluviais com praias/marinhos implica que, no passado, e análogo ao momento atual, os paleocanais tinham conexão com o oceano e a desembocadura erodia os depósitos adjacentes conforme migrava lateralmente.

Os depósitos da unidade IV presentes no topo das seções de GPR apresentam, refletores ondulados, contínuos, com alto contraste apresentando baixas inclinações em ambos os sentidos, representam o capeamento eólico dos lençóis de areias transgressivos. É importante mencionar que os levantamentos de GPR foram realizados em estradas e por isso a espessura dos depósitos eólicos ao longo dos trechos não urbanizados da barreira é maior.

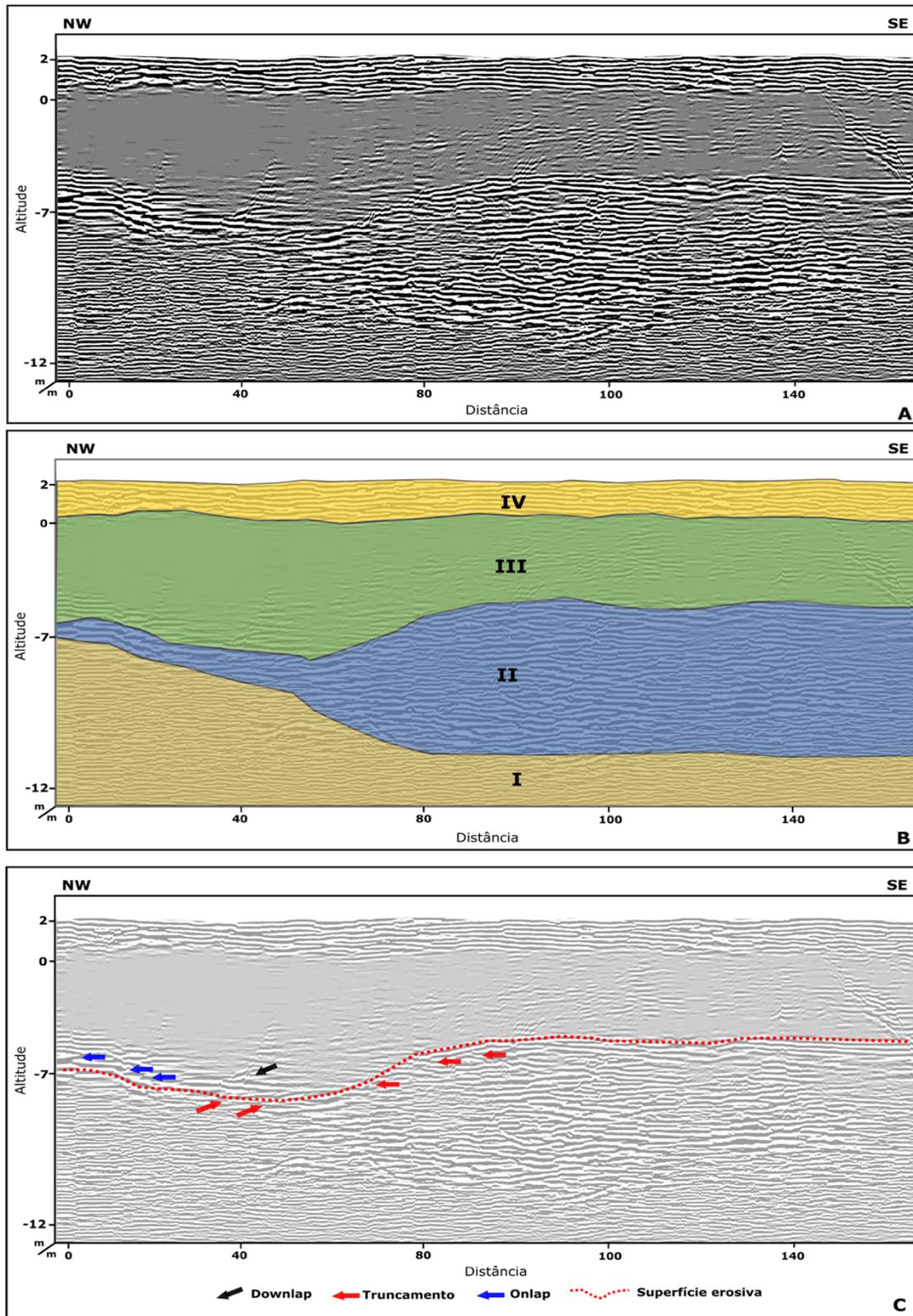


Figura 12: (a) Registro de georadar do Balneário Torneiro, obtido com antena de 200 MHz. (b) Registro processado e interpretado: I – Depósito marinho (shoreface), II – Depósito praiial (backshore/foreshore), III – Depósito fluvial, e IV- Depósito eólico. (c) Interpretação das terminações de refletor.

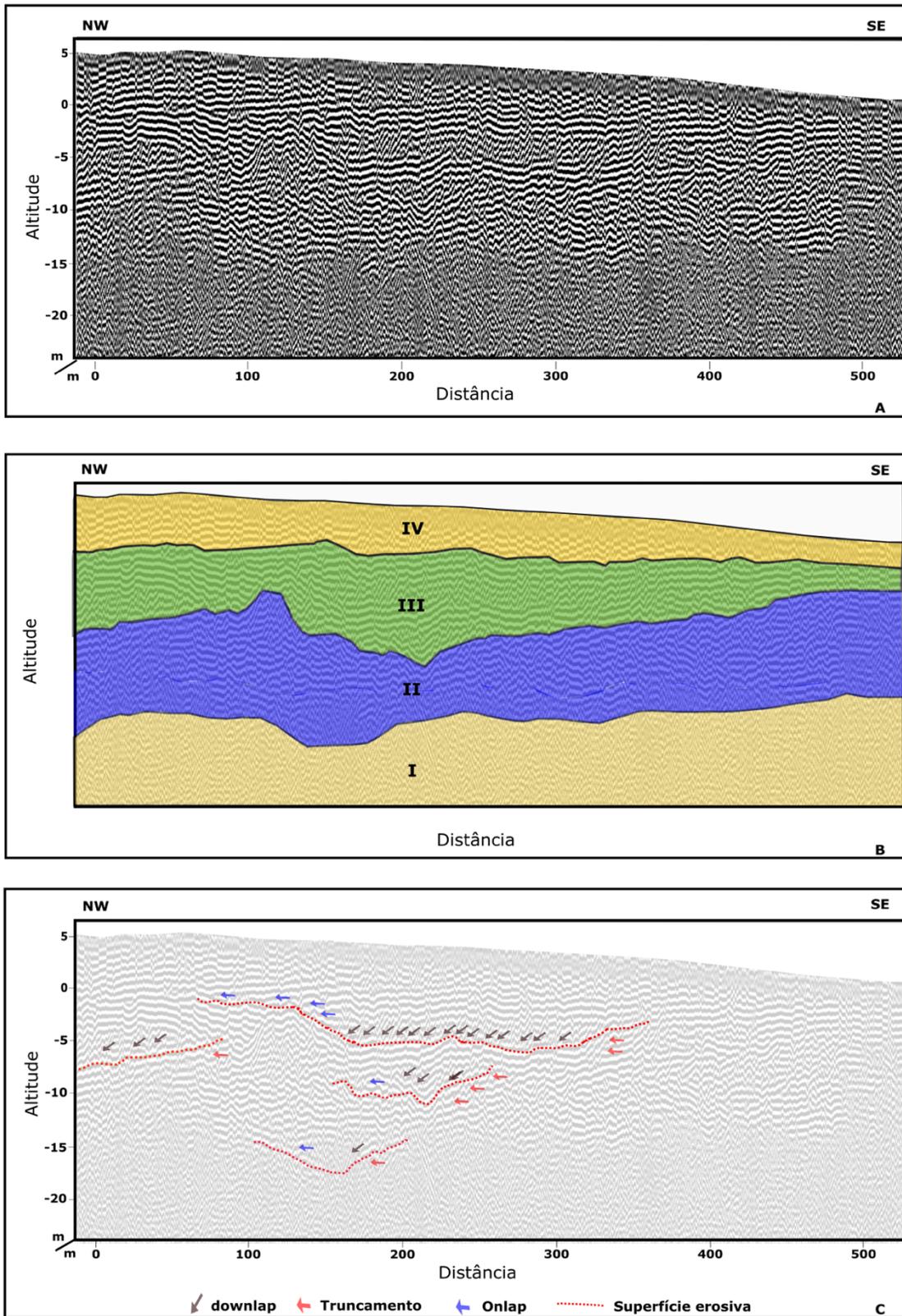


Figure 13: (a) Registro de georadar do Balneário Rincão, obtido com antena de 80 MHz. (b) Registro processado e interpretado: I – Depósito marinho (shoreface), II – Depósito praial (backshore/foreshore), III – Depósito fluvial, e IV- Depósito eólico. (c) Interpretação das terminações dos refletores.

4. Discussão

4.1 Evolução da barreira

Ao longo dos últimos anos o uso de GPR se tornou imprescindível para estudos evolutivos de barreiras costeiras (Jol e Bristow, 2003; Neal, 2004; Baker e Jol, 2007; Oliver e Woodroffe, 2016; Oliveira *et al.*, 2016; Oliver *et al.*, 2017; Oliver *et al.*, 2018; Scarelli *et al.*, 2017; Dougherty *et al.*, 2018; Tamura *et al.*, 2018; Bitencourt *et al.*, 2020). A definição do comportamento evolutivo dessas feições no sul do Brasil tem sido fundamentada através da arquitetura deposicional.

Em barreiras prográdantes o padrão de empilhamento prográdacional clássico esperado é representado pela sobreposição de três fácies principais: fácies marinho raso, fácies praial e fácies eólica, respectivamente. Já em barreiras retrogradantes o padrão observado são fácies litorâneas ou marinhas sobrepõem-se gradativamente ou abruptamente a fácies continentais (Barboza *et al.*, 2009; 2011; 2013; 2014; 2018; Dillenburg *et al.*, 2011, 2014, 2017; Biancini da Silva *et al.*, 2014; Leal *et al.*, 2016; Oliveira *et al.*, 2016; Rosa *et al.*, 2016; Leandro *et al.*, 2019; Bitencourt *et al.*, 2020). Entretanto, na área de estudo observou-se a presença de superfícies erosivas que retrabalharam a barreira durante a sua progradação e impossibilitou a preservação destes tipos de padrões clássicos. Sendo assim, apenas por dados de subsuperfície não foi possível definir o comportamento evolutivo da barreira.

Os dados de GPR evidenciaram a intrínseca relação da formação e da evolução da barreira com os sistemas fluviais adjacentes a área de estudo. Nas duas porções da barreira (norte e sul) há o registro do retrabalhamento das radarfácies praias e marinhas por paleocanais. Essa característica de barreira holocênica com influência de sistemas fluviais em sua evolução é comum no sul de Santa Catarina, onde ocorre também no Balneário Morro dos Conventos com o rio Araranguá e em Passos de Torres com o rio Mampituba (Biancini *et al.*, 2014). Esses sistemas fluviais avançam/deslocam paralelamente a linha de costa acompanhando a progradação da barreira holocênica.

Em superfície, a morfologia da barreira é dominada por TSS. A principal mudança observada na evolução dessas feições nos últimos 80 anos foi a estabilização ocorrida no campo de dunas. De acordo Hugenholtz e Wolfe (2005), os períodos de estabilização e de ativação eólica nessa escala de tempo estão associados, principalmente, as alterações do nível freático em resposta as variações

climáticas. Martinho *et al.* (2008, 2010) e Miot da Silva *et al.*, (2013) discorrem sobre essas mudanças geomorfológicas ocorridas nos campos de dunas no sul do Brasil, e atribuem como principal fator as variações climáticas regionais decorrentes da Oscilação Decadal do Pacífico (ODP) e dos eventos de El Niño. Marcomini e Maidana (2006) estudaram os campos de dunas transgressivos na Argentina e identificaram o mesmo processo de estabilização durante o mesmo período. Pickart e Hesp (2019) encontraram o mesmo comportamento em um campo de dunas no norte da Califórnia. Apesar da ocorrência desse padrão, os processos e condições naturais que invertem o comportamento de um campo de dunas ainda não estão claros (Provoost *et al.*, 2009; Barchyn e Hugenholtz, 2012).

Outra característica relevante são os corpos d'água e áreas úmidas que truncam (erodem) o campo de dunas e outras feições presentes na porção norte da barreira. Eles têm formas alongadas, com orientação NE-SW, paralelas a linha de costa, e foram interpretados como paleocanais relacionadas à dinâmica do rio Urussanga (Leal *et al.*, 2016). Cerca de 100 km ao sul da área de estudo, Biancini *et al.* (2014) encontraram o mesmo padrão na barreira de Passo de Torres, na qual lagoas alongadas foram atribuídas a paleocanais do rio Mampituba, ou seja, parece ser um comportamento padrão de barreiras holocênicas associadas à sistemas fluviais apresentarem lagoas costeiras oriundas de paleocanais. O sentido NE-SW é resultado da deriva litorânea predominante na região, que inflexiona a desembocadura dos rios para norte. Entretanto, em determinados momentos a deriva apresenta uma clara diminuição no potencial de transporte, fazendo com que a desembocadura do rio fique perpendicular à costa, e até mesmo com pequena inflexão para sul. Essa variação da deriva, discutida por Siegle e Asp (2007), tem influência direta na conformação da barreira e pode ser visualizada na arquitetura deposicional. Paleocanais são encontrados nas duas porções da barreira. Na porção norte não há dúvida que esteja associado ao rio Urussanga, entretanto, na porção sul pode ser resultado desse variação da deriva e estar associado ao rio Urussanga ou então seja resultado da migração do rio Araranguá que sofre bastante influência da deriva NE-SW e está localizado à aproximadamente 20 km ao sul da área de estudo.

Apesar do nível relativo do mar ter um papel importante na evolução das barreiras costeiras holocênicas, após atingir o nível máximo no Holoceno a influência dele no comportamento evolutivo perdeu o protagonismo e as condicionantes autogênicas (balanço de sedimentos, ondas, vento etc.) se tornaram as condicionantes principais. Essa afirmação deve-se ao fato que após atingir o máximo

eustático, iniciou-se o rebaixamento do nível do mar até o presente e, nesse contexto de trato de nível de mar regressivo seria esperado a formação de barreiras regressivas/progradacionais a partir de uma regressão forçada (Rosa, 2012). Entretanto, ao analisarmos o comportamento do setor Setentrional da Bacia de Pelotas uma variação longitudinal é observada. Nos balneários do Rincão e do Torneiro (área de estudo do presente trabalho), perfis de GPR e análises morfológicas evidenciaram o padrão progradacional da barreira. Biancini *et al.*, (2014) em Passos de Torres, mais ao sul da área de estudo (30 km), Becker *et al.* (2021) nos balneários de Esplanada (5 km ao norte) e Campo Bom (15 km ao norte) também identificaram um padrão de empilhamento progradacional das barreiras. Contudo, Martins *et al.* (2014) e Oliveira *et al.* (2019) em áreas costeiras há aproximadamente 35 km ao norte da área de estudo (Camacho, no município de Jaguaruna e Cigana, no município de Laguna), encontraram padrões de empilhamento retrogradacional, típicos de barreiras transgressivas. Ou seja, assim como definido por Dillenburg *et al.* (2000, 2009), para o litoral do Rio Grande do Sul, o setor Setentrional da Bacia de Pelotas, no sul de Santa Catarina, as barreiras costeiras holocênicas também coexistem com diferentes comportamentos evolutivos.

4.2 TSS versus Variabilidade climática

O campo de dunas costeiro é uma feição morfológica dinâmica e pode mudar de um estado ativo e praticamente não vegetado para um estado estabilizado e predominantemente vegetado, e vice-versa, em um curto espaço de tempo (Hugenholtz e Wolfe, 2005; Yizhaq *et al.*, 2007; 2009; Hesp, 2013). Estudos de morfoestratigrafia costeira mostram que a formação de dunas costeiras durante o Holoceno tem sido episódicas com períodos/pulsos de atividade eólicas ativas alternados com períodos de estabilização, e o que define essa alternância de comportamento é relação entre o poder do transporte eólico versus o crescimento da vegetação (Duran e Herrman, 2006; Hesp, 2013; Arens *et al.*, 2013; Hesp e Hilton, 2013).

As datações na área de estudo evidenciaram quatro fases distintas (tabela 3), sendo duas fases bem recentes (URU01 e URU02), direcionando a associação dessas com eventos climáticos de variabilidade multidecadal.

Os autores devem discutir os resultados e como eles podem ser interpretados em perspectiva de estudos anteriores e das hipóteses de trabalho, ressaltando as

contribuições do seu trabalho para o campo de pesquisa. Os resultados e suas implicações devem ser discutidos no contexto mais amplo possível, comparando com resultados similares obtidos por outros pesquisadores. As futuras recomendações de pesquisa também podem ser destacadas.

Tabela 3: Informações sobre as amostras de sedimentos coletadas para análise e os respectivos resultados de datação por LOE.

Código da amostra	Distância da costa (m)	Altitude (m)	Idade (anos) (CAM)	Fase/Pulso
URU01	360	4,81	77 ± 10	1
URU02	525	5,54	101 ± 10	2
URU03	712	5,45	152 ± 16	3
URU04	1366	9,79	1945 ± 336	4

CAM - Central Age Model

Das principais configurações de teleconexões que afetam a variabilidade climática global com influência na América do Sul e no sul do Brasil está a Oscilação Decadal do Pacífico – ODP (Cavalcanti e Ambrizzi, 2009; Grimm, 2009). A ODP tem sido considerada como um importante modo de variabilidade de baixa e baixíssima frequência (Cavalcanti e Ambrizzi, 2009; Kayano e Andreoli, 2006; 2009; Grimm, 2009), na qual Mantua *et al.* (1997) analisaram o comportamento durante o século 20 e identificaram uma alternância entre fases quente e fria. As fases frias ocorreram entre 1900 – 1924 e 1947 – 1976. Já as fases quentes, estiveram ativas entre 1925 – 1946 e de 1977 – 1990 (Figura 14).

Ao associar as idades dos pulsos eólicos mais recentes com o comportamento da ODP descrito por Mantua *et al.* (1997) é possível correlacionar as fases 01 (77 ± 10 anos) e 02 (101 ± 10 anos) com as fases frias caracterizadas pelos autores. Além disso, a fase de estabilização descrita por Miot da Silva *et al.* (2013) coincide com a fase quente ocorrida entre 1977 e 1990, ou seja, há uma clara relação entre o comportamento das dunas costeiras com as condições climáticas regidas pela ODP. Para corroborar com essa questão, alguns trabalhos discutiram a relação entre a ODP e as mudanças nas temperaturas e do regime de chuvas na América do Sul e no sul do Brasil.

Kayano e Andreoli (2006) mostraram que a precipitação na América do Sul entre os meses de novembro a abril é afetada pela ODP e pelo ENOS, e que o sinal

do ENOS sobre a precipitação é fortalecido quando está na mesma fase que a ODP e enfraquecido quando estão em fases opostas.

Para região sul, Streck *et al.*, (2009), Rebello (2009), Cera *et al.* (2009), Sperling *et al.* (2009), Omena (2010) e Cabbalero *et al.*, (2018) estudaram a influência da ODP no Rio Grande do Sul. Streck *et al.*, (2009), afirmou que há uma associação entre a variabilidade interdecadal das temperaturas mínima e máxima diárias do ar em Santa Maria/RS, com a Oscilação Decadal do Pacífico (ODP). De acordo com os autores, na fase fria da ODP de 1947-1976, houve o decréscimo nas temperaturas mínimas e máximas, enquanto nas duas fases quentes da ODP, de 1925-1946 e 1977-1998, houve aumento na temperatura mínima no primeiro período e na temperatura máxima no segundo período. Omena (2010) também observou que as fases da ODP influenciam nas temperaturas máximas e mínimas em diferentes regiões do RS.

Rebello (2009) verificou uma boa correlação entre os índices da ODP e as anomalias de precipitação no estado, pois alguns anos de déficits agrícolas foram associados à influência da ODP positiva. Cera *et al.* (2009) identificou correlações significativas com o índice ODP e as chuvas no nordeste do RS durante as estações de outono, primavera e inverno.

Sperling *et al.* (2009) concluiu que a última fase fria completa da ODP mostrou relação com a anomalia negativa de precipitação no verão no RS, apresentando maiores evidências na região sul do estado. Já a última fase quente da ODP mostrou relação com aumento nas precipitações de verão, especialmente a região de fronteira com o Uruguai.

Caballero *et al.*, (2018) estudaram a influência da ODP na precipitação pluviométrica em Pelotas/RS, e os resultados obtidos indicaram uma relação significativa entre o índice ODP e a variabilidade da precipitação no município. Segundo os autores, na fase fria da ODP houve precipitação abaixo da média e, na fase quente, acima. Em alguns momentos constatou-se que a precipitação não acompanhou a tendência do índice, o que foi relacionado com a forte influência que o fenômeno ENOS tem sobre o sul do país.

Em Santa Catarina, Alves *et al.*, (2014) analisou o período invernal entre os anos de 1984 a 2013 no município de São Joaquim e constatou-se que existe uma correlação entre a ocorrência de ondas de frio e a fase fria da ODP.

Spinelli e Alves (2014) apresentaram relação entre a fase fria da ODP com ocorrência de geadas extremas em Santa Catarina. Os mesmos afirmam ainda, que

o maior registro de geada ocorreu em 1999 e 2000, durante o fenômeno de La Niña e fase fria da ODP.

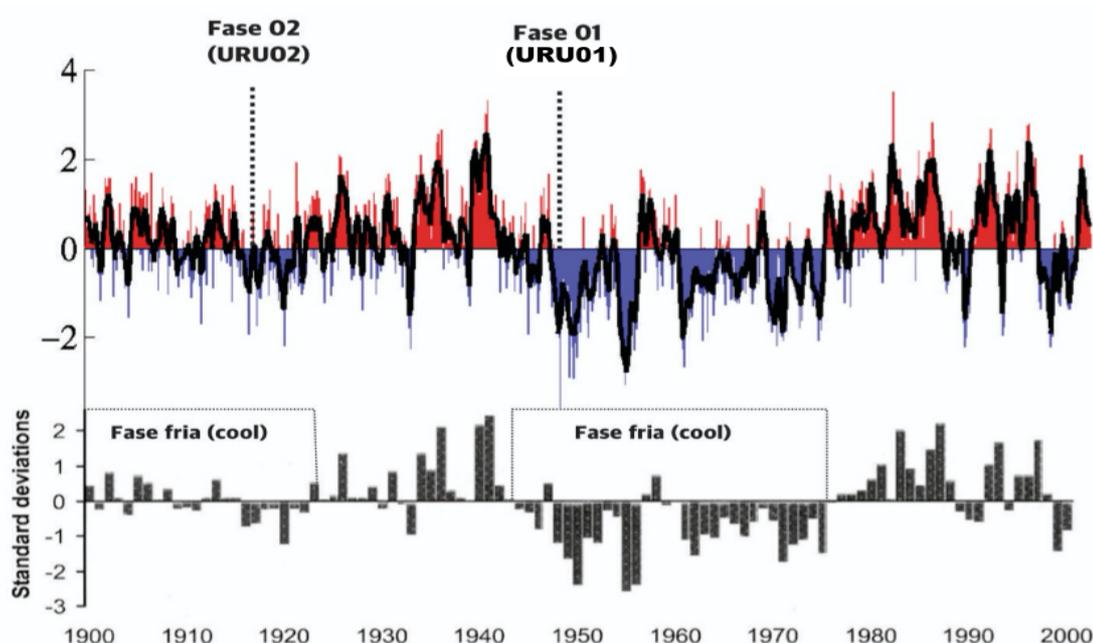


Figura 14: Períodos predominantemente “quentes” ou “frios” da ODP entre janeiro de 1900 a dezembro de 2003 e sua associação com as fases 01 e 02 dos TSS da barreira Urussanga (fonte: adaptado de Mantua *et al.*, 1997).

O estudo de variabilidade climática de baixa e baixíssima frequência (neste caso, a ODP) é atual e não se tem dados para correlacionar com as fases 03 e 04 delimitadas na área de estudo. Entretanto, a fase 3 (152 ± 16 anos) teve seu desenvolvimento em meados do século XIX, o que a relaciona com um acontecimento climático ocorrido no período entre os anos de 1450-1850 chamado de Pequena Idade do Gelo (*Little Ice Age – LIA*) (Eddy, 1976).

A LIA é bem comprovada em grande parte da Europa e em algumas regiões do Hemisfério Norte. Muitos pesquisadores vincularam temporalmente os movimentos transgressivos das dunas na Europa às condições climáticas associadas a LIA (Clarke e Rendell, 2009; Dawson *et al.*, 2004; Lamb e Frydendahl, 1991; Scarelli *et al.*, 2017). A constatação da LIA em alguns registros proxy-climáticos do hemisfério sul é menos clara, inicialmente levando a sugestões de que talvez não fosse um fenômeno global (Chambers, 2014). Entretanto, nos últimos anos, muitos trabalhos indicaram a predominância de condições áridas e frias durante o período da LIA no sul da América do Sul (por exemplo, Villalba, 1994; Luckman e Villalba, 2001; Cohen *et al.*, 2005; Unkel *et al.*, 2007; Ariztegui *et al.*, 2007; Iriondo e Krohling, 2008; Chambers *et al.*, 2014; Guerra *et al.*, 2017; Dillenburger *et al.*, 2017). Esses novos estudos sustentam o conceito de que é a LIA um fenômeno climático de escala global cuja influência atingiu

o hemisfério sul, e assim como teve influência nos campos de dunas da Europa também pode estar associado com as mudanças morfológicas das dunas do sul e sudeste do Brasil, questão já discutida por Sawakuchi *et al.* (2008) e Dillenburg *et al.* (2017).

Para a fase 04 (1945 ± 336 anos) não foi identificado evento climático de escala global ocorrido nesse período. Entretanto, alguns trabalhos de evolução costeira identificaram feições que dataram deste mesmo período (Zular *et al.*, 2013; Dillenburg *et al.*, 2017; Nascimento *et al.*, 2018; Rocha *et al.*, 2018). É possível também que diferentes fatores tenham sido ativos em locais diferentes, não havendo nenhuma correlação na origem dessas feições.

Vale salientar que algumas fases/pulsos surgiram nos últimos anos entre as fases principais. Essas fases são bem evidenciadas por cristas de precipitação surgidas depois da estabilização ocorridas pós anos 70 (Figura 2). Isso ocorreu, provavelmente, pois mesmo com a estabilização do campo de dunas ainda havia disponibilidade de sedimentos no próprio sistema, o qual continuou o processo de transgressão pela ação dos ventos dominantes.

5. Conclusões

- A utilização das técnicas de investigação de superfície e de subsuperfície, permitiu interpretar as características evolutivas em escalas multitemporais da barreira holocênica da foz do rio Urussanga. Para a escala temporal mais recente, o uso de técnicas de geoprocessamento foi importante para caracterização evolutiva em escala multidecadal das feições morfológicas presentes na barreira costeira.

- Os dados obtidos com o GPR permitiram visualizar a presença de paleocanais em subsuperfície e a interdigitação entre depósitos aluviais e marinhos. Esta interdigitação evidencia a influência de sistemas fluviais na evolução da barreira. Como consequência, o retrabalhamento desses sistemas sobre os depósitos marinhos e praias não possibilitou conservar o empilhamento estratigráfico clássico de barreiras regressivas. Entretanto, outras características, tanto em subsuperfície como em superfície, proporcionaram concluir que o comportamento da barreira é progradacional.

- Em subsuperfície, apesar de não observarmos o empilhamento clássico de barreiras regressivas, a não presença de depósitos lagunares ao longo do perfil, e a presença

eólicos sobrepostos a ambientes marinho e/ou fluvial retrabalhando o marinho, denota o comportamento progradacional da barreira em ambos os setores.

- Assim como definido por Dillenburg *et al.* (2000, 2009), Rosa *et al.* (2017) e Barboza *et al.* (2018) para o litoral do Rio Grande do Sul, o setor Setentrional da Bacia de Pelotas, no sul de Santa Catarina, as barreiras costeiras holocênicas também coexistem com diferentes comportamentos evolutivos.

- Em superfície, a datação por LOE das fases dos TSS evidenciaram idades que decrescem em direção ao mar. Esse padrão morfológico é característico de barreiras com padrão de empilhamento progradacional.

- Ao associar as idades dos pulsos eólicos mais recentes com o comportamento da ODP descrito por Mantua *et al.* (1997) é possível correlacionar as fases 01 (77 ± 10 anos) e 02 (101 ± 10 anos) com as fases frias caracterizadas pelos autores. Além disso, a fase de estabilização descrita por Miot da Silva *et al.* (2013) coincide com a fase quente ocorrida entre 1977 e 1990, ou seja, há uma clara relação entre o comportamento das dunas costeiras com as condições climáticas regidas pela ODP. Logo, Diferente do que foi relatado por Dillenburg *et al.* (2017), é possível que as fases nem sempre são desenvolvidas em escala de tempo de centenas de anos.

6. Referências

- ABREU, V.S., NEAL, J.E. & VAIL, P.R. Integration of Sequence Stratigraphy concepts. In ABREU, V.S.; NEAL, J.E.; BOHACS, K.M. & KALBAS, J.L. (org.) Sequence Stratigraphy of siliciclastic systems - The ExxonMobil Methodology: atlas of exercises. SEPM Concepts in Sedimentology & Paleontology, v. 9, p. 209-224, 2010.
- ADAMIEC, G., AITKEN, M.J., 1998. Dose-rate conversion factors: update. *Ancient TL* 16, 37–50.
- AITKEN, M.J. 1998. *An Introduction to Optical Dating*. Oxford: Oxford University Press.
- ALVES, M. P. A., FRANKE, A. E., SILVEIRA, R. B. Ocorrência de ondas de frio inverniais em São Joaquim - Santa Catarina - Brasil. In: VIII Simpósio Latinoamericano de Geografia Física e IV Simpósio Iberoamericano de Geografia física, 2014, Santiago do Chile. Anais... Santiago do Chile, p.1355-1362, 2014.
- ARAÚJO, C.E.S., FRANCO, D., MELO, E. & PIMENTA, F. Wave regime characteristics of the southern Brazilian coast. *International Conference on Coastal and Port Engineering in Developing Countries, COPEDEC VI*, Colombo, Sri Lanka. Proceedings... Paper 97. CD- -ROM. 2003.
- ARENS, S.M; SLINGS, Q.L; GEELEN, L.H; VAN DER HAGEN, H.G. Restoration of dune mobility in the Netherlands. In *Restoration of Coastal Dunes* (pp. 107-124). Berlin: Springer, 2013.
- ARIZTEGUI, D., BOSCH, P., DAVAUD, E. Dominant ENSO frequencies during the Little Ice Age in Northern Patagonia: the varved record of proglacial Lago Frías, Argentina. *Quaternary International* 161, 46–55, 2007.
- BARBOZA, E. G. ; ROSA, M.L.C.C. ; DILLENBURG, S. R. ; BIANCINI DA SILVA, A . Stratigraphic analysis applied on the recognition of the interface between marine and fluvial depositional systems. *Journal of Coastal Research*, v. 1, p. 687-692, 2014.

- BARBOZA, E. G., DILLENBURG, S. R., ROSA, M. L. C. C., CARON, F. Transgressive Dune Sheets (TDS): Genesis and Evolution. In: The 10th International Conference on Aeolian Research, 2018, Bordeaux-França. Abstract book, 2018. v. 1. p. 184-184.
- BARBOZA, E. G. & TOMAZELLI, L.J. Erosional Features of the Eastern Margin of the Patos Lagoon, Southern Brazil: Significance for Holocene History. *Journal of Coastal Research*, SI 35, v. 1, p. 260-264, 2003.
- BARBOZA, E.G., DILLENBURG, S.R., ROSA, M.L.C.C., TOMAZELLI, L.J., HESP, P.A. Ground-penetrating radar profiles of two Holocene regressive barriers in southern Brazil. *Journal of Coastal Research*, SI 56, v. 1, p. 579-583, 2009.
- BARBOZA, E.G. & ROSA, M.L.C.C. 2014. Indicadores geológicos e geomorfológicos de setores em erosão na costa do Rio Grande do Sul. In GOSO, C. (org.) Nuevas miradas a la problemática de los ambientes costeiros. Facultad de Ciencias, Montevideo: p. 83-98. DOI: 10.13140/2.1.4628.9602
- BARBOZA, E.G., ROSA, M.L.C.C., DILLENBURG, S.R., TOMAZELLI, L.J. Preservation potential of foredunes in the stratigraphic record. *Journal of Coastal Research*, SI 65, v. 2, p. 1265-1270, 2013. DOI: 10.2112/SI65-214.1
- BARBOZA, E.G., ROSA, M.L.C.C., DILLENBURG, S.R., WATANABE, D.S.Z., ESTEVES, T.; MARTINS, E.M., GRUBER, N.L.S. Diachronic Condition Between Maximum Transgressive and Maximum Eustatic Sea-Level in Holocene: Subsidies for Coastal Management. *Journal of Coastal Research*, v. SI 85, n. 1, p. 446-450, 2018. DOI: 10.2112/ SI85-090.1
- BARBOZA, E.G., ROSA, M.L.C.C., HESP, P.A., DILLENBURG, S.R., TOMAZELLI, L.J., AYUP-ZOUAIN, R.N. Evolution of the Holocene coastal barrier of Pelotas Basin (Southern Brazil) - A new approach with GPR data. *Journal of Coastal Research*, v SI 64, p. 646-650, 2011.
- BECKER, C., BARBOZA, E.G. & MARTINS, E.M. 2021 Uma visão política-administrativa e ambiental dos Balneários Esplanada e Campo Bom do Município de Jaguaruna, SC. *Revista Brasileira de Geomorfologia (in press)*.

- BIANCINI DA SILVA, A., BARBOZA, E. G., ROSA, M.L.C.C., DILLENBURG, S.R. Meandering Fluvial System Influencing the Evolution of a Holocene Regressive Barrier in Southern Brazil. *Journal of Coastal Research*, v. 1, p. 205-2010, 2014.
- BIANCINI da SILVA, A. & TOMAZELLI, L.J. Stratigraphic analysis applied on the recognition of the interface between marine and fluvial depositional systems. *Journal of Coastal Research*, v. SI 66, p. 687-692, 2014. DOI: 10.2112/SI70-116.1
- BITENCOURT, V.J.B. & DILLENBURG, S.R. Application of multivariate statistical techniques in alongshore differentiation of coastal barriers. *Marine Geology*, v. 419, p. 106077, 2020.
- BITENCOURT, V.J.B.; DILLENBURG, S.R.; MANZOLLI, R.P. & BARBOZA, E.G. Control factors in the evolution of Holocene coastal barriers in Southern Brazil. *Geomorphology*, v. 360, 107180, 2020. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2020.107180>
- BØTTER-JENSEN, L., MCKEEVER, S.W.S., WINTLE, A.G. *Optically Stimulated Luminescence Dosimetry*. Elsevier, Amsterdam. 2003.
- CABALLERO, C. B. *et al.* 2018. A precipitação pluviométrica em Pelotas/RS: tendência, sistemas sinóticos associados e influência da ODP (The rainfall in Pelotas/RS: trend, associated synoptic systems and PDO influence). *Revista Brasileira de Geografia Física*, [S.l.], v. 11, n. 4, p. 1429-1441. ISSN 1984-2295, 2018. DOI: <https://doi.org/10.26848/rbgf.v11.4.p1429-1441>
- CAVALCANTI, I. F. A. & AMBRIZZE, T. Teleconexões e suas influências no Brasil. In: CAVALCANTI, I, F. A; FERREIRA, N. J; SILVA, M, G, A, J; DIAS, M. A. F. S (Org). *Tempo e clima no Brasil. Oficina de Textos*. p. 318-335, 2009.
- CHAMBERS, F.M.; BRAIN, S.A.; MAUQUOY, D. *et al.* 2014. The 'Little Ice Age' in the Southern Hemisphere in the context of the last 3000 years: Peat-based proxy-climate data from Tierra del Fuego. *The Holocene* 24: 1649–1656.

- CLARKE, M.L. & RENDELL, H.M. The impact of North Atlantic storminess on western European coasts: a review. *Quaternary International*, 195(1), 31-41, 2009. DOI: 10.1016/j.quaint.2008.02 .007
- COHEN, M.C.L., BEHLING, H., LARA, R.J. Amazonian mangrove dynamics during the last millennium: the relative sea-level and the Little Ice Age. *Review of Palaeobotany and Palynology* 136, 93–108, 2005.
- COWELL, P.J., THOM, B.G., JONES, R.A., EVERTS, C.H., SIMANOVIC, D. Management of uncertainty in predicting climate-change impacts on beaches. *Journal of Coastal Research*. 22, 232–245, 2006. <https://doi.org/10.2112/05A-0018.1>.
- DAWSON, S.; SMITH, D.E.; JORDAN, J. *et al.* 2004. Late Holocene coastal sand movements in the Outer Hebrides, NW Scotland. *Marine Geology*, 210: 281–306.
- DILLENBURG, S.R., TOMAZELLI, L.J., CLEROT, L.C.P. 2003. Gradients of wave energy as the main factor controlling the evolution of the coast of Rio Grande do Sul in southern Brazil during the Late Holocene. In: Coastal Sediments'03, Clearwater Beach: ASCE. 9p.
- DILLENBURG, S.R. & BARBOZA, E.G. 2009. Long and short-term progradation of a regressive barrier in southern Brazil. *Journal of Coastal Research*, SI 56, v. 1, p. 599-601.
- DILLENBURG, S.R. & BARBOZA, E.G. 2014. The Strike-Fed Sandy Coast of Southern Brazil. In: MARTINI, I.P., WANLESS, H.R. (eds.) Sedimentary Coastal Zones from High to Low Latitudes: Similarities and Differences. Geological Society of London, Special Publications v. 388, p. 333-352. DOI: 10.1144/SP388.16
- DILLENBURG, S.R.; BARBOZA, E.G.; HESP, P.A.; ROSA, M.L.C.C.; ANGULO, R.J.; SOUZA, M.C.; GIANNINI, P.C.F.; SAWAKUCHI, A.O. 2013. Discussion: "Evidence for a transgressive barrier within a regressive strandplain system: implications for complex response to environmental change" por Hein *et al.* (2013), *Sedimentology*, v. 60, p. 469-502. A transgressive barrier at Pinheira,

Southern Brazil around 3 ka?. *Sedimentology*, v. 61, p. 2205-2212, 2014. DOI: 10.1111/sed.12132

DILLENBURG, S.R., BARBOZA, E.G. & ROSA, M.L.C.C. 2011. Ground Penetrating Radar (GPR) and Standard Penetration Test (SPT) records of a regressive barrier in southern Brazil. *Journal of Coastal Research*, v. SI 64, p. 651-655.

DILLENBURG, S.R., BARBOZA, E.G., ROSA, M.L.C.C., CARON F., SAWAKUCHI, A.O. 2017. The complex prograded Cassino barrier in southern Brazil: Geological and morphological evolution and records of climatic, oceanographic and sea-level changes in the last 7–6 ka. *Marine Geology*, v. 390, p. 106-119, 2017. DOI: 10.1016/j.margeo.2017.06.007

DILLENBURG, S.R., BARBOZA, E.G., ROSA, M.L.C.C., CARON, F., BITENCOURT, V.B. 2020. Changes in the littoral drift of the Uruguayan coast during the Holocene and its influence in the continuing erosion in southern Brazil. *Journal of Coastal Research*, SI 95, v. 1, p. 453-457. DOI: 10.2112/SI95- 088.1

DILLENBURG, S.R., BARBOZA, E.G., ROSA, M.L.C.C., CARON, F., CANCELLI, R., SANTOS-FISCHER, C.R., LOPES, R.P., RITTER, M.N. 2019. Sedimentary records of Marine Isotopic Stage 3 (MIS 3) in southern Brazil. *Geo-Marine Letters*, p. 1-10. DOI: 10.1007/s00367-019-00574-2

DILLENBURG, S.R., BARBOZA, E.G., TOMAZELLI, L.J., HESP, P.A.; CLEROT, L.C.P., AYUP-ZOUAIN, R.N. 2009. The Holocene Coastal Barriers of Rio Grande do Sul. In: DILLENBURG, S.R.; HESP, P.A. (org.) *Geology and Geomorphology of Holocene Coastal Barriers of Brazil*. Springer, Lecture Notes in Earth Sciences 107, Berlin: p. 53-91. DOI: 10.1007/978-3-540-44771-9_3

DILLENBURG, S.R. & HESP, P.A. Coastal barriers: an introduction. In DILLENBURG, S.R.; HESP, P.A. (org.) *Geology and Geomorphology of Holocene Coastal Barriers of Brazil*. Springer, Lecture Notes in Earth Sciences 107, Berlin: p. 1-15, 2009. DOI: 10.1007/978-3-540-44771-9_1

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). *Journal of Coastal Research*, v. 16, p. 71-81.

- DURÁN, O. & HERRMANN, H.J. Vegetation against dune mobility. *Physical Review Letters*, 97(18), 188001, 2006. DOI: 10.1103/PhysRevLett.97.188001
- GRIMM, A.M. 2009. Clima da Região Sul do Brasil. In CAVALCANTI, I.F.; FERREIRA, N.J.; JUSTI DA SILVA, M.G.A.; SILVA DIAS, M.A.F.A. (org) Tempo e Clima no Brasil. Oficina de Textos, São Paulo: p. 259-276.
- GRIMM, A.M.; FERRAZ, S.E.T. & GOMES, J. 1998. Precipitation anomalies in southern Brazil associated with El Niño and La Niña events. *Journal of Climate* 11:2863-2880, 1998.
- GUERRA L., PIOVANO E. L., CORDOBA F. E., TACHIKAWA K., ROSTEK F., GARCIA M., BARD E., SYLVESTRE FLORENCE. Climate change evidences from the end of the Little Ice Age to the Current Warm Period registered by Melincue Lake (Northern Pampas, Argentina). *Quaternary International*, 438 (A), 160-174, 2017.
- HESP, P. A. & THOM, B. G. 1990. Geomorphology and evolution of active transgressive dunefields. In: Coastal Dunes: Form and Process, eds. K. F. Nordstrom, N. Psuty & B. Carter (Brisbane, Australia: John Wiley and Son, 1990) 253–288.
- HESP, P.A. & HILTON, M.J. 2013. Restoration of foredunes and transgressive dunefields: case studies from New Zealand. In: Restoration of coastal dunes (pp. 67- 92). Berlin, Heidelberg: Springer, 2013. DOI: 10.1007/978-3-642-33445-0_5
- HESP, P.A.; DILLENBURG, S.R.; BARBOZA, E. G.; CLEROT, L.C.P.; TOMAZELLI, L.J.; AYUP ZOUAIN, N.R. 2005. Morphology of the Itapeva to Tramandai transgressive dunefield barrier system and mid- to late Holocene sea level change. *Earth Surface Processes and Landforms*, v. 32, p. 407-414, 2007.
- HESP, P.A.; DILLENBURG, S.R.; BARBOZA, E.G.; TOMAZELLI, L.J.; AYUP-ZOUAIN, R.N.; ESTEVES, L.S.; GRUBER, N.L.S.; TOLDO-JR., E.E.; TABAJARA, L.L.C. DE A. ; CLEROT, L.C.P. 2005. Beach ridges, foredunes or transgressive dunefields? Definitions and an examination of the Torres to Tramandaí barrier system, Southern Brazil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, Rio de Janeiro - RJ, v. 77, n.3, p. 493-508.

- HESP, P.A. & SHORT, A.D. 1999. Barrier morphodynamics. In: SHORT, A.D. (org.) Handbook of Beach and Shoreface Morphodynamics. Wiley, Chichester: p. 307-368.
- HUGENHOLTZ, C. H. & WOLFE, S. A. 2005. Biogeomorphic model of dunefield activation and stabilization on the northern Great Plains. *Geomorphology*, 70(1-2), 53-70, 2005.
- IRIONDO, M.H.Y. & KRÖHLING, D. 2008. Cambios ambientales en la cuenca del Uruguay (desde el Presente hasta dos millones de años atrás). Colección Ciencia y Técnica, Universidad Nacional del Litoral, Santa Fe, 360 p.
- JOL, H.M. & BRISTOW, C.S. 2003. GPR in sediments: advice on data collection, basic processing and interpretation, a good practice guide. In: JOL, H.M.; BRISTOW, C.S. (org.) Ground penetrating radar in sediments. Geological Society of London, Special Publication, v. 211, p. 9-28.
- JOL, H.M.; SMITH, D.G. & MEYERS, R.A. 1996. Digital Ground Penetrating Radar (GPR): A New Geophysical Tool for Coastal Barrier Research (Examples from the Atlantic, Gulf and Pacific Coasts, U.S.A. *Journal of Coastal Research*, v. 12, n. 4, p. 960-968.
- KAYANO, M.T. & ANDREOLI, R.V. 2009. Variabilidade decenal a multidecenal. In: Cavalcanti, I.F. A.; Ferreira, N.J.; Silva, M.G.A.J. e Silva Dias, M.A.F. (Org.). Tempo e Clima no Brasil. São Paulo: Oficina de Textos, p. 375–383.
- KAYANO, M.T.; JONES, C.; DIAS, P.L.S. 2009. Variabilidade intrasazonal. In: Cavalcanti, I.F.A.; Ferreira, N.J.; Silva, M.G.A.J. e Silva Dias, M.A.F. (Org.). Tempo e Clima no Brasil. São Paulo: Oficina de Textos, p. 338–351.
- KLEIN, A.H.F.; SHORT, A. D. ; BONETTI, J. 2016. Santa Catarina Beach Systems. In: AD Short, AHF Klein. (Org.). *Brazilian Beach Systems*. 1ed. Switzerland: Springer International Publishing Switzerland, v. 1, p. 465-506, 2016.
- LAMB, H.H. & FRYDENDAHL, K. 1991. Historic Storms of the North Sea, British Isles and Northwest Europe. Cambridge: Cambridge University Press.

- LEAL, R. A.; BARBOZA, E. G.; BITENCOURT, V. J. B.; BIANCINI DA SILVA, A. 2016. Geological and Stratigraphic Characteristics of a Holocene Regressive Barrier in Southern Brazil: GIS and GPR Applied for Evolution Analysis. *Journal of Coastal Research*, v. 75, p. 750-754.
- LEANDRO, C.G.; BARBOZA, E.G.; CARON, F.; DE JESUS, F.A.N. 2019. GPR trace analysis for coastal depositional environments of southern Brazil. *Journal of Applied Geophysics*, v. 162, p. 1-12, 2019. DOI: 10.1016/j.jappgeo.2019.01.002
- LUCKMAN, B.H. & VILLALBA, R. 2001. Assessing the synchronicity of glacier fluctuations in the western cordillera of the Americas during the last millennium. In: Markgraf, V. (Ed.), *Interhemispheric Climate Linkages*. Academic Press, New York, pp. 119–137.
- MANTUA, N. J. *et al.* 1997. A pacific interdecadal climate oscillation with impacts on salmon production. *Bulletin of the American Meteorological Society*, v. 78, n. 6, p. 1069–1079.
- MANTUA, N. J.; HARE, S. R. 2002. The pacific decadal oscillation. *Journal of Oceanography*, Springer, v. 58, n. 1, p. 35–44, 2002.
- MARCOMINI, SC, & MAIDANA, N. 2006. Response of eolian ecosystems to minor climate changes [Special Issue]. *Journal of Coastal Research*, 39, 204-208.
- MARTINHO, C.T.; DILLENBURG, S.R. & HESP, P.A. 2008. Mid to late Holocene evolution of transgressive dunefields from Rio Grande do Sul coast, southern Brazil. *Marine Geology*, v. 256, n. 1–4, p. 49-64, 2008. DOI: 10.1016/j.margeo.2008.09.006
- MARTINHO, C.T., HESP, P.A. & DILLENBURG, S.R. Morphological and temporal variations of transgressive dunefields of the northern and mid-littoral Rio Grande do Sul coast, Southern Brazil. *Geomorphology*, v. 117, p. 14-32, 2010. DOI: 10.1016/j.geomorph.2009.11.002
- MARTINS, E.M.; OLIVEIRA, J. F.; BITENCOURT, V.J.B.; SCARELLI, F.M.; BIANCINI S.A.; GRUBER, N.L.S.; ROSA, M.L.C.C.; BARBOZA, E.G. 2014.

Comportamento Evolutivo da Barreira Costeira junto ao Balneário do Camacho, Jaguaruna/SC. *Gravel* (Porto Alegre), v. 12, p. 109-118.

MIOT DA SILVA, G. & HESP, P.A. 2013. Increasing rainfall, decreasing winds, and historical changes in Santa Catarina dunefields, southern Brazil. *Earth Surface Processes and Landforms*, v. 38, issue 9, 1036-1045 pp, 2013. DOI: <https://doi.org/10.1002/esp.3390>

MIOT DA SILVA, G.; MARTINHO, C.T.; HESP, P.A.; KEIM, B.D. & FERLIGOJ, Y. 2013. Changes in dunefield geomorphology and vegetation cover as a response to local and regional climate variations. *Journal of Coastal Research*, v. SI 65, pp. 1307-1312, 2013. DOI: <https://doi.org/10.2112/SI65-221.1>

MITCHUM, R.M.; VAIL, P.R. & SANGREE, J.B. 1977. Stratigraphic interpretation of seismic reflection patterns in depositional sequences. In: Payton, C.E. (org.) *Seismic Stratigraphy Applications to Hydrocarbon Exploration*. *American Association of Petroleum Geologists*, Memoir, v. 16, p. 117-123, 1977.

MONTEIRO, A. M. 2007. Dinâmica atmosférica e a caracterização dos tipos de tempo na bacia hidrográfica do rio Araranguá. Tese (Doutorado em Geografia), Universidade Federal de Santa Catarina, Florianópolis.

MURRAY, A.S. & WINTLE, A.G. 2000. Luminescence dating of quartz using an improved single-aliquot regenerative-dose protocol. *Radiation Measurements* 32, 57-73, 2000.

NASCIMENTO JÚNIOR, L.; SANT'ANNA NETO, J. L. 2026. Contribuição aos estudos da precipitação no estado do Paraná: a oscilação decadal do Pacífico - ODP. *Raega - O Espaço Geográfico em Análise*, v. 35, p. 314-343, 2016. DOI: <http://dx.doi.org/10.5380/raega.v35i0.42048>

NEAL, A. 2004. Ground-penetrating radar and its use in sedimentology: principles, problems and progress. *Earth-Science Reviews*, v. 66, n. 3-4, p. 261-330, 2004. DOI: 10.1016/j.earscirev.2004.01.004

NOAA/CPC - National Oceanic and Atmospheric Administration/Climate Prediction Center. Disponível em:

http://www.cpc.ncep.noaa.gov/products/analysis_monitoring/ensostuff/ensoyear_s.shtml.

- OLIVEIRA, J.F., BARBOZA, E.G., MARTINS, E.M., SCARELLI, F.M. 2019. Geomorphological and stratigraphic analysis applied to coastal management. *Journal Of South American Earth Sciences*, v. 96, p. 102358, 2019.
- OLIVEIRA, J.F.; SCARELLI, F.; MARTINS, E.M.; BARBOZA, E.G.; FAGUNDES, M.R. 2017. O Aporte Sedimentar às praias da Cigana e do Cardoso, Cabo De Santa Marta, Santa Catarina, Brasil. *Revista Brasileira de Geomorfologia*, v. 18, n.2, 295-310 p.
- OMENA, J.C.R. 2010. A Oscilação Decadal do Pacífico (ODP) e sua influência nas temperaturas máximas e mínimas do Rio Grande do Sul. 79 f. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) - Universidade Federal de Pelotas, Pelotas.
- PROVOOST, S., JONES, M. L. M., & EDMONDSON, S. E. 2009. Changes in landscape and vegetation of coastal dunes in northwest Europe: a review. *Journal of Coastal Conservation*, 15(1), 207–226, 2009. DOI:10.1007/s11852-009-0068-5
- REBELLO, E.R.G. 2006. A Oscilação Decadal do Pacífico e sua possível Influência no regime de precipitação do Rio Grande do Sul. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, 14, Florianópolis, 2006. Anais... Florianópolis.
- ROSA, M.L.C.C. 2012. Geomorfologia, padrões de empilhamento e potencial de preservação do registro estratigráfico dos sistemas deposicionais costeiros no Quaternário do Rio Grande do Sul. Porto Alegre. 246p. Tese de Doutorado, Programa de Pós-Graduação em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- ROSA, M.L.C.C., BARBOZA, E.G., ABREU, V.S., 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.

- ROSA, M.L.C.C., BARBOZA, E.G., DILLENBURG, S.R., TOMAZELLI, L.J. & AYUP-ZOUAIN, R.N. 2011. The Rio Grande do Sul (southern Brazil) shoreline behavior during the Quaternary: a cyclostratigraphic analysis. *Journal of Coastal Research*, SI 64: 686-690.
- ROSA, M.L.C.C.; BARBOZA, E.G. 2014. Comportamento Evolutivo da Barreira Costeira junto ao Balneário do Camacho, Jaguaruna/SC. *GRAVEL (Porto Alegre)*, v. 12, p. 109-118, 2014.
- ROY, P.S.; COWELL, P.J.; FERLAND, M.A., & THOM, B.G. 1994. Wave Dominated Coasts. In: Carter, R.W.G. & Woodroffe, C.D. (eds.), *Coastal Evolution, Late Quaternary shoreline morphodynamics*. Cambridge. Cambridge University Press, pp. 121-186, 1994.
- SAWAKUCHI, A.O.; KALCHGRUBER, R.; GIANNINI, P.C.F.; NASCIMENTO JR, D.R.; GUEDES, C.C.F.; UMISED, N. 2008. The development of blowouts and foredunes in the Ilha Comprida barrier (Southeastern Brazil): the influence of Late Holocene climate changes on coastal sedimentation. *Quaternary Science Reviews*, 27: 2076-2090.
- SIEGLE, E. & ASP, N.E. 2007. Wave refraction and long- shore transport patterns along the Southern Santa Catarina coast. *Brazilian Journal of Oceanography*, 55(2): 109-120.
- SPERLING, V.; FERNANDES, V. & MARQUES, J. R. 2009. Relação entre a Oscilação Decadal do Pacífico (ODP) e a precipitação de verão no Rio Grande do Sul. In: CONGRESSO DE INICIAÇÃO CIENTIFICA, 18, ENPOS, 9 E mostra científica, 1 – UFPel. Anais... Pelotas-RS.
- SPINELLI, K. & ALVES, D. B. 2014. GEADA. IN: HERMANN, M. L. P. (org). Atlas de Desastres Naturais do Estado de Santa Catarina: Período de 1980 a 2010. 2 ed. Florianópolis: IHGSC, GCN/UFSC. 217 p, 2014.
- TOMAZELLI, L.J. 1990. Contribuição ao estudo dos Sistemas Depositionais Holocênicos do Nordeste da Província Costeira do Rio Grande do Sul, com ênfase no Sistema Eólico. Porto Alegre, 270p. Tese de Doutorado, Programa de

Pós-Graduação em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.

- UNKEL, I., KADEREIT, A., MACHTLE, B.M., EITEL, B., KROMER, B., WAGNER, G., WACKER, L. 2007. Dating methods and geomorphic evidence of palaeoenvironmental changes at the eastern margin of the South Peruvian coastal desert (14°30'S) before and during the Little Ice Age. *Quaternary International* 175, 3–28.
- VILLALBA, R. 1994. Tree-ring and glacial evidence for the medieval Warm epoch and the Little ice age in southern South America. In: *The Medieval Warm Period*. Springer, Netherlands, pp. 183e197.
- VILLWOCK, J.A.; TOMAZELLI, L.J.; LOSS, E.L.; DEHNHARDT, E.A.; HORN, N.O.; BACHI, F.A.; DEHNHARDT, B.A. 1986. Geology of the Rio Grande do Sul Coastal Province. In RABASSA, J. (org.) *Quaternary of South America and Antarctic Peninsula*. Balkema, Rotterdam: p. 79-97.
- WINTLE, A.G. & MURRAY, A.S. 2006. A review of quartz optically stimulated luminescence characteristics and their relevance in single-aliquot regeneration dating protocols. *Radiation Measurements* 41, 369–391.
- WOODROFFE, C.D. 2007. The Natural Resilience of Coastal Systems: Primary Concepts. in McFadden, L, Penning-Rowsell, E; Nicholls, RJ (eds), *Managing Coastal Vulnerability*, Elsevier, Amsterdam, 2007, 45-60 p.
- ZULAR, A., SAWAKUCHI, A.O., GUEDES, C.C.F., MENDES, V.R., NASCIMENTO, D.R., GIANNINI, P.C.F., AGUIAR, V.A.P., DEWITT, R. 2013. Late Holocene intensification of colds fronts in southern Brazil as indicated by dune development and provenance changes in the São Francisco do Sul coastal barrier. *Marine Geology*. 335, 64–77. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2012.10.006>

CAPÍTULO 4

Artigo Científico "*Influence of interdecadal climate variability identified in aeolian deposits in southern Santa Catarina, Brazil*" submetido a revista *Journal of South American Earth Sciences*.

Influence of interdecadal climate variability identified in aeolian deposits in southern Santa Catarina, Brazil

Renato Amabile Leal, Eduardo Guimarães Barboza, Volney Junior Borges Bitencourt

RESUMO

Mudanças nos padrões na morfologia superficial dos depósitos eólicos costeiros ocorreram de forma cronocorrelatas em áreas geográficas distintas em diversas escalas de tempo. Algumas dessas mudanças são reconhecidas e associadas a eventos climáticos de meso e larga-escala, podendo assim estabelecer uma teleconexão. Neste estudo, dados superficiais e de subsuperfície, aliados às datações por LOE e análises climáticas permitiram organizar a cronologia evolutiva e o significado ambiental das feições eólicas que recobrem um setor da barreira costeira holocênica no litoral sul de Santa Catarina. O trecho exhibe um comportamento regressivo, conforme identificado nos dados geofísicos, nos dados geocronológicos e nos indicadores geomorfológicos. A cobertura sedimentar da barreira costeira holocênica, até então dominada por dunas livres, começou a se modificar após a década de 30 do século XX. As décadas subsequentes foram marcadas por um aumento significativo da vegetação, fixando as cristas de precipitação dos lençóis de areias transgressivos (*transgressive sand sheet – TSS*). Esse aumento da cobertura vegetal ao longo deste último século é decorrente de uma variabilidade climática associada à Oscilação Decadal do Pacífico.

Palavras-chave: Lençóis de areias transgressivos; LOE; Holoceno; Teleconexão; SIG.

ABSTRACT

Changes have occurred to the patterns of surface morphology in coastal aeolian deposits in a chrono-correlated way in different geographical areas at different time scales. Some of these changes can be recognized and associated with meso and large-scale climatic events, thus establishing a teleconnection. In the present study, surface and subsurface data, combined with OSL dating and climate analysis, allowed to establish the evolutionary chronology and the environmental context of aeolian features that cover a stretch of the Holocene coastal barrier in the southern coast of Santa Catarina, Brazil. The section shows a regressive behavior, according to geophysical and geochronological data and geomorphological indicators. The sedimentary cover of this Holocene coastal barrier, so far dominated by free dunes, began to change after the 1930s. The subsequent decades were marked by a significant increase in vegetation, fixing the precipitation crests of the transgressive sand sheets (TSS). This increase in vegetation cover over the last century may be the result of climatic variability associated with the Pacific Decadal Oscillation.

Keywords: Transgressive sand sheets; OSL; Holocene; Teleconnection; GIS.

1. Introduction

Morphological changes to coastal zones vary in time and space, resulting from the interaction between dynamic processes and their morphologies, supported by a specific geological context (Cowell *et al.*, 2006; Kinsela *et al.*, 2020). These dynamic processes include waves, tides, currents, and winds. All these factors provide the energy required to shape and modify coasts by eroding, transporting, and depositing sediments along the shoreline over time. Therefore, morphological changes observed on the shoreline highlight this close relationship between coastal behavior and climate change variability, considering both those that are periodic (cyclic/seasonal) or relatively permanent (low frequency). Geomorphological studies are increasingly more dedicated to understanding the connections between the morphodynamics of coastal environments and climate variability. According to Cowell & Thom (1994), in order to understand the formation and evolution of a given feature, one should indicate the time scale in which they are interested. In this context, different climate oscillation rates have been acknowledged in practically all time scales involved in the evolution of coastal features, especially during the Late Quaternary (Woodroffe, 2007).

One of the main challenges of coastal sciences is to deal with various time and spatial scales (Aagard *et al.*, 2004). A recurrent issue concerns how climate variabilities can impact coastal environments and the diverse scales in which they have agency (Viles & Goudie, 2003). Although climate-related impacts on coasts are frequently within a multi-millennium scale, especially regarding sea-level changes (*i.e.*, Alan & Komar 2006; Troiani *et al.* 2011; Aagaard & Sørensen, 2012; Kebede *et al.*, 2012), several authors also associate low and very low frequency climate variability modes with coastal processes. For instance, the influence of ENSO (El Niño Southern Oscillation or simply El Niño) on coastal systems is discussed by authors globally (*i.e.*, Plisnier *et al.* 2000; Storlazzi *et al.*, 2000; Forman *et al.*, 2001; Allan & Komar, 2002; Dingler & Reis, 2002; Sallenger *et al.*, 2002). In Brazil, some studies have discussed the influence of El Niño specifically on the morphology of coastal dune fields (*i.e.*, Dominguez & Bittencourt, 1994; Rodrigues, 1999; Castro, 2001; Castro & Calheiros, 2003; Fernandez & Muehe, 2006; Schossler *et al.*, 2018).

In addition to El Niño, which is the most studied and known climate mode, other events have been addressed as responsible for climate changes in southern Brazil. Some studies identified the influence of the Pacific Decadal Oscillation (PDO) on temperature and on rainfall regime (Kayano & Andreoli, 2006; Streck *et al.*, 2009;

Rebello, 2009; Cera *et al.*, 2009; Sperling *et al.*, 2009; Omena, 2010; Caballero *et al.*, 2018; Alves *et al.*, 2014 Spinelli & Alves, 2014; Nascimento Jr & Sant'anna Neto, 2016), and on coastal dunes (Miot da Silva *et al.* 2013).

In several sectors along the Holocene coastal barrier of the Pelotas Basin, southern Brazil, phases of transgressive sand sheets (TSS) dominate the barrier's morphology (Hesp *et al.*, 2005, 2007; Dillenburg & Barboza, 2009; Dillenburg *et al.*, 2009, 2013, 2017; Barboza *et al.*, 2013, 2018; Miot da Silva *et al.*, 2013; Leal *et al.*, 2016). Recent studies, based on historical aerial images, showed that in several regions around the world transgressive aeolian systems, especially the TSS ones, stabilized due to the growth of vegetation over the past decades (Tsoar and Blumberg, 2002; Kutiel *et al.*, 2004; Marcomini and Maidana, 2006; Jones *et al.*, 2010; Levin, 2011; Martinho *et al.*, 2010; Provoost *et al.*, 2011; Miot da Silva *et al.*, 2013; Dillenburg *et al.*, 2013; Barboza *et al.*, 2018; Jackson *et al.*, 2019; Gao *et al.*, 2020). However, the emergence and development of these features are still scarcely discussed.

The influence of climate variation on the formation and evolution of the TSS found in the morphology of the Pelotas Basin Holocene barrier has been addressed by several authors (Hesp *et al.*, 2007; Miot da Silva and Hesp, 2013; Miot da Silva *et al.*, 2013, Dillenburg *et al.*, 2013; Barboza *et al.*, 2018). Although these studies have contributed to improve the understanding of the formation and evolution of TSS, the links between determinant factors and their morphological changes are still poorly understood. These features are noteworthy occurrences in the coastal barriers of Pinheira (state of Santa Catarina, Brazil - SC), Jaguaruna (SC), Araranguá (SC), Curumim/Itapeva (state of Rio Grande do Sul, Brazil - RS), Cassino (RS), and Hermenegildo (RS).

Therefore, the objective of the present study was to investigate morphological variations in TSS and the climatic mechanisms responsible for them, and through this try to establish a teleconnection between events. To do so, the surface morphology of the Holocene coastal barrier along the southern shoreline of the state of Santa Catarina, near the mouth of the Urussanga River, was analyzed (Figure 1).

1.1 Study Area and Regional Setting

The study area encompasses a section of the Holocene coastal barrier interrupted by the Urussanga River, which is the natural border used to separate the municipalities of Jaguaruna and Balneário Rincão, located in the northern portion of the Pelotas Basin (Figure 15).

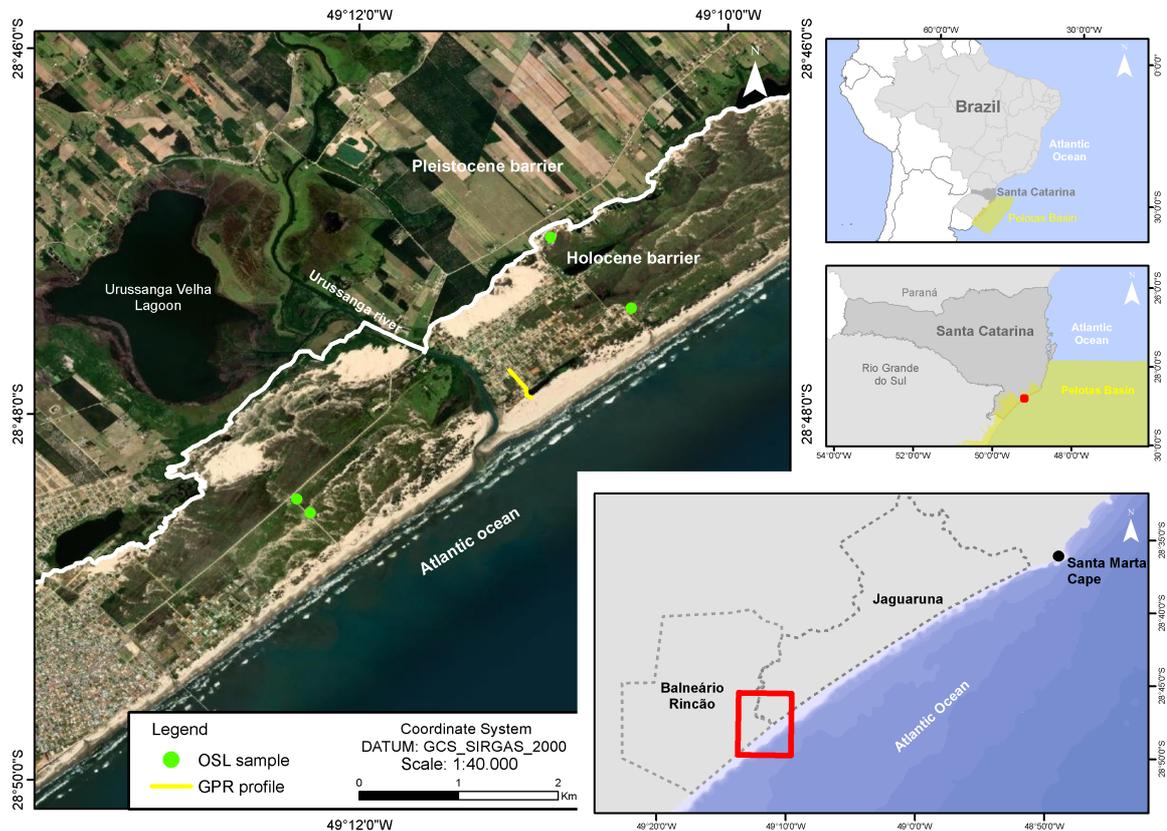


Figure 15: The study area is located along the southern shoreline of the state of Santa Catarina, in the northern portion of the emerged sector of the Pelotas Basin (between the municipalities of Balneário Rincão and Jaguaruna). This sector of the shoreline is characterized by a smooth large-scale NE-SW embayment (Data source: Continuous Cartographic Base of Brazil on the millionth scale – BCIM version 4 – 2014, in SIRGAS2000, geographic coordinate system, data from federal, state, and municipal sector agencies. Image source: © Google Earth).

The emerged portion of the Pelotas Marginal Basin consists of a vast coastal plain delimited at its extremities by the outcrops of Santa Marta Cape/Santa Catarina to the north, and La Coronilla/Uruguay to the south (Dillenburg and Barboza, 2014). The Holocene barrier of the Pelotas Basin is one of the largest barriers in the world, measuring approximately 750 km in length and with only seven discontinuities associated with narrow lagoon inlets and river mouths (Dillenburg and Barboza, 2014, Bitencourt *et al.*, 2020).

Its formation and evolution followed a well-accepted model by the scientific community, in which barriers originated approximately 20 ka ago, after the Last Glacial Maximum (LGM), associated with the beginning of the Post-glacial Marine

Transgression (PMT), and migrated together with sea-level rise (Field and Duane, 1974; Swift, 1976; Villwock *et al.*, 1986; Swift and Thorne, 1991; Roy *et al.*, 1994; Cowell *et al.*, 1999; Bitencourt *et al.*, 2020; Dillenburg *et al.*, 2020). The maximum sea level of the Postglacial Marine Transgression (PMT) at around 6 – 5 ka was approximately 1 – 3 m above its present level, after which it slowly fell (Angulo *et al.*, 2006; Barboza and Tomazelli, 2003; Barboza *et al.*, 2021).

The orientation of the coastline in the northern portion of the Pelotas Basin is mainly NE-SW, and is exposed to all incoming wave and wind directions. Predominant wave characteristics reflect the wind regime over the South Atlantic Ocean. Therefore, during the austral spring and summer, incoming waves approach from the eastern quadrant. In turn, during the austral fall and winter months, the passing of frontal systems generates winds and waves from the southern quadrant. Significant wave height is 1.15 m (from the east) and 2 m (from the south), with periods of approximately 8 and 12 s, respectively (Araújo *et al.*, 2003).

Klein *et al.* (2016) defined the beaches of the northern portion of the basin as part of a fully dissipative beach system comprised by fine sand, wide beaches with low gradient (mean slope $\sim 1.8^\circ$), low embayment degree (0.9°), and SE (152°) orientation.

The coast of Santa Catarina in the studied sector presents a semidiurnal microtidal regimen, ranging between 1.05 m in the northern region and 0.46 m in the southern portion (Klein *et al.*, 2016). The longshore drift along the Holocene shoreline of the Pelotas Basin is controlled by waves from the southern quadrant. However, Siegle and Asp (2007) concluded that the longshore drift between the mouth of the Araranguá River and the Santa Marta Cape presented, within the same a year, bidirectional characteristics, and observed a noticeable reduction in transport potential.

The climate in the region is categorized as *Cfa* according to the classification proposed by Köppen (1936). In other words, it is a humid subtropical climate, with no dry season, and with warm summers (Alvares *et al.*, 2014). The rainfall regime ranges between 1,300 and 1,600 mm, and rain is well-distributed throughout the year. During the austral summer, the presence of tropical air masses results in high mean temperatures from December through March. During the austral winter, polar air masses act more intensely, leading to a decrease in monthly mean temperatures. On the other hand, during the austral fall, both tropical and polar air masses act together, though the latter predominates. Finally, during the austral spring, tropical air masses predominate over the polar ones (Monteiro, 2007; Grimm, 2009). In El Niño years, the southern region experiences an increase in rainfall during the austral spring, with a

distinguished peak in November, while in La Niña years droughts are more intense and regular (Schneider and Gies, 2004).

The aeolian potential transport calculated for the region (Santa Marta Lighthouse Weather Station) was of 318 VU (vector units) and the resulting direction of the potential aeolian drift was southwestwards (218°). Therefore, the region is characterized for being an area of high aeolian energy and with some directional variability (Oliveira *et al.* 2017). It is also important to note that there is a correlation between winds from the southern quadrant (especially from the southwest) and rainfall events, which reduces aeolian transport effectiveness (Giannini, 1993).

2. Materials and Methods

The present study was based on the geomorphological and geochronological characterization of the Holocene barrier of the region of the Urussanga River mouth. The methods used allowed to gather surface and subsurface information. In order to understand the depositional architecture of aeolian deposits, barrier surface morphology in the sector studied was correlated with subsurface data obtained by Leal *et al.* (2016) using a GPR (Ground Penetrating Radar) device and with new GPR profiles obtained in the present study. Moreover, regional meso/large-scale climatic data was used to establish potential teleconnections.

2.1. Surface characterization

Surface data was obtained through the analysis of field surveys, orthorectified aerial photographs, a digital elevation model (DEM), and satellite images. Historic aerial photographs from 1938 (1:30,000), 1957 (1:30,000), and 1978 (1:25,000) were provided by the State Secretariat of Economic Sustainable Development of Santa Catarina (SDE-SC). Recent aerial photographs (2012 orthophoto in 1:10,000 scale) and DEM (spatial resolution of ~1 m and altimetric accuracy of 2.5 m) were obtained from the Aerophotogrammetric Survey of the State of Santa Catarina (SDE-SC).

High-resolution satellite images available from Google Earth® (GE) were also used in this stage of geomorphological classification and analysis, and for the morphometric analysis of phases. High-resolution (pixel size < 1 m) and recent (2 years prior to this study) images from satellites, such as Quickbird, GeoEye-1, IKONOS, and WorldView-2, for example, were accessible through GE. All remote sensing products

were integrated and analyzed in a Geographic Information System (GIS) database interface using the software ArcMap® 10.5 (ESRI). This data was used for the morphological characterization and morphometric measurements of the aeolian deposits.

In order to quantify vegetation cover over time, the geoprocessing procedure described by Moulton *et al.* (2018) was followed. This procedure consists of transforming remote sensing products into a single BW band (black = 0 and white = 255) using the Grayscale function in ArcMap® 10.5, and later applying the Grayscale pixel-based classification (GPC) method (Atkinson and Lewis, 2000). Pixels with values above 195 were considered sand (free dunes).

2.2. Subsurface Surveys

For the subsurface characterization, geophysical profiles were conducted using a GPR device across the area. The equipment used to obtain the data was a GSSI™ acquisition system (Geophysical Survey Systems, Inc.) model SIR-3000 with a contact antenna with central frequency of 200 MHz, and a Cobra Plug-In GPR acquisition system (RadarTeam Sweden AB) with a Subecho SE-70 monostatic aerial antenna, at central frequency of 200 MHz. The arrangement used in surveys, as proposed by Barboza *et al.* (2014a), was the Common Offset, which consists of a simultaneous displacement of the receiving and transmitting antennas (fixed distance between them of 0.5 m). Window depth reached between 200 and 900 ns during surveys, which corresponded to approximate depths between 10 and 20 m (according to the dielectric constant used). Each section trace represents the stacking of 32 readings, to which an AGC gain (Automatic Gain Control) was used with the objective of equalizing trace amplitudes. The dielectric constant used during acquisition was 10, which represents a velocity of 0.09 m/ns, usually related to sandy deposits (Davis and Annan, 1989). This constant was calibrated using lithological data from sediment cores of the Pelotas Basin obtained by Dillenburg *et al.* (2011). Due to the difficult access to the study area, surveys were conducted along roads.

Altimetric data was corrected using a GNSS positioning system in kinematic mode (Trimble® ProXRT - datum WGS84), generating a high-resolution (> 5 m) spatial positioning and altimetric file. Data was processed using the software ReflexWin®, Radan™, and Prism2® in order to apply frequency-selective limiting filters, to remove continuous noise (background removal), signal gain, zero and time in depth

corrections, and topographic corrections. The interpretation of radarfacies followed the seismic-stratigraphy method adapted for GPR by Neal (2004), based on terminations (onlap, toplap, downlap, and truncations), and on the patterns and geometry of reflectors (Mitchum Jr. *et al.*, 1977). The signal trace analysis, according to Leandro *et al.* (2019), allowed for the identification of contact surfaces between depositional environments.

2.3. Geochronology

To estimate the deposition date of TSS phases, four samples were collected, one from each phase found in the barrier's morphology (Figure 15). The age of each phase, used to estimate deposition rate, was evaluated through absolute dating of mineral grains (mainly quartz) in each sample using the Optically Stimulated Luminescence (OSL) technique. OSL dating determines the period when the mineral grains were last directly exposed to sunlight, in other words, it provides deposition ages by measuring sediment luminescence. Dating analyses were conducted at the Laboratory of Gamma Spectrometry and Luminescence (LEGal) of the University of São Paulo (USP).

The dose rate was estimated by using gamma spectrometry (concentrations of Uranium-U, Thorium-Th, and Potassium-K) with a HPGe detector and ultralow background shield, along with an estimation of cosmic radiation calculated according to Prescott and Hutton (1994). The procedure proposed by Adamiec (1998) and Aitken (1998) was followed to address dose rate conversion factors. Equivalent dose (ED) was determined through the SAR protocol (Single Aliquot Regenerative-Dose) proposed by Murray and Wintle (2000) and Wintle and Murray (2006), with quartz multi-grain aliquots (Murray and Wintle, 2003). Measurements were conducted by using a Risø TL/OSL DA-20 system equipped with a source of $^{90}\text{Sr}/^{90}\text{Y}$ radiation, blue LED for light stimulation, and Hoya U-340 filters to detect ultraviolet light.

Quartz aliquot preparation first involved wet sieving to isolate grains in the 180-250 μm fraction. Next, samples were treated with oxygen peroxide (H_2O_2) and hydrochloric acid (HCl at 38%) to remove organic matter and calcium carbonate (CaCO_3), respectively. Later, heavy and light minerals (LMT = 2.85 g/cm^3), quartz (LMT = 2.62 g/cm^3), and remaining feldspars were separated from the samples. Quartz concentrates ($2.62 - 2.75 \text{ g/cm}^3$) were treated using hydrofluoric acid (HF 38% for 40 min) to remove the outer layer of quartz grains that were damaged by alpha particles

and feldspar remains. Finally, quartz concentrates underwent wet sieving (180 – 250 μm) and were dried. Samples were dried and stored for 21 days to reach radon (Rn) re-equilibrium before undergoing gamma spectrometry.

Luminescence measurements for estimating ED were conducted in 20 to 30 aliquots per sample. Only aliquots with a recycling ratio between 0.9 and 1.1, recovery lower than 5%, and absence of infrared stimulated luminescence were considered when calculating the equivalent dose, which was carried out using the Central Age Model (Galbraith *et al.*, 1999).

2.4. Climate Indices and Teleconnections

With the objective of evaluating and correlating meso and large-scale climate variabilities with the period of TSS formation and development (teleconnections), climate indices were calculated using packages for MATLAB[®] R2019a (MathWorks) called Climate Data Toolbox for MATLAB (Greene *et al.*, 2019) and Get Climate Teleconnection Indices (Greene *et al.*, 2020). The time series for the indices were obtained from the National Oceanographic and Atmospheric Administration (NOAA) (www.ncdc.noaa.gov/teleconnections/).

Although these MATLAB[®] packages allowed the acquisition of several teleconnection indices (Greene *et al.*, 2019, 2020), PDO was considered as the one which best fit the present study. Therefore, the PDO Index (PDOI¹) was calculated using monthly values for the period between 1854 and 2020. A moving average (MA) of PDOI values with an interval of 120 months was also calculated with the aim of smoothing the graph and better evaluating correlations, as indicated in NOAA's guidelines (www.ncdc.noaa.gov/teleconnections/).

3. Results

3.1. Morphology and Vegetation Cover

The TSS phases are characterized by precipitation ridges, which are elongated, narrow features formed by sediment saltation that end up deposited on the vegetation located along the outer edges of dune fields. According to the topographic profiles (Figure 16e) extracted from the alignment of OSL collection sites (Figure 16d), aeolian deposits were higher than 10 m in the innermost areas, near the border with the

Pleistocene barrier. Approximately four large TSS phases/pulses were observed, limited by precipitation ridges.

Precipitation ridges are widely spaced (> 100 m), lobe-shaped, and present discontinuities along the surface morphology of the barrier. Humid and flooded blowout areas are formed between the TSS phases, where organic matter accumulates and A Horizon soil is formed.

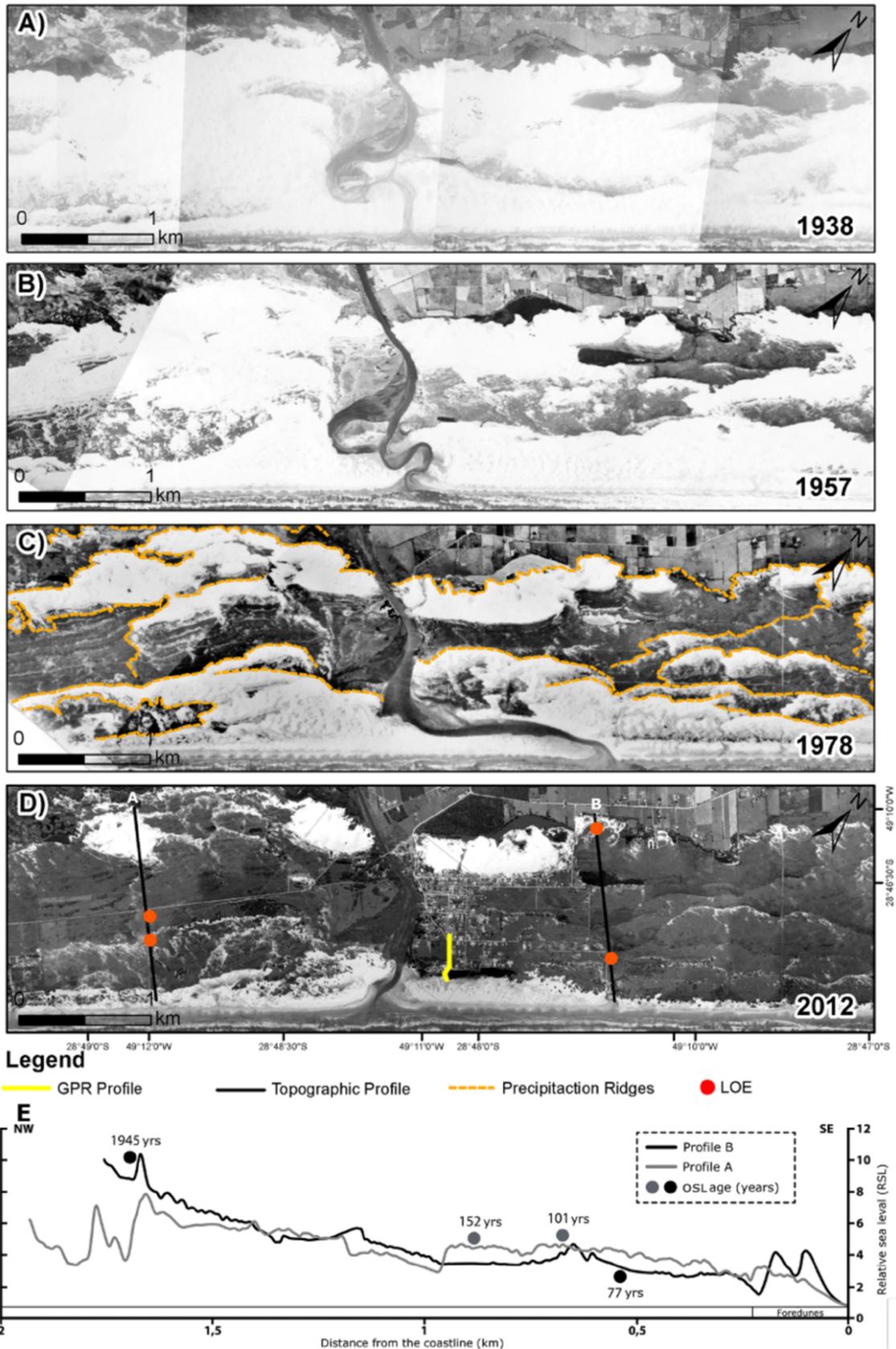


Figure 16: Monochromatic mosaics of aerial photographs showing morphology evolution (vegetation cover and aeolian deposition) between 1938 and 2012. The barrier presented fully active transgressive aeolian deposits in 1938, followed by rapid vegetation growth and consequent dune stabilization over the following years. In (c), an aerial photograph from 1978 (1:30,000) showing precipitation ridges and their borders associated with the TSS. In (d), the location of OSL sampling points, GPR profile, and topographic profile. In (e), altimetric profiles of sampling lines in Balneário Torneiro (profile B) and Balneário Rincão (profile A). The sampling points where OSL dating was conducted are indicated in each profile (point locations in (d)).

The first aerophotographic record was from 1938 and served as a baseline for the space-time evolution analysis (Figure 16a). In 1938, the morphology of the Holocene barrier was formed by successive overlapping of fully active aeolian phases, without vegetation and with only a few blowout areas between the different transgression phases. Comparing aerial photos from 1938 and 1957 (Figure 16b), a few changes could be observed. The beginning of the stabilization process could be seen as the blowout area increased between the main pulses. These blowout areas are lower areas adjacent to the precipitation ridges, representing soil stabilization phases. In 1978, a large portion of the area was already stabilized with the presence of vegetation in all phases observed, and with larger blowout areas (Figure 16c). New pulses appeared during this period (characterized by precipitation ridges). However, these pulses probably result from sediment migration from the system itself (autogenic) rather than from the beach that supplied the barrier area with sediments. Currently, active areas adjacent to the Holocene barrier are very restricted (Figure 16d).

The quantification of vegetation cover (according to the GPC method) corroborates the visual analysis. It showed that in 1938 only 7% of the surface was vegetated, approximately (Figure 17). In turn, by 1957 there was a large growth in vegetation cover, increasing to 31%. In 1978, vegetation cover reached approximately 55%. Finally, the aerial photograph from 2012 showed a large reduction of exposed areas, in which over 90% of the morphology was covered by vegetation. Figure 18 shows the spatialization of active aeolian deposit percentages in 1938 and 2012.

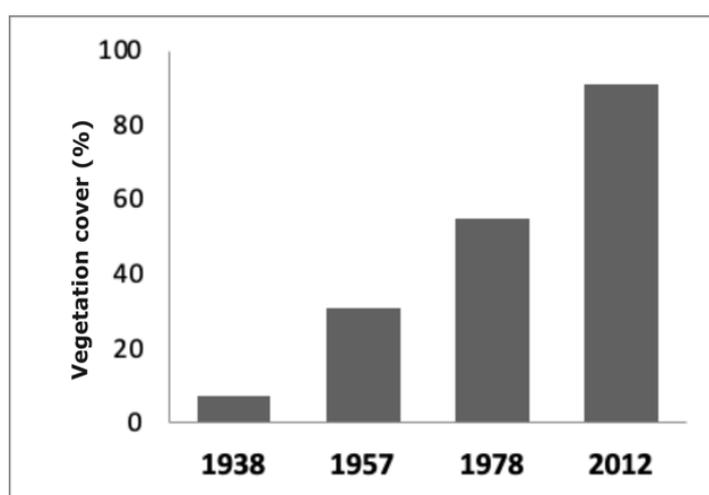


Figure 17: Evolution of vegetation cover (in %) for the study area based on aerial photographs from 1938, 1957, 1978, and 2012.

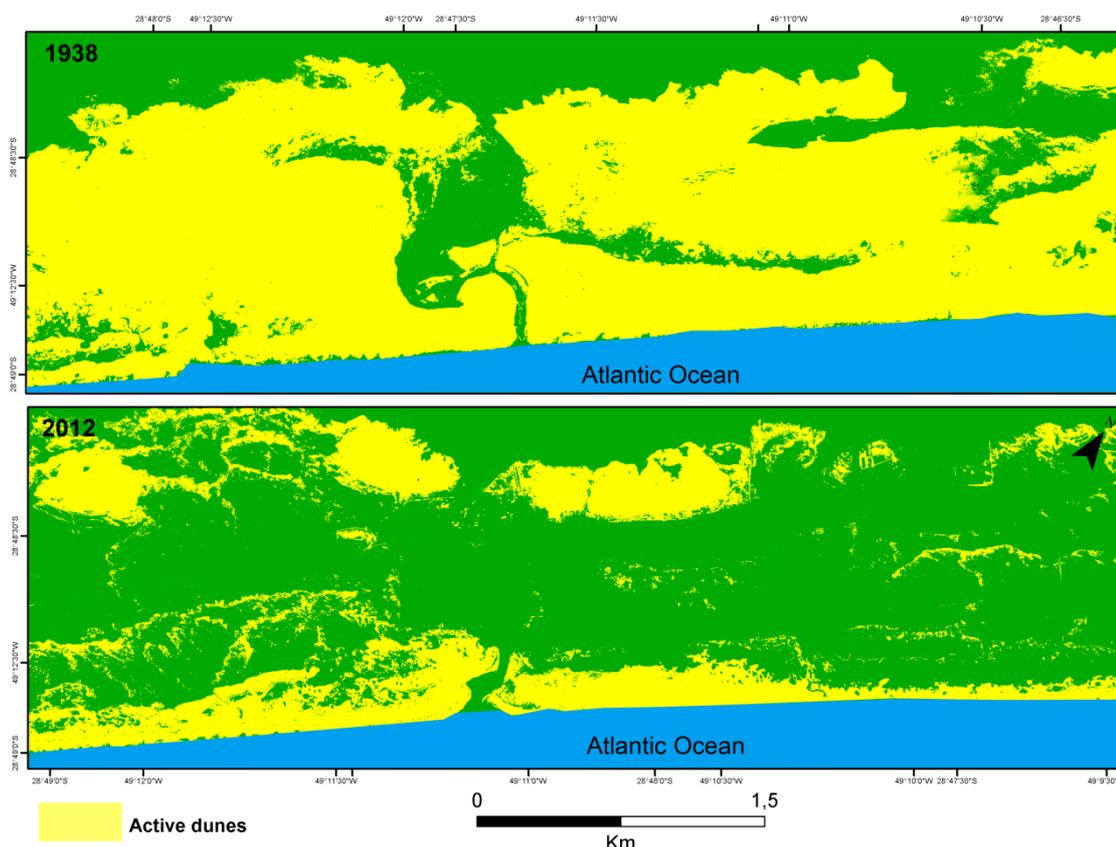


Figure 18: Results of Grayscale Pixel-based Classification (GPC) showing a decrease of more than 80% of the active dunes along the Holocene barrier between 1938 and 2012.

3.2. Depositional Architecture

The interpretation of GPR records (Figure 19) allowed to define four depositional units and/or environments: (I) shallow marine deposits; (II) deposits corresponding to a beach profile (emerged and submerged); (III) fluvial deposits; and (IV) aeolian deposits.

In general, shallow marine deposits (upper shoreface) (I) present irregular, high-amplitude, discontinuous and subparallel reflectors, in a usually segmented wavy pattern. These deposits are located between seven and 13 m in depth, and were formed and preserved due to the progradational characteristic of the barrier. Similar patterns were observed in GPR profiles by Barboza *et al.* (2009, 2010, 2011, 2013, 2014b), Dillenburg *et al.* (2011, 2019), Biancini da Silva (2016), Bitencourt *et al.* (2020), and Becker *et al.* (2021).

Beach system-related deposits (II) correspond to a set of discontinuous subparallel reflectors, presenting small hummocky structures, and a sharp contrast.

The unit corresponding to the fluvial deposits (III) represents two different environments: marine and beach (shoreface and foreshore/backshore). However, the fluvial systems in the study area and adjacent areas reworked these deposits during

barrier progradation and did not allow reliable preservation of the standard depositional architecture of regressive barriers. Therefore, they were characterized as a single fluvial deposit. Reflectors were parallel and subparallel, alternating between medium and low contrast, presenting downlap terminations in the erosive surface towards the channel depocenter.

Paleochannel incisions are at an approximate depth of 7 m. These incisions are characterized by erosive surfaces, represented by laterally continuous reflectors with sharp contrasts and concave geometry. Erosive surfaces truncate adjacent reflectors in the convex face, which are radarfacies that correspond to beach environments (backshore/foreshore). The paleochannel filling is probably represented by sediments from the Holocene barrier reworked by the fluvial system itself, followed by aeolian sediments that resulted from NE winds (cross-onshore), which predominate in the area.

Erosive surfaces reworked beach and marine radarfacies. Therefore, they originated after and/or concomitantly with the barrier formation process. According to Biancini da Silva (2016) and Barboza *et al.* (2014b), the interdigitation of fluvial deposits with beach/marine environments implies that, in the past, and analogously to the present moment, paleochannels were connected to the ocean and to the eroded mouth of adjacent deposits as they migrated laterally.

Unit IV deposits found at the top of GPR sections, which are characteristic of aeolian systems, measured approximately 1 to 2 m in thickness, and presented continuous high-contrast wavy reflectors with low slopes towards both directions. These deposits represent the aeolian covering of transgressive sand sheets. It is important to note that GPR surveys were conducted along roads and, therefore, the thickness of aeolian deposits along non-urbanized sectors of the barrier is higher.

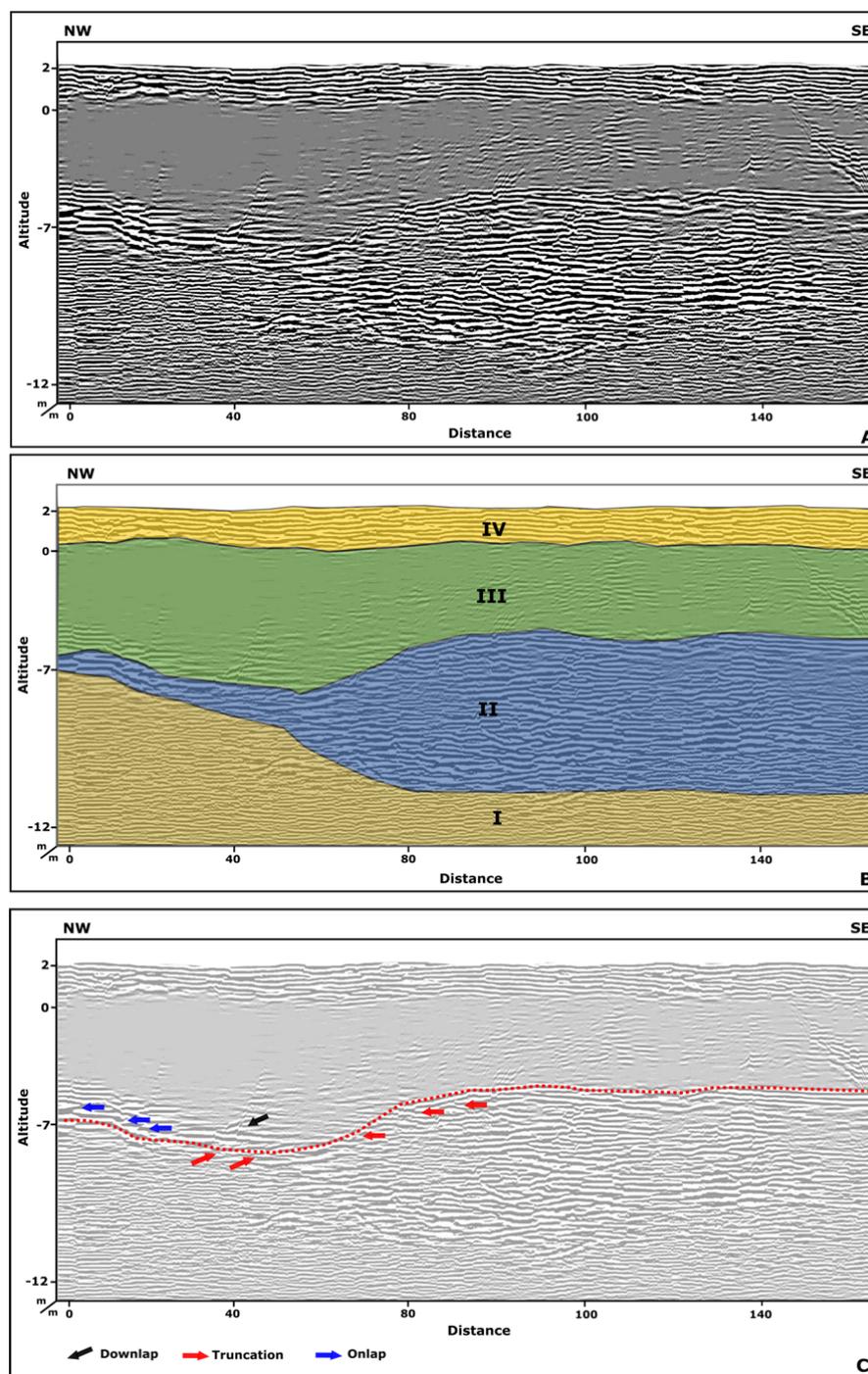


Figure 19: (a) GPR record (200-MHz antenna) processed in the northern sector of Balneário Torneiro; (b) interpreted stratigraphic record showing the respective depositional units and/or environments: (I) shallow marine deposits; (II) beach deposits; (III) fluvial deposits; (IV) aeolian deposits; (c) limit of the erosive surface with reflector terminations that characterize a paleochannel.

3.3. Ages (OSL)

The geochronological analyses results (OSL) from the representative samples of phases/pulses indicated very recent ages (77 ± 10 to $1,945 \pm 336$ years) (Table 2), encompassing the Late Holocene. Only aliquots with recycling between 0.9 and 1.1, and with recovery greater than 95% were considered when calculating the equivalent

dose. This indicates that sensitive changes were adequately corrected, thus suggesting a reliable determination of OSL age. Equivalent doses varied between 0.04 and 0.87 Gy, and dose rates (DR) ranged between 0.49 and 0.54 Gy/ka. The distribution of equivalent doses (ED) showed dispersion values (OD) between 10.3 and 78.8%. High dispersion values are expected for very young samples because any residual signal and heterogeneity of either beta source field (and other instrument variabilities) or thermal transference is significantly close to the natural signal.

Table 4: Results of OSL dating. Ages varied between 1945 ± 336 and 77 ± 10 years.

Sample code	LEGal code	Number of aliquots	Recycling Ratio (mean)	Dose rate (Gy/ka)	Dose (Gy) (CAM)	Depth (m)	Age (years) (CAM)
URU01	L1364	19/32	0.99 ± 0.01	0.54 ± 0.04	0.042 ± 0.004	0.95	77 ± 10
URU02	L1365	13/21	0.99 ± 0.01	0.49 ± 0.04	0.049 ± 0.002	0.85	101 ± 10
URU03	L1366	15/22	1.01 ± 0.01	0.52 ± 0.04	0.079 ± 0.003	0.75	152 ± 16
URU04	L1367	35/35	0.98 ± 0.01	0.44 ± 0.04	0.867 ± 0.115	0.65	1945 ± 336
Sample code	LEGal code	U (ppm)	Th (ppm)	K (%)	Cosmic dose rate (Gy/ka)	H2O saturation	OD (%)
URU01	L1364	0.24 ± 0.03	0.70 ± 0.08	0.34 ± 0.02	0.17 ± 0.3	0.19	39.4
URU02	L1365	0.23 ± 0.03	0.63 ± 0.08	0.27 ± 0.01	0.17 ± 0.3	0.18	10.3
URU03	L1366	0.24 ± 0.03	0.72 ± 0.08	0.31 ± 0.01	0.17 ± 0.3	0.2	16.3
URU04	L1367	0.28 ± 0.03	0.87 ± 0.08	0.19 ± 0.01	0.18 ± 0.4	0.19	78.8

CAM - Central Age Model
OD - overdispersion

3.4. Climate Data and Teleconnections

Geochronology results showed that the three most recent aeolian pulses (URU01, URU02, and URU3) presented an approximate age difference between 24 and 51 years (Table 1). The MATLAB® packages used allowed the obtention of several teleconnection indices (Greene *et al.*, 2019, 2020). However, PDO was chosen as having the best fit in the present study because it is an interdecadal variability event with warm and cold phases, lasting for approximately 20 to 30 years (Mantua *et al.*, 1997). This period coincides with the ages found in the TSS pulses. In addition, the influence of PDO over the climatic pattern of southern Brazil has already been discussed by several authors (Kayano and Oliveira, 2008; Sperling *et al.*, 2009; Streck *et al.*, 2009; Cera *et al.*, 2009; Spinelli and Alves, 2014; Nascimento Jr and Sant'anna Neto, 2016).

Therefore, PDOI was calculated using monthly values for the period between 1854 and 2020 (Figure 6). A moving average (MA) of PDO values with an interval of 120 months was also calculated with the objective to smoothen the graphic and improve the evaluation of correlations, as indicated by NOAA's guidelines (www.ncdc.noaa.gov/teleconnections/). Based on MA, four negative periods (cold phase) and three positive periods (warm phase) were identified. The first cold phase began before 1860 and persisted until 1900. Others occurred between 1911-1925, 1946-1978, and 1996-2018. Warm phases were identified between 1901-1910, 1926-1945, and 1979-1995 (Figure 20).

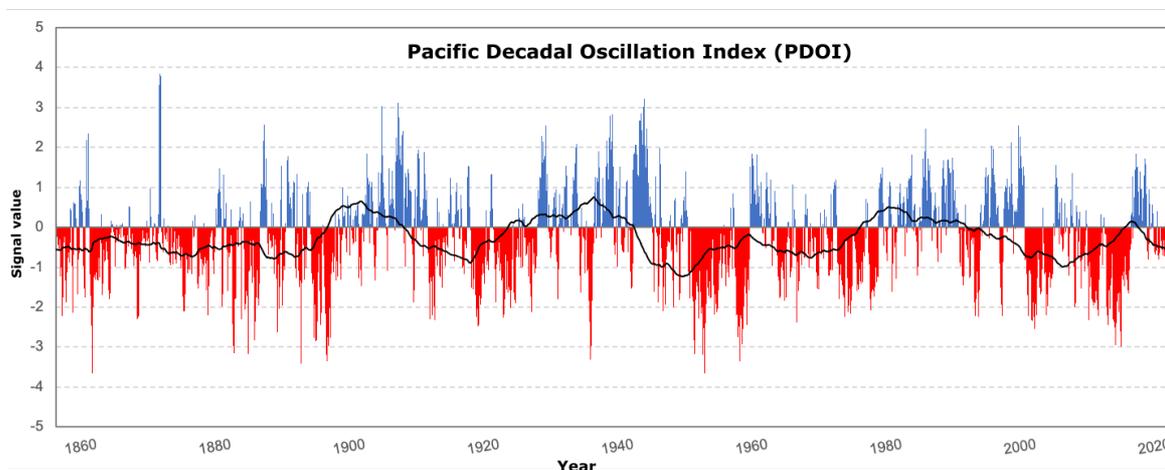


Figure 20: Pacific Decadal Oscillation Index (PDOI) between January 1854 and February 2020. PDO is one of the most important teleconnections that correlate with aeolian deposits because it mainly influences wind and rainfall regimes with higher stability. The black line represents the moving average (MA) of signal values accumulated over 10 years. Index values are available at NOAA's website: www.ncdc.noaa.gov/teleconnections/.

4. Discussion

4.1. TSS Morphology

TSS are common surface features in several sectors along the Holocene barrier of the Pelotas Basin (Hesp *et al.*, 2007; Barboza *et al.*, 2013, 2018; Miot da Silva *et al.*, 2013; Dillenburg *et al.*, 2017). In general, the pattern of aeolian deposits characterized by precipitation ridges is well known along sandy beaches with intermediate and dissipative characteristics (Hesp and Tom, 1990; Hesp, 2004).

Historical analyses using aerial photographs allowed to observe that, from 1938 onwards, the aeolian system composing the morphology of the Holocene barrier triggered a stabilization process. This stabilization provided an expressive increase of urbanization along the Holocene Barrier, especially in regions adjacent to the

Urussanga River. In general, the same aeolian system fixing pattern was described by Martinho *et al.* (2010), Miot da Silva and Hesp (2013), Miot da Silva *et al.*, (2013), and Oliveira *et al.* (2017) for other regions in the states of Santa Catarina and Rio Grande do Sul.

TSS development depends mainly on the “competition” between sand transport and vegetation growth (Duran and Herrman, 2006; Hesp, 2013; Arens *et al.* 2013; Hesp and Hilton, 2013). Vegetation is the main - and usually the only - stabilization agent of coastal aeolian systems. It defines the mobility degree and activity of the TSS, which can vary from an active and almost non-vegetated state to a stabilized and predominantly vegetated one, and vice-versa (Hugenholtz and Wolfe, 2005; Yizhaq *et al.*, 2007; 2009; Hesp, 2013).

There are several factors that influence vegetation behavior and, consequently, the behavior of coastal aeolian systems. However, climate is frequently considered as the main factor, especially due to: (i) rainfall variability (Marcomini and Maidana, 2006; Wolfe and Hugenholtz, 2009); (ii) changes in wind patterns (Tsoar, 2005; Tsoar *et al.* 2009; Levin, 2011); or (iii) a combination of both (Jones *et al.*, 2010; Martinho *et al.*, 2010; Miot da Silva and Hesp, 2013; Miot da Silva *et al.*, 2013; Moulton *et al.*, 2018).

Provoost *et al.* (2011) emphasized that these factors cannot be easily separated, and specific local or regional interactions between various processes and mechanisms suggest a complex scenario. Thus, periodic meso- and large-scale climate anomalies influence global and regional climates and, consequently, influence the establishment of conditions favorable to the development - or not - of vegetation, leading to changes in shapes and types of aeolian deposits.

Aeolian system fixing and mobility reduction due to increases in vegetation is a global trend and has been observed in several locations around the world over the past decades (Marcomini and Maidana, 2006; Provoost *et al.*, 2011; Delgado-Fernandez *et al.*, 2019). Recently, Gao *et al.* (2020) reviewed the literature of several aeolian systems worldwide for the period between 1870 and 2018 and concluded that 93% (164 out of 176 systems) presented a considerable reduction in mobile dunes. According to the authors, one of the factors responsible for the increase in vegetation cover is periodic climatic oscillation.

Vegetation cover over aeolian systems, in some stretches of the shoreline of Jaguaruna, specifically in the Balneário Arroio Corrente sector, can be represented by shrub, tree, and herbaceous species with small-sized stratification and dense appearance (Santos *et al.*, 2017).

Relic dune discontinuities in the frontal beach ridge have been interpreted as an effect of interdune drainage and washouts (Hesp *et al.*, 2005), which causes a jagged pattern in this extremity, often altering precipitation ridges and hampering the delimitation of TSS phases. The major discontinuities of relic TSS can probably be connected to rainier periods (increase in drainage) and to barrier fluvial reworking by the Urussanga River. In addition, the variability in TSS spacing suggests that there were periods when vegetation was less dense and inefficient in trapping sands, thus increasing the migration potential into the inner areas of the barrier.

4.2. Depositional architecture and its influence on aeolian deposits

Barrier behavior was characterized by Leal *et al.* (2016) as progradational. The influence of fluvial systems during barrier progradation is evidenced by the paleochannels present in the GPR profiles (Leal *et al.*, 2016). This interdigitation between fluvial and marine deposits may have largely contributed to aeolian system fixing along the Holocene barrier. This is because the formation of humid low areas (blowout) contributes to phreatic level surfacing, thus producing soils that are rich in organic matter and which favor vegetation development. The thickness of the aeolian system varies between 1 and 2 m, and its limit with the fluvial environment is located close to sea level, and likely also close to the phreatic level.

The influence of river mouth migration on morphology along the Holocene barrier has already been identified in previous studies (Barboza *et al.*, 2014b; Biancini da Silva *et al.*, 2014). This is an important autogenic factor, still poorly understood, that may be responsible for the rapid stabilization of the aeolian deposits of the Holocene barrier.

In addition, in other sectors of the Pelotas Basin, where TSS are predominant in the morphology of the Holocene barrier (Pinheira, Curumim, Passo de Torres, and Cassino), the stratigraphic behavior is also progradational.

4.3. Correlations between Climate Indices and TSS

The Pacific Decadal Oscillation – PDO is among one of the main teleconnection settings that affects global climate variability, influencing South America and southern Brazil (Cavalcanti and Ambrizzi, 2009; Grimm, 2009). PDO has been considered an important low- and very low-frequency variability mode (Cavalcanti and Oliveira, 1996; Cavalcanti and Ambrizzi, 2009; Kayano and Andreoli, 2006; 2009; Grimm, 2009). It

can be described as having similar behavior to El Niño, though with different time settings (Mantua and Hare, 2002). PDO repercussions last longer and, therefore, are more stable and can be better correlated with geomorphological indicators (Nigam and Baxter, 2015).

According to Mantua and Hare (2002), several independent studies found evidence of only two full PDO cycles during the past century: negative PDO regimes (cold phase) predominated between 1890 and 1924, and again, between 1947 and 1976. In turn, positive PDO regimes (warm phase) predominated between 1925 and 1946, and between 1977 and 1998. Although the post-1998 period was not defined by Mantua and Hare (2002), Molion (2005) stated that PDO seemed to have once more entered its negative phase from 1999 onwards, which may last until approximately 2025.

The monthly PDO index values from 1860 to 2020, used in the present study, were obtained from NOAA. According to its MA, PDO presented four negative periods (cold phase) and three positive ones (warm phase). The first cold phase began before 1860 and lasted until 1900. The others occurred between 1911-1925, 1946-1978, and 1996-2018. Warm phases, in turn, were identified between 1901-1910, 1926-1945, and 1979-1995 (Figure 21).

An association between the data obtained in this study and that from Mantua and Hare (2002) showed the presence of a short warm phase (1901-1910), which was not classified by Mantua and Hare (2002) perhaps because the time setting did not fit the authors' objectives. The period prior to 1890, not categorized by the authors, was analyzed in this study and characterized as an extension of a cold phase.

The age analysis of TSS phases obtained in this study allows to associate them with PDO phases. TSS were delimited in four phases with ages that decreased towards the ocean as a consequence of barrier progradation. Sample URU04 was not included in the analysis because it presented a very high age and could not be associated with PDO. Sample URU03, which represents phase 03, was dated at 150 ± 16 years, meaning its formation was correlated with the cold phase that occurred between 1860-1900, defined in this study based on the MA from NOAA's data. Phase 02 (URU02) was dated at 101 ± 10 years, a period that can be correlated with the cold phase defined by Mantua and Hare (2002), and with the results of the present study (Figure 7). The sample that represents the most recent phase (URU01) was dated at 77 ± 10 years. If dating error is considered (± 10 years), this period can be associated with the cold phase that occurred between 1947 and 1976.

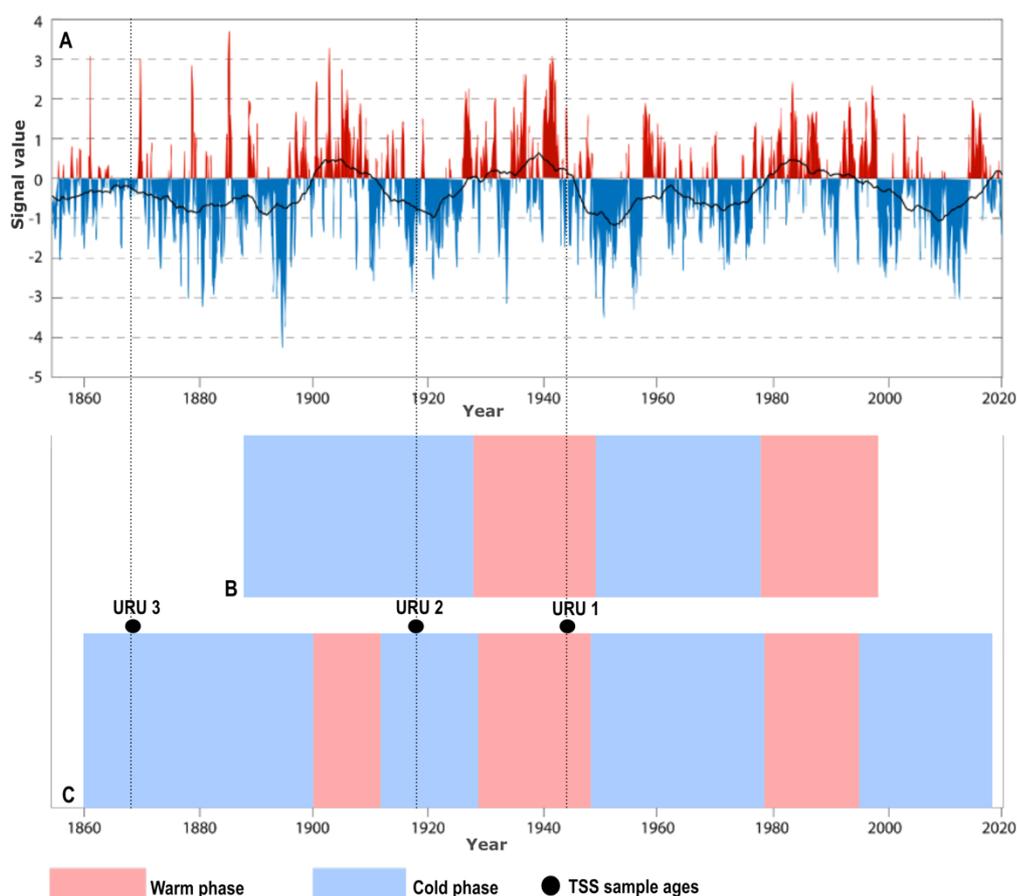


Figure 21: In (a), Pacific Decadal Oscillation Index (PDOI) between January 1854 and February 2020 with moving average of 120 months (black line) according to data from NOAA. In (b), delimitation of warm and cold phases according to Mantua and Hare (2002). In (c), delimitation of warm and cold phases based on MA obtained from NOAA's data.

It is important to note that both sample dating and PDO phases are approximate values. However, in addition to having a close association with event dates, the similarity in periodicity between them is noteworthy. Mantua and Hare (2002) defined that PDO events last between 20 and 50 years. The TSS phases identified in the present study showed a similar pattern. In addition, TSS stabilization phases along the shoreline of southern Brazil and in other areas around the world have been associated by some authors with the warm phase of PDO that occurred between 1977 and 1998. This analysis corroborates the statement that TSS behavior in a recent period, evidenced by its rapid stabilization, may be associated with PDO events.

5. Conclusions

The morphology of the Holocene barrier and vegetation cover in the study area underwent great changes throughout the past century. Vegetation increased significantly and, consequently, the aeolian system was stabilized. Surface and

subsurface remote sensing analyses, combined with geochronological analysis and geoprocessing techniques, allowed to quantify the space-time variation of aeolian deposition and estimate the ages of aeolian pulses during the Late Holocene. Therefore, a few conclusions could be drawn:

- The most recent TSS pulses identified in the study area developed over a period of approximately 30 to 50 years, unlike what was previously reported by Dillenburg *et al.* (2017) for the Cassino region, southern RS. Therefore, these phases are not always developed in a time scale of hundreds of years; they can occur in decadal scale;
- Optically stimulated luminescence dating was considered an adequate technique to evaluate depositional dynamics of coastal aeolian systems in millennial to multidecadal time scales;
- There is a great difficulty in identifying a climate index (teleconnection) that singlehandedly explains rainfall and temperature patterns and effects in southern Brazil. Several large-, meso-, and microscale systems can be responsible for these factors, reflecting on vegetation, and consequently, on aeolian deposit dynamics. Despite that, a few correlations could be made: the period of aeolian pulse development of phases 01, 02, and 03 correlated well with the PDO cold phases described by Mantua *et al.* (1997), and with the stabilization period associated with the warm phase;
- Geophysical surveys evidenced the influence of the Urussanga River on barrier morphology both in the northern and in the southern sectors of the Holocene barrier, since characteristic radarfacies patterns of filled paleochannels were identified. This fluvial influence can also contribute to the behavior of aeolian deposits, reworking pre-existing sedimentary deposits;
- Although relative sea level plays an important role in Holocene coastal barriers along the Pelotas Basin, meso- and microscale variations that change rainfall and wind patterns are the most active conditioning agents in the geomorphological changes that occurred in the barriers of southern Brazil during the Late Holocene. This characterizes the highest influence of autogenic processes;
- Morphological surveys combined with OSL dating and climate analyses allowed to evaluate meso- and microscale climate change in coastal environments.

Understanding the connection between climate events and coastal processes during the Late Holocene can help in evaluating coastal zone response to future climate change.

Acknowledgments

Renato A. Leal thanks CNPq for his doctoral scholarship (141567/2016-3). Eduardo G. Barboza thank CNPq for their research productivity scholarships.

6. Bibliography

- AAGAARD, T., & SØRENSEN, P., 2012. Coastal profile response to sea-level rise: A process-based approach. *Earth Surface Processes and Landforms* 37: 354–362.
- AAGAARD, T., DAVIDSON-ARNOTT, R., GREENWOOD, B., NIELSEN, J. 2004. Sediment supply from shoreface to dunes: linking sediment transport measurements and long term morphological evolution. *Geomorphology* 60: 205-224
- ADAMIEC, G., AITKEN, M.J. 1998. Dose-rate conversion factors: update. *Ancient TL* 16, 37–50.
- AITKEN, M.J, 1998. An Introduction to Optical Dating. Oxford: Oxford University Press.
- ALLAN, J.C. & KOMAR, P.D, 2006. Climate Controls on US West Coast Erosion Processes. *Journal of Coastal Research*, v. 22(3), p. 511–529.
- ALLAN, J.C., KOMAR, P.D, 2002. Extreme storms on the Pacific northwest coast during the 1997-98 El Niño e 1998-99 La Niña. *Journal of Coastal Research*, v. 18, p. 175–193.
- ALVARES, C.A., STAPE, J.L., SENTELHAS, P.C., GONÇALVES, J.L.M. & SPAROVEK, G. 2014. Köppen's climate classification map for Brazil. *Meteorologische Zeitschrift*, 22: 711- 728.
- ALVES, M. P. A., FRANKE, A. E. , SILVEIRA, R. B. 2014. Ocorrência de ondas de frio inverniais em São Joaquim - Santa Catarina - Brasil. In: VIII Simpósio Latinoamericano de Geografia Física e IV Simpósio Iberoamericano de Geografia física, 2014, Santiago do Chile. Anais... Santiago do Chile, p.1355-1362.
- ARAÚJO, C.E.S., FRANCO, D., MELO, E. & PIMENTA, F. 2003. Wave regime characteristics of the southern Brazilian coast. International Conference on Coastal and Port Engineering in Developing Countries, COPEDEC VI, Colombo, Sri Lanka. *Proceedings...* Paper 97. CD- -ROM.
- ARENS, S.M, SLINGS, Q.L, GEELLEN, L.H, VAN DER HAGEN, H.G. 2013. Restoration of dune mobility in the Netherlands. In *Restoration of Coastal Dunes* (pp. 107-124). Berlin: Springer.
- ARIZTEGUI, D., BOSCH, P., DAVAUD, E, 2007. Dominant ENSO frequencies during the Little Ice Age in Northern Patagonia: the varved record of proglacial Lago Frías, Argentina. *Quaternary International* 161, 46–55.

- ATKINSON, P.M., LEWIS, P. 2000. Geostatistical classification for remote sensing: an introduction. *Computers & Geosciences*, 26(4), 361-371. DOI: 10.1016/S0098-3004(99)00117-X
- BARBOZA, E.G., ROSA, M.L.C.C. , DILLENBURG, S.R. , BIANCINI DA SILVA, A. 2014. Stratigraphic analysis applied on the recognition of the interface between marine and fluvial depositional systems. *Journal of Coastal Research*, v. 1, p. 687-692.
- BARBOZA, E.G., DILLENBURG, S.R. , ROSA, M.L.C.C., CARON, F. 2018. Transgressive Dune Sheets (TDS): Genesis and Evolution. In: The 10th International Conference on Aeolian Research, 2018, Bordeaux-França. Abstract book, 2018. v. 1. p. 184-184.
- BARBOZA, E. G., TOMAZELLI, L.J. 2003. Erosional Features of the Eastern Margin of the Patos Lagoon, Southern Brazil: Significance for Holocene History. *Journal of Coastal Research*, SI 35, v. 1, p. 260-264.
- BARBOZA, E.G., DILLENBURG, S.R., ROSA, M.L.C.C., TOMAZELLI, L.J., HESP, P.A. 2009. Ground-penetrating radar profiles of two Holocene regressive barriers in southern Brazil. *Journal of Coastal Research*, SI 56, v. 1, p. 579-583.
- BARBOZA, E.G., & ROSA, M.L.C.C. 2014. Indicadores geológicos e geomorfológicos de setores em erosão na costa do Rio Grande do Sul. In GOSO, C. (org.) Nuevas miradas a la problemática de los ambientes costeros. Facultad de Ciencias, Montevideo: p. 83-98. DOI: 10.13140/2.1.4628.9602
- BARBOZA, E.G., ROSA, M.L.C.C., DILLENBURG, S.R., TOMAZELLI, L.J. 2013. Preservation potential of foredunes in the stratigraphic record. *Journal of Coastal Research*, SI 65, v. 2, p. 1265-1270. DOI: 10.2112/SI65-214.1
- 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*, v. SI 85, n. 1, p. 446-450. DOI: 10.2112/ SI85-090.1
- BARBOZA, E.G., ROSA, M.L.C.C., HESP, P.A., DILLENBURG, S.R., TOMAZELLI, L.J., AYUP-ZOUAIN, R.N. 2011. Evolution of the Holocene coastal barrier of Pelotas Basin (Southern Brazil) - A new approach with GPR data. *Journal of Coastal Research*, v SI 64, p. 646-650.
- BARBOZA, E.G., DILLENBURG, S.R., RITTER, M, ANGULO, R., BIANCINI DA SILVA, A., ROSA, M.L.C.C., CARON, F., SOUZA, M.C. 2021. Holocene sea-level changes in southern Brazil (29°30'S) based on high-resolution radar stratigraphy. *Geosciences (subject)*.

- BECKER, C., BARBOZA, E.G., MARTINS, E.M. 2021. Uma visão política-administrativa e ambiental dos Balneários Esplanada e Campo Bom do Município de Jaguaruna, SC. *Revista Brasileira de Geomorfologia*. (*subjetc*).
- BIANCINI DA SILVA, A, BARBOZA, E.G. , ROSA, M.L.C.C., DILLENBURG, S.R. 2014. Meandering Fluvial System Influencing the Evolution of a Holocene Regressive Barrier in Southern Brazil. *Journal of Coastal Research*, v. 1, p. 205-210.
- BIANCINI DA SILVA, A., TOMAZELLI, L.J., 2014. Stratigraphic analysis applied on the recognition of the interface between marine and fluvial depositional systems. *Journal of Coastal Research*, v. SI 66, p. 687-692. DOI: 10.2112/SI70-116.1
- BITENCOURT, V.J.B., DILLENBURG, S.R., 2020. Application of multivariate statistical techniques in alongshore differentiation of coastal barriers. *Marine Geology*, v. 419, p. 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*, v. 360, 107180. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2020.107180>
- BØTTER-JENSEN, L., MCKEEVER, S.W.S., WINTLE, A.G. 2003. *Optically Stimulated Luminescence Dosimetry*. Elsevier, Amsterdam.
- CABALLERO, C.B. *et al.*, 2018. A precipitação pluviométrica em Pelotas/RS: tendência, sistemas sinóticos associados e influência da ODP (*The rainfall in Pelotas/RS: trend, associated synoptic systems and PDO influence*). *Revista Brasileira de Geografia Física*, [S.l.], v. 11, n. 4, p. 1429-1441. ISSN 1984-2295, 2018. DOI: <https://doi.org/10.26848/rbgf.v11.4.p1429-1441>
- CASTRO, J.W.A. 2001. *Geomorfologia do Sistema Sedimentar Eólico de Paracuru – Ceará*. Tese de Doutorado, Programa de Pós Graduação em Geografia, Universidade Federal do Rio de Janeiro, 200 pp.
- CASTRO, J.W.A. & CALHEIROS, A.L.S. 2003. Geoindicadores resultantes dos episódios El Niño/La Niña em dunas costeiras do litoral setentrional do Nordeste Brasileiro. In: *Anais do IX Congresso da Associação Brasileira de Estudos do Quaternário*, Recife, 5 pp.
- CAVALCANTI, I, F. A. AMBRIZZE, T. 2009. Teleconexões e suas influências no Brasil. In: Cavalcanti, I, F., A, Ferreira, N. J., Silva, M, G, A, J., Dias, M. A. F. S (Org). *Tempo e clima no Brasil*. Oficina de Textos. p. 318-335, 2009.

- CHAMBERS, F.M., BRAIN, S.A., MAUQUOY, D. *et al.*, 2014. The 'Little Ice Age' in the Southern Hemisphere in the context of the last 3000 years: Peat-based proxy-climate data from Tierra del Fuego. *The Holocene* 24: 1649–1656.
- CHARLES, E., IDIER, D., DELECLUSE, P., *et al.* 2012. Climate change impact on waves in the Bay of Biscay, France. *Ocean Dynamics* 62: 831–848.
- CLARKE, M.L., RENDELL, H.M., 2009. The impact of North Atlantic storminess on western European coasts: a review. *Quaternary International*, 195(1), 31-41, 2009. DOI: 10.1016/j.quaint.2008.02 .007
- CLEMMENSEN, L.R., NIELSEN, L. BENDIXEN, M., *et al.* 2012. Morphology and sedimentary architecture of a beach- ridge system (Anholt, the Kattegat sea): A record of punctuated coastal progradation and sea-level change over the past *1000 years. *Boreas* 41: 422–434.
- COHEN, M.C.L., BEHLING, H., LARA, R.J., 2005. Amazonian mangrove dynamics during the last millennium: the relative sea-level and the Little Ice Age. *Review of Palaeobotany and Palynology* 136, 93–108, 2005.
- COSTAS, S., JEREZ, S., TRIGO, R.M., *ET AL.*, 2012. Sand invasion along the Portuguese coast forced by westerly shifts during cold climate events. *Quaternary Science Reviews* 42: 15–28.
- COWELL, P.J. & KINSELA, M.A. 2018. Shoreface controls on barrier evolution and shoreline change. In: Moore, L.J. & Murray, A.B. (Eds.), *Barrier dynamics and response to Climate Change*, Springer International Publishing, Cham, 243-276 p.
- COWELL, P.J., HANSLOW, D.J., MELEO, J.F. 1999. The shoreface, In: Short, A.D. (Ed.), *Handbook of beach and shoreface morphodynamics*. John Wiley, New York, pp. 37-41.
- COWELL, P.J., THOM, B.G., JONES, R.A., EVERTS, C.H., SIMANOVIC, D. 2006. Management of un- certainty in predicting climate-change impacts on beaches. *Journal of Coastal Research*. 22, 232–245. <https://doi.org/10.2112/05A-0018.1>.
- COWELL, P.J. & THOM, B.G. 1994. Morphodynamics of coastal evolution. In CARTER, R.W.G., WOODROFFE, C.D. (org) *Coastal Evolution: Late Quaternary Shoreline Morphodynamics*. Cambridge University Press, Cambridge: p. 33–86.
- DAVIS, J.L & ANNAN, A.P. 1989. Ground penetration radar for high resolution mapping of soil and rock stratigraphy. *Geophysical Prospecting*, v.37, p.531-551.

- DAWSON, S., SMITH, D.E., JORDAN, J. *et al.*, 2004. Late Holocene coastal sand movements in the Outer Hebrides, NW Scotland. *Marine Geology*, 210: 281–306, 2004.
- DELGADO-FERNANDEZ, I., DAVIDSON-ARNOTT, R.G.D. & HESP, P.A. 2019. Is 're-mobilisation' nature restoration or nature destruction? A commentary. *Journal of Coastal Conservation*, v. 23, pages 1093–1103.
- DEZILEAU, L., SABATIER, P., BLANCHEMANCHE, P., *et al.* 2011. Intense storm activity during the Little Ice Age on the French Mediterranean coast. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 299: 289–297.
- DILLENBURG, S.R. & BARBOZA, E.G. 2014. The strike-fed sandy coast of Southern Brazil. *Geological Society Special Publication*, v. 388, p. 333-352.
- DILLENBURG, S.R., TOMAZELLI, L.J., CLEROT, L.C.P. 2003. Gradients of wave energy as the main factor controlling the evolution of the coast of Rio Grande do Sul in southern Brazil during the Late Holocene. In: Coastal Sediments'03, Clearwater Beach: ASCE. 9p.
- DILLENBURG, S.R., BARBOZA, E.G., TOMAZELLI, L.J., HESP, P.A., CLEROT, L.C.P., AYUP-ZOUAIN, R.N., 2009. The Holocene Coastal Barriers of Rio Grande do Sul. In: Dillenburg, S.R., Hesp, P.A. (Eds.), *Geology and Geomorphology of Holocene Coastal Barriers of Brazil*. Lecture Notes in Earth Sciences 107. Springer, Berlin, pp. 53–91. <https://doi.org/10.1007/978-3-540-44771-9>.
- DILLENBURG, S.R. & BARBOZA, E.G. 2009. Long and short-term progradation of a regressive barrier in southern Brazil. *Journal of Coastal Research*, SI 56, v. 1, p. 599-601, 2009.
- DILLENBURG, S.R. & BARBOZA, E.G., 2014. The Strike-Fed Sandy Coast of Southern Brazil. In: MARTINI, I.P., WANLESS, H.R. (eds.) *Sedimentary Coastal Zones from High to Low Latitudes: Similarities and Differences*. *Geological Society of London*, Special Publications v. 388, p. 333-352, 2014. DOI: 10.1144/SP388.16
- DILLENBURG, S.R., BARBOZA, E.G., HESP, P.A., ROSA, M.L.C.C., ANGULO, R.J., SOUZA, M.C., GIANNINI, P.C.F., SAWAKUCHI, A.O. 2013. Discussion: "Evidence for a transgressive barrier within a regressive strandplain system: implications for complex response to environmental change" por Hein *et al.* (2013), *Sedimentology*, v. 60, p. 469-502, 2013. A transgressive barrier at Pinheira, Southern Brazil around 3 ka?. *Sedimentology*, v. 61, p. 2205-2212, 2014. DOI: 10.1111/sed.12132

- DILLENBURG, S.R., BARBOZA, E.G., ROSA, M.L.C.C. 2011. Ground Penetrating Radar (GPR) and Standard Penetration Test (SPT) records of a regressive barrier in southern Brazil. *Journal of Coastal Research*, v. SI 64, p. 651-655.
- DILLENBURG, S.R., BARBOZA, E.G., ROSA, M.L.C.C., CARON F., SAWAKUCHI, A.O. 2017. The complex prograded Cassino barrier in southern Brazil: Geological and morphological evolution and records of climatic, oceanographic and sea-level changes in the last 7–6 ka. *Marine Geology*, v. 390, p. 106-119. DOI: 10.1016/j.margeo.2017.06.007
- DILLENBURG, S.R., BARBOZA, E.G., ROSA, M.L.C.C., CARON, F., BITENCOURT, V.B. 2020. Changes in the littoral drift of the Uruguayan coast during the Holocene and its influence in the continuing erosion in southern Brazil. *Journal of Coastal Research*, SI 95, v. 1, p. 453-457, 2020. DOI: 10.2112/SI95- 088.1
- DILLENBURG, S.R., BARBOZA, E.G., ROSA, M.L.C.C., CARON, F., CANCELLI, R., SANTOS-FISCHER, C.R., LOPES, R.P., RITTER, M.N. 2019. Sedimentary records of Marine Isotopic Stage 3 (MIS 3) in southern Brazil. *Geo-Marine Letters*, p. 1-10. DOI: 10.1007/s00367-019-00574-2
- DILLENBURG, S.R., BARBOZA, E.G., TOMAZELLI, L.J., HESP, P.A., CLEROT, L.C.P., AYUP-ZOUAIN, R.N. 2009. The Holocene Coastal Barriers of Rio Grande do Sul. In: DILLENBURG, S.R., HESP, P.A. (org.) *Geology and Geomorphology of Holocene Coastal Barriers of Brazil*. Springer, *Lecture Notes in Earth Sciences* 107, Berlin: p. 53-91, 2009. DOI: 10.1007/978-3-540-44771-9_3
- DILLENBURG, S.R., HESP, P., CECILIO, R., G MIOT DA SILVA, G. 2016. Wave Energy as a Control on Dune Development on two Regressive Barriers in Southern Brazil. *Journal of Coastal Research* 75(sp1), 273-277. <https://doi.org/10.2112/SI75-55.1>
- DILLENBURG, S.R., & HESP, P.A. 2009. Coastal barriers: an introduction. In DILLENBURG, S.R., HESP, P.A. (org.) *Geology and Geomorphology of Holocene Coastal Barriers of Brazil*. Springer, *Lecture Notes in Earth Sciences* 107, Berlin: p. 1-15, 2009. DOI: 10.1007/978-3-540-44771-9_1
- 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). *Journal of Coastal Research*, v. 16, p. 71-81, 2000.
- DINGLER, J.R. & REISS, T.E. 2002. Changes to Monterey Bay beaches from the end of the 1982-83 El Niño through the 1997-98 El Niño. *Marine Geology*. 181 (1-3), p. 249–263.

- DODET, G., BERTIN, X., TABORDA, R. 2010. Wave climate variability in the north-east Atlantic Ocean over the last six decades. *Ocean Modelling* 31: 120–131.
- DOMINGUEZ, J.M.L., BITTENCOURT, A.C.S.P. 1994. Utilização de padrões de sedimentação costeira como indicadores paleoclimáticos naturais. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 24, p. 3–12.
- DURÁN, O., HERRMANN, H.J. 2006. Vegetation against dune mobility. *Physical Review Letters*, 97(18), 188001. DOI: 10.1103/PhysRevLett.97.188001
- FERNANDEZ, G.B. & MUEHE, D. 2006. Algumas considerações sobre o efeito do fenômeno El Niño sobre feições costeiras ao longo da costa brasileira. *GEOgrafia*, Ano VIII, 15, p. 115–128.
- FORMAN, S.L., OGLESBY, R., WEBB, R.S. 2001. Temporal and spatial patterns of Holocene dune activity on the Great Plains of North America: megadroughts and climate links. *Global and Planetary Change*, v. 29, p. 1–29.
- FRENCH, J.R. & BURNINGHAM, H. 2013. Coasts and Climate: Insights from Geomorphology. *Progress in Physical Geography*, v. 37(4), p. 550–561.
- GAO, J., KENNEDY, D. M., & KONLECHNER, T. M., 2020. Coastal dune mobility over the past century: A global review. *Progress in Physical Geography: Earth and Environment*.
- GREENE, C.A. 2020. Get Climate Teleconnection Indices (<https://www.mathworks.com/matlabcentral/fileexchange/38596-get-climate-teleconnection-indices>), MATLAB Central File Exchange. Retrieved May 4, 2020.
- GREENE, C.A., THIRUMALAI, K., KEARNEY, KA., DELGADO, J.M., SCHWANGHART, W., WOLFENBARGER, N.S., THYNG, K.M., GWYTHYER, D.E., GARDNER, A.S. & BLANKENSHIP, D.D. 2019. The Climate Data Toolbox for MATLAB. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 2019. doi:10.1029/2019GC008392 <http://dx.doi.org/10.1029/2019GC008392>
- GRIMM, A M., FERRAZ, S.E.T., GOMES, J. 1998. Precipitation anomalies in southern Brazil associated with El Niño and La Niña Events. *Journal of Climate* 11: 2863–2880.
- GRIMM, A.M. 2009. Clima da Região Sul do Brasil. In: CAVALCANTI, I.F., FERREIRA, N.J., JUSTI DA SILVA, M.G.A., SILVA DIAS, M.A.F.A. (org) *Tempo e Clima no Brasil*. Oficina de Textos, São Paulo: p. 259-276, 2009.
- GRIMM, A.M., FERRAZ, S.E.T., GOMES, J. 1998. Precipitation anomalies in southern Brazil associated with El Niño and La Niña events. *Journal of Climate* 11:2863-2880, 1998.

- GUÉRIN, G., MERCIER, N., ADAMIEC, G. 2011. Dose-rate conversion factors: update. *Ancient TL* 29, 5-8.
- GUERRA L., PIOVANO E. L., CORDOBA F. E., TACHIKAWA K., ROSTEK F., GARCIA M., BARD E., SYLVESTRE FLORENCE. 2017. Climate change evidences from the end of the Little Ice Age to the Current Warm Period registered by Melincue Lake (Northern Pampas, Argentina). *Quaternary International*, 438 (A), 160-174, 2017.
- HESP, P. A. & THOM, B. G. 1990. Geomorphology and evolution of active transgressive dunefields. In *Coastal Dunes: Form and Process*, eds. K. F. Nordstrom, N. Psuty & B. Carter (Brisbane, Australia: John Wiley and Son, 1990) 253–288.
- HESP, P.A & SHORT, A.D. 1999. The beach backshore and beyond. In *Handbook of Beach and Shoreface Morphodynamics*, ed. A. D. Short (Brisbane, Australia: John Wiley and Son).
- HESP, P.A & HILTON, M.J. 2013. Restoration of foredunes and transgressive dunefields: case studies from New Zealand. In *Restoration of coastal dunes* (pp. 67- 92). Berlin, Heidelberg: *Springer*. DOI: 10.1007/978-3-642-33445-0_5
- HESP, P.A., DILLENBURG, S.R., BARBOZA, E. G., CLEROT, L.C.P., TOMAZELLI, L.J., AYUP ZOUAIN, N.R. 2007. Morphology of the Itapeva to Tramandai transgressive dunefield barrier system and mid- to late Holocene sea level change. *Earth Surface Processes and Landforms*, v. 32, p. 407-414, 2007.
- HESP, P.A., DILLENBURG, S.R., BARBOZA, E.G., TOMAZELLI, L.J., AYUP-ZOUAIN, R.N., ESTEVES, L.S., GRUBER, N.L.S., TOLDO-JR., E.E., TABAJARA, L.L.C. DE A., CLEROT, L.C.P. 2005. Beach ridges, foredunes or transgressive dunefields? Definitions and an examination of the Torres to Tramandaí barrier system, Southern Brazil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, Rio de Janeiro - RJ, v. 77, n.3, p. 493-508, 2005.
- HESP, P.A., SHORT, A.D. 1999. Barrier morphodynamics. In: Short, A.D. (org.) *Handbook of Beach and Shoreface Morphodynamics*. Wiley, Chichester: p. 307-368, 1999.
- HESP, P.A. , DILLENBURG, S.R. , BARBOZA, E.G. , TOMAZELLI, L.J., AYUP-ZOUAIN, R.N., ESTEVES, L.S., GRUBER, N.L.S. , TOLDO-JR., E.E. , TABAJARA, L.L.C. DE A., CLEROT, L.C.P. 2005. Beach ridges, foredunes or transgressive dunefields? Definitions and an examination of the Torres to Tramandaí barrier system, Southern Brazil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, Rio de Janeiro - RJ, v. 77, n.3, p. 493-508.

- HESP, P.A., DILLENBURG, S.R., BARBOZA, E.G. , CLEROT, L.C.P., TOMAZELLI, L.J., AYUP ZOUAIN, R.N. 2007. Morphology of the Itapeva to Tramandaí transgressive dunefield barrier system and mid- to late Holocene sea level change. *Earth Surface Processes and Landforms*, v. 32, p. 407-414.
- HUGENHOLTZ, C. H., WOLFE, S. A. 2005. Biogeomorphic model of dunefield activation and stabilization on the northern Great Plains. *Geomorphology*, 70(1-2), 53-70.
- HUNTLEY, D.J., GODFREY-SMITH, D.I., THEWALT, M.L.W. 1985. Optical dating of sediments. *Nature* 313, 105-107.
- IRIONDO, M.H. Y.; KRÖHLING, D. 2008. Cambios ambientales en la cuenca del Uruguay (desde el Presente hasta dos millones de años atrás). Colección Ciencia y Técnica, Universidad Nacional del Litoral, Santa Fe, 360 p.
- JACKSON, D.W., COSTAS, S., GONZALEZ-VILLANUEVA, R., *et al.* 2019. A global 'greening' of coastal dunes: An integrated consequence of climate change? *Global and Planetary Change* 182: 103026.
- JOL, H.M., BRISTOW, C.S. 2003. GPR in sediments: advice on data collection, basic processing and interpretation, a good practice guide. In: JOL, H.M., BRISTOW, C.S. (org.) *Ground penetrating radar in sediments*. Geological Society of London, Special Publication, v. 211, p. 9-28.
- JOL, H.M., SMITH, D.G., MEYERS, R.A. 1996. Digital Ground Penetrating Radar (GPR): A New Geophysical Tool for Coastal Barrier Research (Examples from the Atlantic, Gulf and Pacific Coasts, U.S.A.). *Journal of Coastal Research*, v. 12, n. 4, p. 960-968.
- KAYANO, M.T. & ANDREOLI, R.V. 2009. Variabilidade decenal a multidecenal. In: Cavalcanti, I.F. A., Ferreira, N.J., Silva, M.G.A.J. e Silva Dias, M.A.F. (Org.). *Tempo e Clima no Brasil*. São Paulo: Oficina de Textos, p. 375–383.
- KAYANO, M.T., JONES, C., DIAS, P.L.S. 2009. Variabilidade intrasazonal. In: Cavalcanti, I.F.A., Ferreira, N.J., Silva, M.G.A.J. e Silva Dias, M.A.F. (Org.). *Tempo e Clima no Brasil*. São Paulo: Oficina de Textos, p. 338–351.
- KEBEDE, A.S., NICHOLLS, R.J., HANSON, S., *et al.* 2012. Impacts of climate change and sea-level rise: A preliminary case study of Mobassa, Kenya. *Journal of Coastal Research* 28: 8–19.
- KELLEY, J.T., KELLEY, A.R., SORRELL, L., BIGELOW, G. & BAMPTON, M. 2018. Evidence for a Former Transgressive Dune Field: Shetland Islands, United Kingdom. *Journal of Coastal Research*, 34(6), 1289–1302. Coconut Creek (Florida), ISSN 0749- 0208.

- KINSELA, M.A., HANSLOW, D.J., CARVALHO, R.C., LINKLATER, M., INGLETON, T.C., MORRIS, B.D., ALLEN, K.M., SUTHERLAND, M.D. & WOODROFFE, C.D. 2020. Mapping the Shoreface of Coastal Sediment Compartments to Improve Shoreline Change Forecasts in New South Wales, Australia. *Estuaries & Coasts* Special Issue: Shallow Water Mapping. DOI: <https://doi.org/10.1007/s12237-020-00756-7>
- KLEIN, A.H.F., SHORT, A. D., BONETTI, J. 2016. Santa Catarina Beach Systems. In: AD Short, AHF Klein. (Org.). *Brazilian Beach Systems*. 1ed. Switzerland: Springer International Publishing Switzerland, v. 1, p. 465-506.
- KOMAR, P. D. 1996. *Beach Processes and Sedimentation*. Upper Saddle River, NJ: Prentice Hall.
- KUMAR, N. & SANDERS, J.E. 1974. Inlet sequence: a vertical succession of sedimentary structures and textures created by the lateral migration of tidal inlets. *Sedimentology*, v.21, p.491-532.
- LAMB, H.H., FRYDENDAHL, K. 1991. *Historic Storms of the North Sea, British Isles and Northwest Europe*. Cambridge: Cambridge University Press.
- LANE, S.N. 2012. 21st century climate change: Where has all the geomorphology gone? *Earth Surface Processes and Landforms*. DOI: 10.1002/esp.3362.
- LE CONZANNET, G., LECACHEUX, S., DELVALLEE, E, ET AL. 2011 Teleconnection pattern influence on sea-wave climate in the Bay of Biscay. *Journal of Climate* 24: 641–652.
- LEAL, R.A., BARBOZA, E.G., BITENCOURT, V.J.B., BIANCINI DA SILVA, A. 2016. Geological and Stratigraphic Characteristics of a Holocene Regressive Barrier in Southern Brazil: GIS and GPR Applied for Evolution Analysis. *Journal of Coastal Research*, v. 75, p. 750-754,.
- LEANDRO, C.G., BARBOZA, E.G., CARON, F., DE JESUS, F.A.N. 2019. GPR trace analysis for coastal depositional environments of southern Brazil. *Journal of Applied Geophysics*, v. 162, p. 1-12. DOI: 10.1016/j.jappgeo.2019.01.002
- LEVIN, N. 2011. Climate-driven changes in tropical cyclone intensity shape dune activity on Earth's largest sand island. *Geomorphology*, 125(1), 239-252. DOI: 10.1016/j.geomorph.2010.09.021
- LIM, J., LEE, J-Y., HONG, S-S., PARK, S., LEE, E. & YI, S. 2019. Holocene coastal environmental change and ENSO-driven hydroclimatic variability in East Asia. *Quaternary Science Reviews* Volume 220, pp. 75-86. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2019.07.041>

- LUCKMAN, B.H., VILLALBA, R. 2001. Assessing the synchronicity of glacier fluctuations in the western cordillera of the Americas during the last millennium. In: Markgraf, V. (Ed.), *Interhemispheric Climate Linkages*. Academic Press, New York, pp. 119–137, 2001.
- MANN, M.E. 2002. Little Ice Age. In: MacCracken, M.C and Perry, J.S (eds) *Encyclopedia of Global Environmental Change*. Chichester: Wiley, pp. 504–509.
- MANTUA, N.J. & HARE, S.R. 2002. The pacific decadal oscillation. *Journal of oceanography*, Springer, v. 58, n. 1, p. 35–44.
- MANTUA, N.J., HARE, S.R., ZHANG, Y., WALLACE, J.M., FRANCIS, R.C. 1997. A Pacific interdecadal climate oscillation with impacts on salmon production. *Bulletin American Meteorological Society*, v.78, p.1069–1079.
- MARCOMINI, S.C. & LÓPES, R.A. 2013. Erosion and Management in Coastal Dunes. In: Finkl, Charles W. (Ed.) *Coastal Hazards*. Springer Netherlands, 511-553.
- MARCOMINI, S.C. & MAIDANA, N. 2006. Response of eolian ecosystems to minor climate changes [Special Issue]. *Journal of Coastal Research*, 39, 204-208.
- MARTINHO, C.T., DILLENBURG, S.R., HESP, P.A. 2008. Mid to late Holocene evolution of transgressive dunefields from Rio Grande do Sul Coast, southern Brazil. *Marine Geology*, v. 256, n. 1–4, p. 49-64, 2008. DOI: 10.1016/j.margeo.2008.09.006
- MARTINHO, C.T., HESP, P.A., DILLENBURG, S.R. 2010. Morphological and temporal variations of transgressive dunefields of the northern and mid-littoral Rio Grande do Sul coast, Southern Brazil. *Geomorphology*, v. 117, p. 14-32. DOI: 10.1016/j.geomorph.2009.11.002
- MARTINS, E.M.; OLIVEIRA, J.F.; BITECOURT, V.J.B.; SCARELLI, F.M.; BIANCINI DA SILVA, A.; GRUBER, N.L.S.; ROSA, M.L.C.C.; BARBOZA, E.G. 2014. Comportamento evolutivo da barreira costeira junto ao Balneário Camacho, Jaguaruna/SC. *Gravel*, 12: 109-118.
- MATTHEWS, J.A., BRIFFA, K.R. 2005. The ‘Little Ice Age’: re-evaluation of an evolving concept. *Geografiska Annaler* 87A, 17–36.
- MIOT DA SILVA, G. & HESP, P.A. 2013. Increasing rainfall, decreasing winds, and historical changes in Santa Catarina dunefields, southern Brazil. *Earth Surface Processes and Landforms*, v. 38, issue 9, 1036-1045 pp, 2013. DOI: <https://doi.org/10.1002/esp.3390>
- MIOT DA SILVA, G., MARTINHO, C.T., HESP, P.A., KEIM, B.D. & FERLIGOJ, Y. 2013. Changes in dunefield geomorphology and vegetation cover as a response

to local and regional climate variations. *Journal of Coastal Research*, v. SI 65, pp. 1307-1312. DOI: <https://doi.org/10.2112/SI65-221.1>

- MITCHUM, R.M., VAIL, P.R., SANGREE, J.B. 1977. Stratigraphic interpretation of seismic reflection patterns in depositional sequences. In PAYTON, C.E. (org.) *Seismic Stratigraphy Applications to Hydrocarbon Exploration*. American Association of Petroleum Geologists, Memoir, v. 16, p. 117-123, 1977.
- MONTEIRO, A. M., 2007. Dinâmica atmosférica e a caracterização dos tipos de tempo na bacia hidrográfica do rio Araranguá. Ph.D. Thesis, Universidade Federal de Santa Catarina, Florianópolis.
- MOULTON, M.A.B., HESP, P.A., MIOT DA SILVA, G., BOUCHEZ, C., LAVY, M. & FERNANDEZ, G.B. 2018. Changes in vegetation cover on the Younghusband Peninsula transgressive dunefields (Australia) 1949–2017. *Earth Surface Processes and Landforms*, v. 44, issue 2, 459-470 pp. DOI: <https://doi.org/10.1002/esp.4508>
- MURRAY, A.S., WINTLE, A.G. 2000. Luminescence dating of quartz using an improved single-aliquot regenerative-dose protocol. *Radiation Measurements* 32, 57-73, 2000.
- NASCIMENTO JÚNIOR, L., SANT'ANNA NETO, J. L. 2016. Contribuição aos estudos da precipitação no estado do Paraná: a oscilação decadal do Pacífico - ODP. Raega - O Espaço Geográfico em Análise, v. 35, p. 314-343. DOI: <http://dx.doi.org/10.5380/raega.v35i0.42048>
- NEAL, A. 2004. Ground-penetrating radar and its use in sedimentology: principles, problems and progress. *Earth-Science Reviews*, v. 66, n. 3–4, p. 261-330, 2004. DOI: 10.1016/j.earscirev.2004.01.004
- NIGAM, S. & BAXTER, S. 2015. General Circulation of the Atmosphere: Teleconnections. In: North, G.R., Pyle, J. & Zhang, F. (Org.) *Encyclopedia of Atmospheric Sciences*. Academic Press, Cambridge: 90-109 pp. DOI: <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-382225-3.00400-X>
- NOAA/CPC - National Oceanic and Atmospheric Administration/Climate Prediction Center. Disponível em: http://www.cpc.ncep.noaa.gov/products/analysis_monitoring/ensostuff/ensoyears.shtml.
- O'CONNOR, M.C., COOPER, J.A.G., JACKSON, D.W.T. 2011. Decadal behavior of tidal inlet-associated beach systems, northwest Ireland, in relation to climate forcing. *Journal of Sedimentary Research* 81: 38–51.

- OLIVEIRA, J. F., BARBOZA, E. G., MARTINS, E. M., SCARELLI, F. M., 2019. Geomorphological and stratigraphic analysis applied to coastal management. *Journal Of South American Earth Sciences*, v. 96, p. 102358.
- OLIVEIRA, J.F., SCARELLI, F., MARTINS, E.M., BARBOZA, E.G. & FAGUNDES, M.R. 2017. O Aporte Sedimentar às Praias da Cigana E Do Cardoso, Cabo de Santa Marta, Santa Catarina, Brasil. *Revista Brasileira de Geomorfologia*, v. 18, n.2, 295-310 p.
- OMENA, J. C. R. 2010. A Oscilação Decadal do Pacífico (ODP) e sua influência nas temperaturas máximas e mínimas do Rio Grande do Sul. 79 f. Master Dissertation, Universidade Federal de Pelotas, Pelotas.
- OTVOS, E.G. 2011. Hurricane signatures and landforms – toward improved interpretations and global storm climate chronology. *Sedimentary Geology* 239: 10–22.
- PLISNIER, P.D., SERNEELS, S., LAMBIN, E.F. 2000. Impacts of ENSO on east african ecosystems: a multivariate analysis based on climate and remote sensing data. *Global Ecology and Biogeography*, v. 9, p. 481–497.
- PRESCOTT, J.R., STEPHAN, L.G. 1982. The contribution of cosmic radiation to the environmental dose for thermoluminescence dating: latitude, altitude and depth dependencies. *J. Council Europe PACT* 6, 17-25.
- PROVOOST, S., JONES, M.L.M., EDMONDSON, S.E. 2011. Changes in landscape and vegetation of coastal dunes in northwest Europe: a review. *Journal of Coastal Conservation*, 15(1), 207-226. DOI: 10.1007/s11852-009-0068-5
- REBELLO, E. R. G. 2006. A oscilação decadal do pacífico e sua possível influência no regime de precipitação do rio grande do sul. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, 14, Florianópolis, 2006. Anais... Florianópolis.
- RHODES, E.J. 2011. Optically Stimulated Luminescence Dating of Sediments over the Past 200,000 Years. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences* 39, 461-488.
- RODRIGUES, A.C.B. 1999. Taxa de migração e transporte eólico nas dunas do Ceará da região do Cauípe – costa oeste do estado do Ceará. In: Anais do VII Congresso da Associação Brasileira de Estudos do Quaternário, Porto Seguro, CD-ROM.
- ROSA, M.L.C.C. 2012. Geomorfologia, padrões de empilhamento e potencial de preservação do registro estratigráfico dos sistemas deposicionais costeiros no Quaternário do Rio Grande do Sul. Porto Alegre. 246p. Ph.D. Thesis,, Universidade Federal do Rio Grande do Sul. 2012.

- ROSA, M.L.C.C., BARBOZA, E.G., ABREU, V.S., 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.
- ROSA, M.L.C.C., BARBOZA, E.G., DILLENBURG, S.R., TOMAZELLI, L.J. & AYUP-ZOUAIN, R.N. 2011. The Rio Grande do Sul (southern Brazil) shoreline behavior during the Quaternary: a cyclostratigraphic analysis. *Journal of Coastal Research*, SI 64: 686-690.
- ROSA, M.L.C.C., BARBOZA, E.G. 2014. Comportamento Evolutivo da Barreira Costeira junto ao Balneário do Camacho, Jaguaruna/SC. GRAVEL (Porto Alegre), v. 12, p. 109-118.
- ROY, P.S., COWELL, P.J., FERLAND, M.A., & THOM, B.G. 1994. Wave Dominated Coasts. In: Carter, R.W.G. & Woodroffe, C.D. (eds.), *Coastal Evolution, Late Quaternary shoreline morphodynamics*. Cambridge. Cambridge University Press, pp. 121-186.
- SALLENGER, A.H., ASBURY, H., KRABILL, W., BROCK, J., SWIFT, R., MANIZADE, S., STOCKDON, H. 2002. Sea-cliff erosion as a function of beach changes and extreme wave runup during the 1997–1998 El Niño. *Marine Geology*, v. 187(3-4), p. 279–297.
- SANTOS, R., ELIAS, G.A., GUISLON, A.V. & ZANONI, I.Z. 2017. Vegetação arbustivo-arbórea em uma restinga de Jaguaruna, litoral sul do Estado de Santa Catarina, Brasil. *Revista Ambiente & Água*, vol 12, n. 1, 99-11 pp. DOI: <http://dx.doi.org/10.4136/ambi-agua.1952>
- SAWAKUCHI, A.O., KALCHGRUBER, R., GIANNINI, P.C.F., NASCIMENTO JR, D.R., GUEDES, C.C.F., UMISEDÓ, N. 2008. The development of blowouts and foredunes in the Ilha Comprida barrier (Southeastern Brazil): the influence of Late Holocene climate changes on coastal sedimentation. *Quaternary Science Reviews*, 27: 2076-2090.
- SCHOSSLER, V., SIMÕES, J.C., AQUINO, F.E., VIANA, D.R. 2018. Precipitation anomalies in the Brazilian southern coast related to the SAM and ENSO climate variability modes. *Rev. Bras. Recur. Hidr.* 23, 1–10. <https://doi.org/10.1590/2318-0331.231820170081>.
- SIEGLE, E. & ASP, N.E. 2007. Wave refraction and long- shore transport patterns along the Southern Santa Catarina coast. *Brazilian Journal of Oceanography*, 55(2): 109-120.

- SORREL, P., DEBRET, M., BILLEAUD, I., *ET AL.*, 2012. Persistent non- solar forcing of Holocene storm dynamics in coastal sedimentary archives. *Nature Geoscience* 5: 892–896.
- SPERLING, V., FERNANDES, V., MARQUES, J. R. 2009. Relação entre a oscilação decadal do pacífico (ODP) e a precipitação de verão no rio grande do sul. In: CONGRESSO DE INICIAÇÃO CIENTIFICA, 18, ENPOS, 9 E mostra científica, 1 – UFPel, 2009. *Anais...* Pelotas-RS.
- SPINELLI, K. & ALVES, D. B. 2014. GEADA. IN: HERMANN, M. L. P. (org). Atlas de Desastres Naturais do Estado de Santa Catarina: Período de 1980 a 2010. 2 ed. Florianópolis: IHGSC, GCN/UFSC. 217 p.
- STORLAZZI, C.D., WILLIS, C.M., GRIGGS, G.B. 2000. Comparative impacts of the 1982-83 and 1997-98 El Niño winters on the central California coast. *Journal of Coastal Research*, v.16 (4), p. 1022–1036.
- STRAILE, D. & STENSETH, N.C. 2007. The North Atlantic Oscillation and ecology: Links between historical time- series, and lessons regarding future climate warming. *Climate Research* 34: 259–262.
- SWIFT, D.J.P. 1976. Continental shelf sedimentation. In: Stanley, D.J., Swift, D.J.P. (Eds.), *Marine Sediment Transport and Environmental Management*. Wiley, New York. https://doi.org/10.1007/978-3-662-01141-6_10 311–350 p.
- SWIFT, D.J.P. & THORNE, J.A. 1991. Sedimentation on continental margins, In: a general model for continental shelf sedimentation. In: Swift, D.J.P., Oertel, G.F., Tillman, R.W., Thorne, J.A. (Eds.), *Shelf Sand and Sandstone Bodies: Geometry, Facies and Sequence Stratigraphy*. Blackwell Scientific Publications, Oxford. DOI: <https://doi.org/10.1002/9781444303933.ch1> 3–31 p.
- TAMURA, T., BATEMAN, M.D., KODAMA, Y., *et al.* 2011. Building of shore-oblique transverse dune ridges revealed by ground-penetrating radar and optical dating over the last 500 years on Tottori coast, Japan Sea. *Geomorphology* 132: 153–166.
- TOMAZELLI, L.J. 1990. Contribuição ao estudo dos Sistemas Depositionais Holocênicos do Nordeste da Província Costeira do Rio Grande do Sul, com ênfase no Sistema Eólico. Porto Alegre, 270p. Tese de Doutorado, Programa de Pós-Graduação em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul. 1990.
- TROIANI, B. T., SIMMS, A.R., DELLAPENNA, T., *et al.*, 2011. The importance of sea-level and climate change, including changing wind energy, on the evolution of a coastal estuary, Copano Bay, Texas. *Marine Geology* 280: 1–19.

- TSOAR, H. & BLUMBERG, D.A.N. 2002. Formation of parabolic dunes from barchan and transverse dunes along Israel's Mediterranean coast. *Earth Surface Processes and Landforms*, 27(11), 1147-1161. DOI: 10.1002/esp.417
- TSOAR, H., LEVIN, N., PORAT, N., MAIA, L.P., HERRMANN, H.J., TATUMI, S.H., & CLAUDINO-SALES, V. 2009. The effect of climate change on the mobility and stability of coastal sand dunes in Ceará State (NE Brazil). *Quaternary Research*, 71(2), 217-226. DOI: 10.1016/j.yqres.2008.12.001
- TSOAR, H. 2005. Sand dunes mobility and stability in relation to climate, *Physica A: Statistical Mechanics and its Applications*, 357(1), 50-56. DOI: 10.1016/j.physa.2005.05.067
- UNKEL, I., KADEREIT, A., MACHTLE, B.M., EITEL, B., KROMER, B., WAGNER, G., WACKER, L., 2007. Dating methods and geomorphic evidence of palaeoenvironmental changes at the eastern margin of the South Peruvian coastal desert (14°30'S) before and during the Little Ice Age. *Quaternary International* 175, 3–28.
- VESPREMEANU-STROE, A. & TATUI, F. 2011. North-Atlantic Oscillation signature on coastal dynamics and climate variability of the Romanian Black Sea coast. *Carpathian Journal of Earth and Environmental Sciences* 6: 309–316.
- VILES, H.A. & GOUDIE, A.S. 2003. Interannual, decadal and multidecadal scale climatic variability and geomorphology. *Earth-Science Reviews*, v, 61, Issues 1–2, 105-131 pp. DOI: [https://doi.org/10.1016/S0012-8252\(02\)00113-7](https://doi.org/10.1016/S0012-8252(02)00113-7)
- VILLALBA, R. 1994. Tree-ring and glacial evidence for the medieval Warm epoch and the Little ice age in southern South America. In: *The Medieval Warm Period*. Springer, Netherlands, pp. 183-197, 1994.
- VILLWOCK, J.A., TOMAZELLI, L.J., LOSS, E.L., DEHNHARDT, E.A., HORN, N.O., BACHI, F.A., DEHNHARDT, B.A. 1986. Geology of the Rio Grande do Sul Coastal Province. In Rabassa, J. (org.) *Quaternary of South America and Antarctic Peninsula*. Balkema, Rotterdam: p. 79-97, 1986.
- WINTLE, A.G. & MURRAY, A.S. 2006. A review of quartz optically stimulated luminescence characteristics and their relevance in single-aliquot regeneration dating protocols. *Radiation Measurements* 41, 369–391.
- WOODROFFE, C.D., 2007. The Natural Resilience of Coastal Systems: Primary Concepts. in McFadden, L, Penning-Rowsell, E, Nicholls, RJ (eds), *Managing Coastal Vulnerability*, Elsevier, Amsterdam, 2007, 45-60 p, 2007.
- ZULAR, A., SAWAKUCHI, A.O., GUEDES, C.C.F., MENDES, V.R., NASCIMENTO, D.R., GIANNINI, P.C.F., AGUIAR, V.A.P., DEWITT, R. 2013. Late Holocene

intensification of colds fronts in southern Brazil as indicated by dune development and provenance changes in the São Francisco do Sul coastal barrier. *Marine Geology*. 335, 64–77, 2013. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2012.10.006>

CAPÍTULO 5

Artigo Científico "**Conditioning Factors in the Formation of the Inverted Intra-lagoon Delta of the Urussanga Velha Lagoon, Southern Santa Catarina, Brazil.**" submetido a revista *Estuarine, Coastal and Shelf Science*

Conditioning Factors in the Formation of the Inverted Intra-lagoon Delta of the Urussanga Velha Lagoon, Southern Santa Catarina, Brazil

Renato Amabile Leal, Eduardo Guimarães Barboza, Mauro Michelena, Volney Júnior Borges Bitencourt

ABSTRACT

The Southern Santa Catarina Coastal Plain is formed by the overlapping of sedimentary deposits of two lagoon/barrier depositional systems. One of the lagoons of the most recent system presents an intra-lagoon delta of peculiar morphology. This delta is formed from the ocean into the lagoon. The present study aimed to identify which are the factors responsible for the formation and evolution of this morphological feature. To identify the conditioning factors involved, a spatiotemporal analysis was conducted between 1957 and 2012. Remote sensing data was used to identify hydrodynamic patterns. This data was analyzed together with water parameters (turbidity and salinity) and relative sea level. The correlation between this information and climatological data (low and very low frequency climate variabilities) was also integrated. The main conditioning factors identified included: phase changes of the Pacific Decadal Oscillation (PDO) and of the El Niño - Southern Oscillation (ENSO); influence of positive low frequency sea-level oscillations (storm surge); and human interference. Both climate variability modes were associated with a high occurrence of rainfall in the region, which consequently provided a high availability of sediments in the Urussanga River fluvial-estuarine system. In addition to influencing rainfall increase, periods when El Niño predominated tended to result in a high occurrence of positive storm surges, which influenced the hydrodynamic flow responsible for transporting sediment towards the lagoon's interior and, consequently, for forming the delta.

Keywords: Climate Variability; ENSO; PDO; Hydrodynamics; Teleconnections.

1. Introduction

Morphological changes in coastal zones vary throughout time and space, and result from the interaction between dynamic processes and local morphology, supported by specific geological context (Cowell *et al.*, 2006; Kinsela *et al.*, 2020). These dynamic processes include waves, tides, currents, and winds. All of these provide the energy that shapes and changes the coast, by eroding, transporting and depositing sediments along the shoreline over time. Deltas are coastal environments of high geological and geomorphological importance because they are a great source for coastal sediments. Fluvial deltas are mostly formed along the margins of marine basins, and the deltas of some major rivers are considered the largest coastal forms in the world (Evans, 2012). Modern deltas are widely variable regarding their scale, processes, and nature of sediments deposited. Scales encompass several orders of magnitude, presenting radiuses ranging from less than 1 km to more than 100 km, and evolution periods between a few years and several millions of years. The development and dimension of these features depend on a series of conditions, which include grain size and evolution characteristics of tectonic plates (Orton & Reading, 1993; Davis Jr. & FitzGerald, 2004; Anthony, 2014).

Definitions, classifications, formation factors, and other characteristics have been increasingly investigated in depth as a result of the progress of studies and the advance of technologies and methodologies used. However, these studies have focused on large-scale (spatiotemporal) features in fluvial-marine environments (Galloway, 1975; Coleman; Wright, 1975; Orton & Reading, 1993; Dalrymple, 1999), where allogenic conditioning factors (climate, tectonics, and marine eustatic level) predominate. Delta formation and evolution result from processes that occur in various spatiotemporal scales combining allogenic and autogenic processes (Jerolmack; Paola, 2010; Straub & Esposito, 2013; Karamitopoulos *et al.*, 2014; Rocha & Rosa, 2021).

Allogenic processes are those of global and regional dimensions, associated with external drivers to the sedimentary system, mainly characterized by changes in base level. On the other hand, autogenic processes present local dimension and are related to an exclusively sedimentary prism, from the systems' internal energy gradients, without large changes in hydrodynamics, sediment input and/or slope of the receiving basin (Beerbower, 1964; Sutter, 1994). According to Rosa *et al.* (2016), allogenic controls are applicable at a basin scale, where they contribute to the

understanding and translation of depositional environments in space and time. However, regarding smaller deltas, autogenic processes are predominant.

Recent studies explain that autogenic processes acting over long time scales control the regularity or instability in which basins are filled (Kim & Paola, 2007; Straub *et al.*, 2009). Therefore, even in environments where allogenic sources are constant, small-scale processes can be influential. To what extent allogenic and autogenic processes contribute to the morphological evolution of fluvial-deltaic systems is still under debate (Kim *et al.*, 2006; van Dijk *et al.*, 2009; Tomer *et al.*, 2011). According to Karamitopoulos *et al.* (2013), our knowledge of the roles of the various autogenic processes is at best insufficient, and whether these processes interact or are ultimately conducted by allogenic mechanisms is still unknown.

The emerged portion of the Pelotas Basin, Brazil, is of particular interest due to the fact that it encompasses a numerous Holocene lake and lagoon systems, formed during the evolution of Lagoon-Barrier Systems II, III, and IV (Villwock *et al.*, 1986). The form of Lagoon-Barrier System IV shows the formation of intra-lagoon deltas. Recently, Rocha & Rosa (2021) addressed the morphodynamic variability of these deltas found in the northern coast of the state of Rio Grande do Sul. They identified a particular type of delta and associated its formation with aeolian systems in sectors where the shoreline presents transgressive behavior.

The delta studied is located in the southern portion of the coastal plain of the state of Santa Catarina and is part of a complex fluvial-estuarine system of the Urussanga River (Figura 22). The Urussanga River springs from the slopes of the Eastern Serra Catarinense mountain range and crosses the coastal plain since the transitional Pleistocene deposits (Barrier III), cutting the Holocene barrier (Barrier IV) to the Atlantic Ocean. Before flowing into the ocean, the river has a confluence that connects it to the Urussanga Velha Lagoon. This river-lagoon connection is responsible for forming an intra-lagoon delta of peculiar morphology, positioned in a relatively inverted way compared with the regular flow of commonly found intra-lagoon deltas. Due to this morphology, sediments that form this feature are believed to be transported across the estuary under specific climatological and oceanographic conditions. Thus, the objective of the present study was to understand the conditioning factors for the formation and evolution of the intra-lagoon delta of the Urussanga Velha Lagoon.

1.1 General characteristics of the study area

The study area is located at the border between the municipalities of Balneário Rincão and Jaguaruna (Southern Coast, Balneário Torneiro). The region is within the northern portion of the Pelotas Basin, which corresponds to the Southern Santa Catarina Coastal Plain. According to Fernandez et al. (2019), this coastal plain is characterized by sandy coastal barriers and lagoons formed during the Quaternary. It also presents a low slope, and its formation is associated with the glacio-eustatic sea-level changes that occurred during the Quaternary, which resulted in the overlapping of sedimentary deposits associated with lagoon/barrier depositional systems (Villwock *et al.* 1986). According to Rosa et al. (2011, 2017), these depositional systems correspond to high-frequency depositional sequences.

The northern portion of the Pelotas Basin marks a change in the direction of the coastline in southern Brazil, with a mainly NE-SW orientation and which is exposed to all wave and wind directions. Wave characteristics reflect the wind regime over the South Atlantic. Therefore, during the austral spring and summer, waves are predominantly from the eastern quadrant. In turn, during the austral autumn and winter, the passing of frontal systems produces winds and waves from the southern quadrant (Araújo *et al.*, 2003).

The coast of Santa Catarina presents a microtidal regime with semi-diurnal characteristics, ranging from 1.05 m in the north to 0.46 m in the south (Klein *et al.*, 2016). According to Siegle & Calliari (2008), during cold front meteorological events, strong winds from the southern quadrant with mean speed values of 8 ms^{-1} induce sea-level rise along the coast. Andrade *et al.* (2018) observed that a low-frequency sea-level oscillation (storm surge) reached 0.66 m above mean sea level in the northern coast of Rio Grande do Sul. Therefore, when large ranges of astronomical tides and storm surges are combined, extreme sea-level rise events can occur along the coast.

The longshore drift in the Pelotas Basin is controlled by waves from the southern quadrant that, although less frequent, are more intense. However, Siegle & Asp (2007) concluded that the longshore drift between the mouth of the Araranguá River and the Santa Marta Cape, over an annual period, is bidirectional, with a clear decrease in transport potential.

Sea-level curves close to the study area indicate that during the culminating point of the Post-glacial Marine Transgression (PMT) circa 5 ka ago, sea level was approximately 1-3 m above its current level; after that, it slowly began to fall (Angulo

et al., 2006, Barboza *et al.*, 2021). Records of specific relative sea-level positions during the Holocene obtained in studies along the coastal plain of Rio Grande do Sul fit within the envelopes of these curves (Barboza & Tomazelli, 2003; Dillenburg *et al.*, 2017).

According to the Köppen climate classification, the region is classified as Cfa, humid subtropical, oceanic, without a dry season, and with warm summers (Alvares *et al.*, 2014). The interaction between the atmosphere and the ocean occurs through various processes. However, wind is the main force that affects surface ocean circulation. In the study area, the position of the South Atlantic Subtropical Anticyclone and its seasonal variability are factors that directly affect wind intensity and direction. During austral summers, wind is predominantly from the east-northeast between latitudes 15° S and 35° S. In turn, during austral winters, this same direction can only be observed between 20° S and 25° S, while south of 25° S the predominant wind direction is west-southeast (Wainer & Taschetto, 2006). This wind direction pattern is modified by the passing of extratropical cyclones, which are low-pressure transitory mobile systems with clockwise circulation in the southern hemisphere. They occur more frequently during austral winters and are usually associated with frontal systems with strong air temperature gradients. During the passing of these cyclones, the intense winds produced are from the south-southwest (Brusius *et al.*, 2020).

In southern and southeastern Brazil, winds from the southern quadrant generate a resultant water transport from the open sea towards the coast, causing an accumulation of water on the coast and, consequently, a low-frequency sea-level rise, usually called “storm surge” (Truccolo *et al.*, 2006). In other words, episodes where sea level is higher than average, in low frequencies, are a response to surface ocean currents towards the coast.

Large-scale climatic events and ocean-atmosphere interactions also influence southern Brazil, changing rainfall, wind, wave, and current patterns (Grimm *et al.*, 1998; Schossler *et al.*, 2018); the El Niño - Southern Oscillation (ENSO) is among one of the most investigated and known of these phenomena. In years when El Niño occurs, the southern region experiences an increase in rainfall during austral springs, with a pronounced peak during November, while during La Niña periods, intense and regular droughts occur (Schneider & Gies, 2004).

In addition to ENSO, other events have been accounted as responsible for morphological changes in southern Brazil. Recent studies also confirmed the existence of low-frequency climate variability modes, which present decadal to multidecadal

scales (Folland *et al.* 1990; Latif & Bernet, 1994, 1996; Zhang *et al.*, 1997; Mantua *et al.*, 1997; Minobe, 1997; Enfield & Mestas-Nunēz, 1999). These variability modes occur in the Pacific and Atlantic oceans, driving important climatic teleconnections. The Pacific Decadal Oscillation (PDO) is among the main teleconnection configurations affecting global climatic variability that influences South America and southern Brazil (Cavalcanti & Ambrizzi, 2009; Grimm, 2009). Some studies have discussed the relationship between PDO and changes in temperature and rainfall regime in southern Brazil (Streck *et al.*, 2009; Cera *et al.*, 2009; Spinelli & Alves, 2014; Nascimento Jr & Sant'anna Neto, 2016; Rebello, 2016; Caballero *et al.*, 2018).

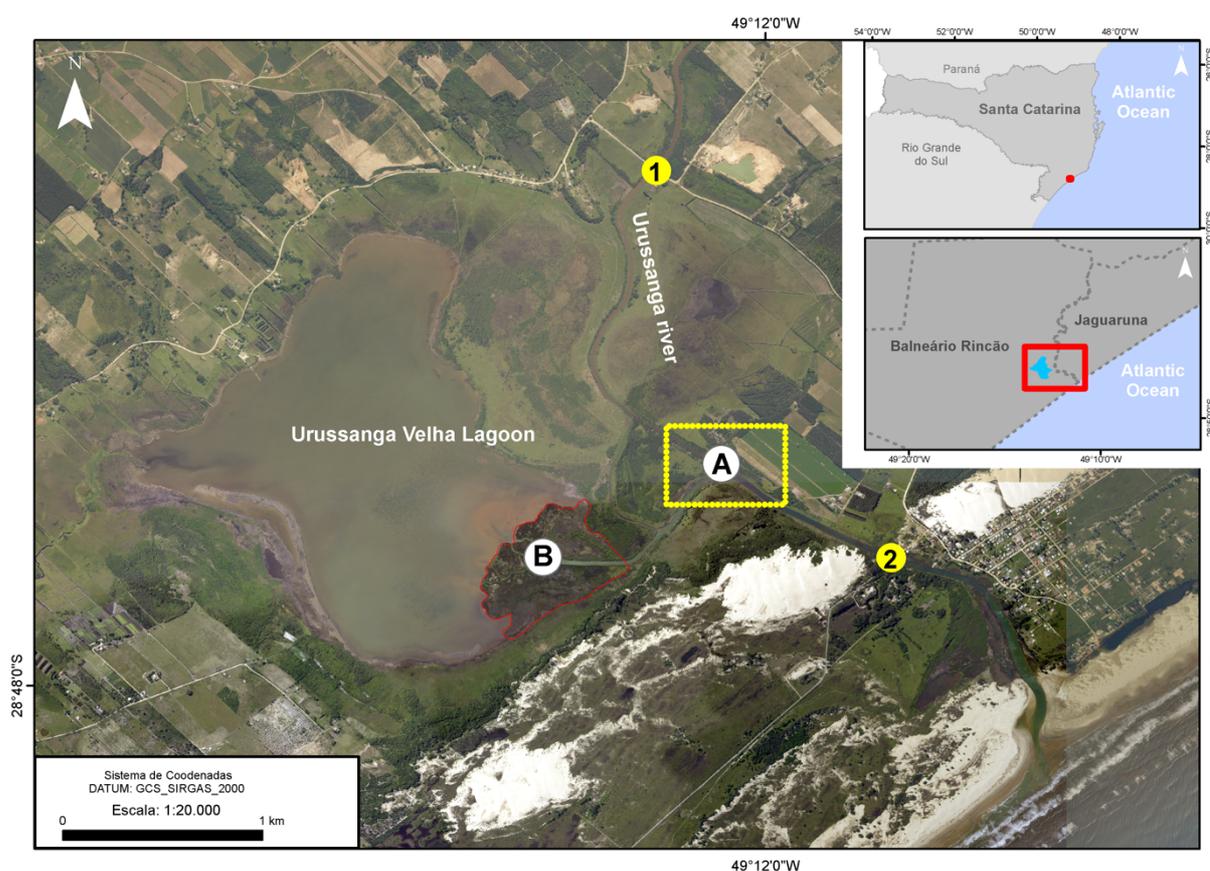


Figure 22: Study area located in the southern Santa Catarina coastal plain, at the border between the municipalities of Balneário Rincão and Jaguaruna. (1) water sampling station 1; (2) water sampling station 2. (A) insert of the location of Figure 2, emphasizing the confluence of the Urussanga River; (B) Intra-lagoon delta of the Urussanga Velha Lagoon (Data source: Continuous Cartographic Base of Brazil on the millionth scale – BCIM version 4 – 2014, in SIRGAS2000, geographic coordinate system, data from federal, state, and municipal sector agencies. Image source: SDE-SC).

2. Material and Methods

2.1 Remote Sensing

The delta's geomorphological aspects were evaluated using historical aerial photographs from 1957 (1:30,000) and 1978 (1:25,000), provided by the Sustainable Economic Development Secretariat of the Government of the State of Santa Catarina (*Secretaria de Desenvolvimento Econômico Sustentável do Governo do Estado de Santa Catarina* – SDE-SC). Orthophotographs (1:10,000) from 2012 were also used (available at <http://sigsc.sds.sc.gov.br/>). The photointerpretation analysis was conducted in a Geographical Information System (GIS) environment using the software ArcGIS 10.8. First, aerial photographs were georeferenced using control points from the 2012 orthophotographs. Next, the morphological unit was identified considering the following factors: texture, hue, structures, and characteristic topographic forms.

2.2 Climatic Indices

With the objective of evaluating and correlating meso- and large-scale (teleconnections) climatic variabilities with the delta's formation period and development, climatic indices were calculated using the MATLAB® R2018a (*MathWorks*) packages Climate Data Toolbox for MATLAB (Greene *et al.*, 2019) and Get Climate Teleconnection Indices (Greene *et al.*, 2020). Time series data of the indices used were obtained from the National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA) (www.ncdc.noaa.gov/teleconnections/).

The Pacific Decadal Oscillation Index (PDOI⁴) was calculated using monthly values for the period between 1854 and 2020 with moving average (MA) of values with an interval of 120 months, so to smoothen the graph and better evaluate correlations, as indicated by NOAA's guidelines (www.ncdc.noaa.gov/teleconnections/). In addition, the occurrence of El Niño – Southern Oscillation (ENSO) events was evaluated using the Southern Oscillation Index (SOI⁵) for the period between 1878 and 2020 in order

⁴ The standard values of the PDO index derive from monthly temperature (SST) anomalies in the northern Pacific Ocean, approximately at 20°N. Global average anomalies are removed to separate this pattern from the variability in order to avoid any “global warming” signal. For more details see: Mantua *et al.*, 1997; Zhang *et al.*, 1997.

⁵ The Southern Oscillation Index (SOI) is a standardized index based on the differences in pressure at sea level observed between Tahiti and Darwin, Australia. SOI is a measure of large-scale fluctuations in air pressure that occur between the western and eastern tropical Pacific Ocean (in other words, the state of the Southern Oscillation) during El Niño and La Niña episodes. In general, SOI's smoothed time series correspond very well to changes in temperatures of the eastern tropical Pacific Ocean.

to corroborate the information and investigate the existence of any correlation between the data.

Local and regional climatological data was gathered from the Meteorological Data Bank for Education and Research (*Banco de Dados Meteorológicos para Ensino e Pesquisa* - BDMEP) of the Brazilian National Institute of Meteorology (INMET) and from the historical database of the Santa Catarina Environmental Resources and Hydrometeorology Information Center (*Centro de Informações de Recursos Ambientais e de Hidrometeorologia de Santa Catarina* - Ciram) of the Agricultural Research and Rural Extension Agency of Santa Catarina (Epagri). Rainfall data was gathered from the Brazilian National Water and Sanitation Agency's (ANA) HidroWeb website (www.snirh.gov.br/hidroweb/serieshistoricas).

2.3 Hydrodynamics and Water parameters

The Urussanga River fluvial-estuarine system was divided into three regions in order to better understand and represent its dynamics: upstream (1), downstream (2), and distributary (3), using the confluence between the distributary channel that migrates to the lagoon and the main river channel as reference (Figure 23).

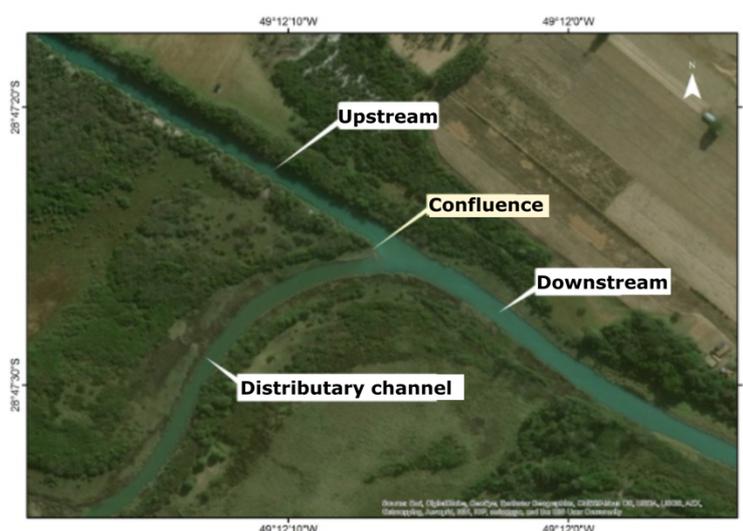


Figure 23: Subdivision of the Urussanga River fluvial-estuarine system. Distributary channel that connects the system with the Urussanga Velha Lagoon. The location of this figure is indicated in Figure 1. (Image source: Basemap ArcGIS 10.8.)

In order to identify hydrodynamic patterns in the Urussanga River estuary, satellite images available from Google Earth® for the area (between 2011 and 2019) were analyzed. During field campaigns, aerial photographs were obtained using a drone. Data acquisition consisted basically of three phases: planning, execution or

collection, and data processing/analysis. The drone used was a *Mavic Pro* (DJI®). Image analysis was conducted using remote sensing techniques. The main element used for analysis was hue (color). A correlation between the color patterns found and climatological data (rainfall) was determined.

Water parameters (salinity and turbidity) were measured in two sampling stations along the estuary. Station 1 was located 4 km from the river mouth, while station 2 was approximately 1.5 km away (see Figure 22). An AQUAREAD AP-800 multiparameter probe was used to measure these parameters.

Rainfall data was obtained from BDMEP, recorded by conventional meteorological stations of INMET's network of stations. The station used for data retrieval was URUSSANGA (OMM 83923), located within the Urussanga River watershed, approximately 35 km away from the study area.

Sea level data were recorded by EPAGRI/CIRAM's telemetric stations (automated) (Epagri, 2020). Harmonic constants for the predicted astronomical tide level were calculated using a year-long dataset gathered through the Imbituba tide gauge. The sea level observed is made available every hour through the tide gauge of the Balneário Rincão station, located 3.5 km southwards from the mouth of the Urussanga River fluvial-estuarine system.

3. Results

3.1 Geomorphological evolution

The spatiotemporal evolution of the intra-lagoon delta of the Urussanga Velha Lagoon was identified through the analysis of aerial photographs (Figure 24 and Table 5). The images indicated that in 1957 the feature had not yet formed, and that the lagoon covered an area of 2.39 km². By 1978 it was possible to see the beginning of the delta development, with an area of 0.13 km², while the total area of the lagoon reduced in 12% (2.10 km²). The image from 2012 showed that the delta doubled in size compared with 1978, presenting a total area of 0.25 km², while the lagoon area decreased in 5% during the same period, going from 2.10 km² to 2 km². These values refer to the images analyzed and variations in the lagoon's water level can partly change them.

An important fact to highlight is that sometime between 1957 and 1978 part of the Urussanga River was straightened (red dashed line, Figure 22b). This engineering

intervention may have resulted in changes to the dynamics of the fluvial system. An example of such a change was the later abandonment of the river's meander.

Table 5: Spatiotemporal evolution relationship of the delta and the Urussanga Velha Lagoon

DELTA		LAGOON	
YEAR	AREA (km)	YEAR	AREA (km)
1957	0	1957	2.39
1978	0.13	1978	2.10
2012	0.25	2012	2.00

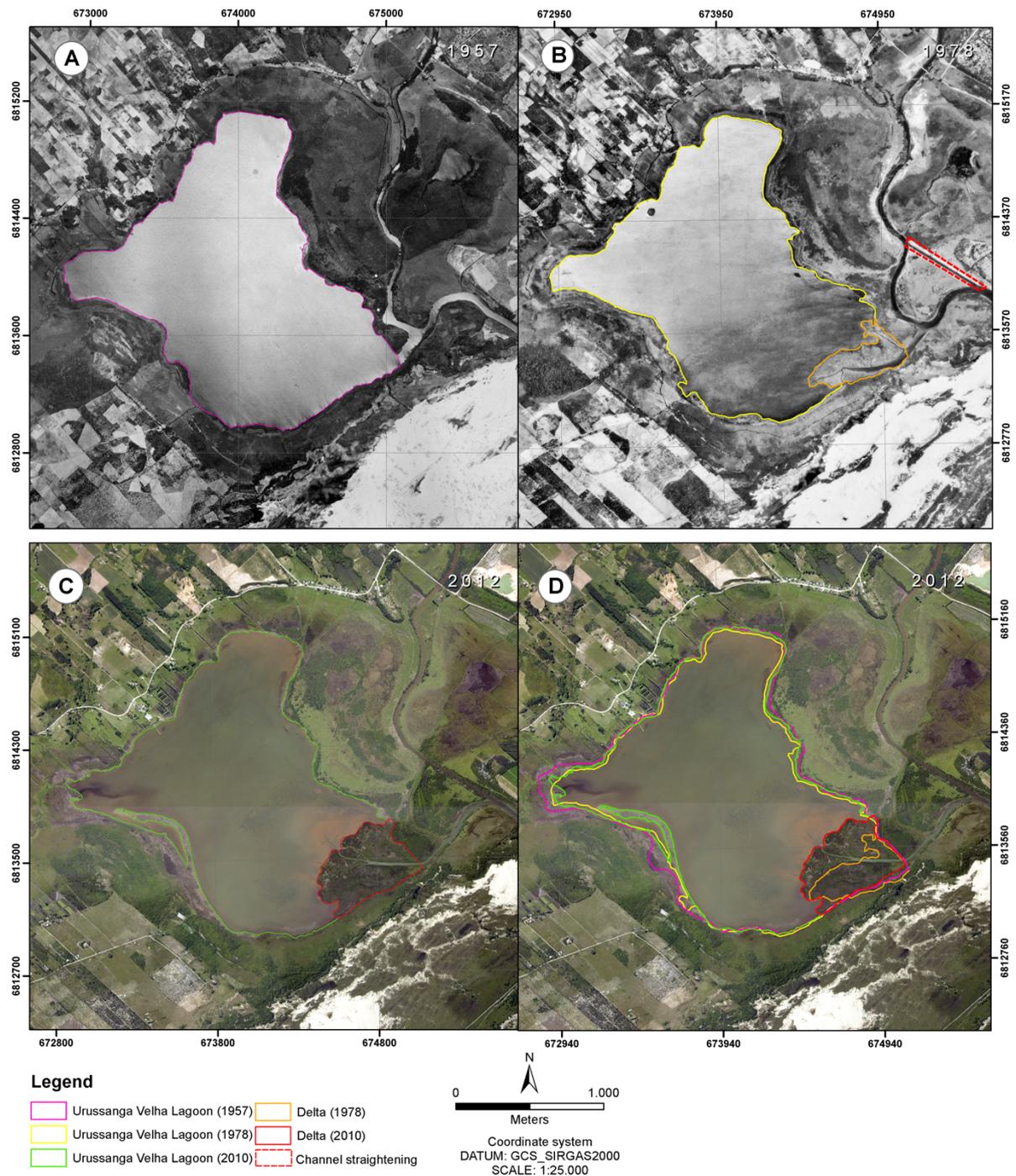


Figure 24: (a) Aerial photograph from 1957. (b) Aerial photograph from 1978. (c) Orthophotograph from 2012. (d) Orthophotograph from 2012 with analysis showing the spatiotemporal evolution of the intra-lagoon delta and the Urussanga Velha Lagoon between 1957 and 2012.

3.2 Climatic Data and Teleconnections

The MATLAB® packages used allowed to obtain several teleconnection indices (Greene *et al.*, 2019, 2020). However, PDO was defined as the one that best applied to the present study because its influence on the climatic pattern in southern Brazil has

already been discussed by several authors (Sperling *et al.* 2009; Streck *et al.*, 2009; Cera *et al.*, 2009; Spinelli & Alves, 2014; Nascimento Jr & Sant'anna Neto, 2016).

The 120-month moving average allowed to identify the presence of four negative periods (cold phase) and three positive ones (warm phase) for PDO (Figure 25a). The first cold phase began before 1860 and lasted until 1900. The other ones occurred between 1911-1925, 1946-1978, and 1996-2018. Warm phases were identified between 1901-1910, 1926-1945, and 1979-1995. The annual moving average clearly showed a pattern shift that occurred during the late 1970s.

The occurrence of ENSO between 1868 and 2020 was also evaluated (Figure 25b) in order to corroborate the information gathered and to investigate the existence of any correlation between the data. Positive values (blue) refer to La Niña periods while negative ones (red), to El Niño periods.

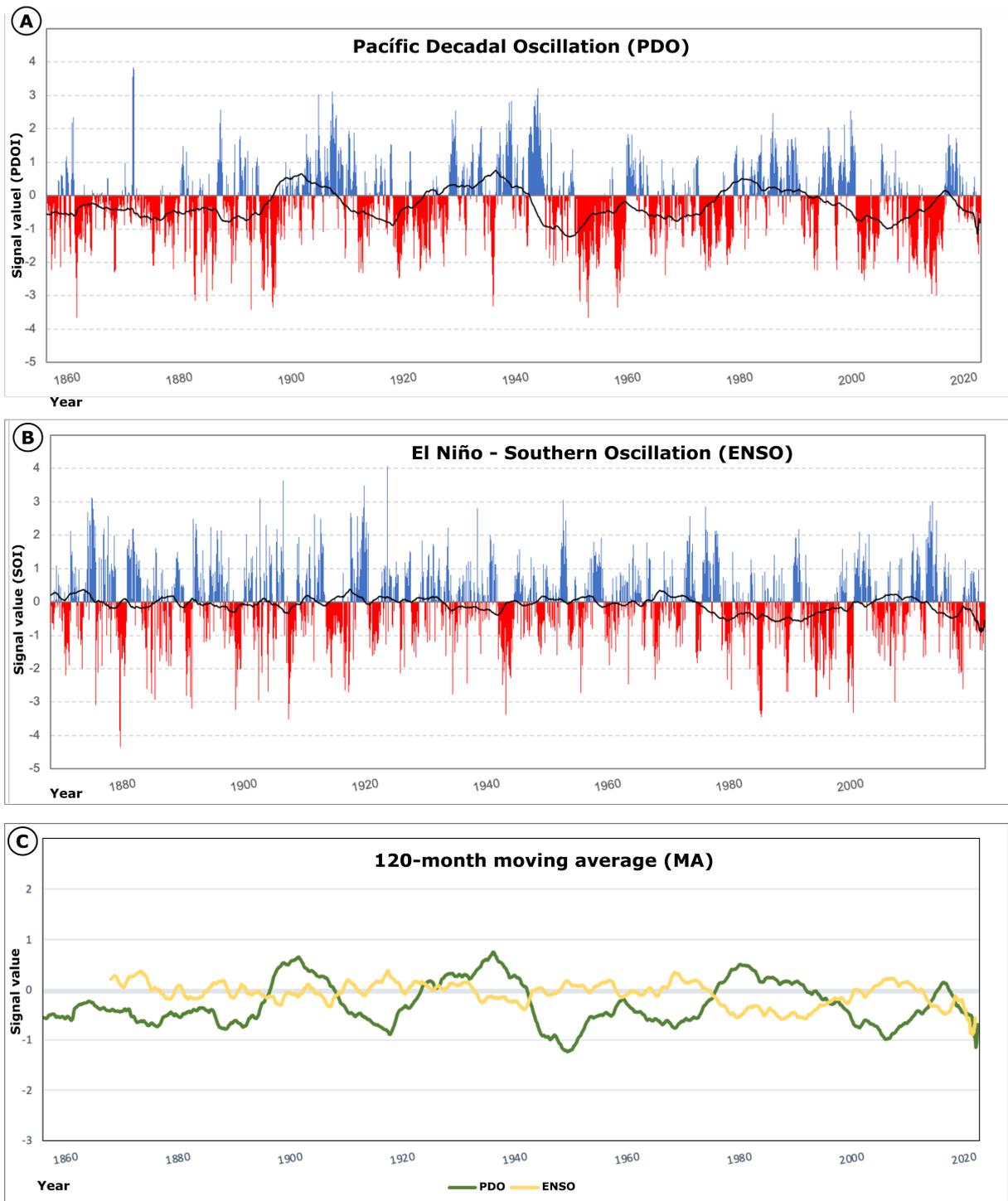


Figure 25: (a) Pacific Decadal Oscillation time series for the period between January 1854 and February 2020. Positive values represent warm phases and negative ones, cold phases. (b) El Niño – Southern Oscillation time series between January 1868 and February 2020. Positive values refer to La Niña periods and negative ones, to El Niño periods. Black lines in (a) and (b) refer to the moving average of values of signals accumulated for 10 years, also represented in (c). The indices' values are available in NOAA's website at www.ncdc.noaa.gov/teleconnections/.

3.3 Image analysis

A total of 23 images available from Google Earth® were analyzed. However, only six of them presented enough quality for photointerpretation (Figure 26). In images (a), (b), (d), and (f), the color of the water downstream was the same as

upstream, while in the distributary channel it was different. In image (c), all three regions presented different colors. In image (e), colors upstream were the same as in the distributary channel, and the color of the water downstream was different from both. Accumulated rainfall (previous five days) ranged between 1 and 29 mm.

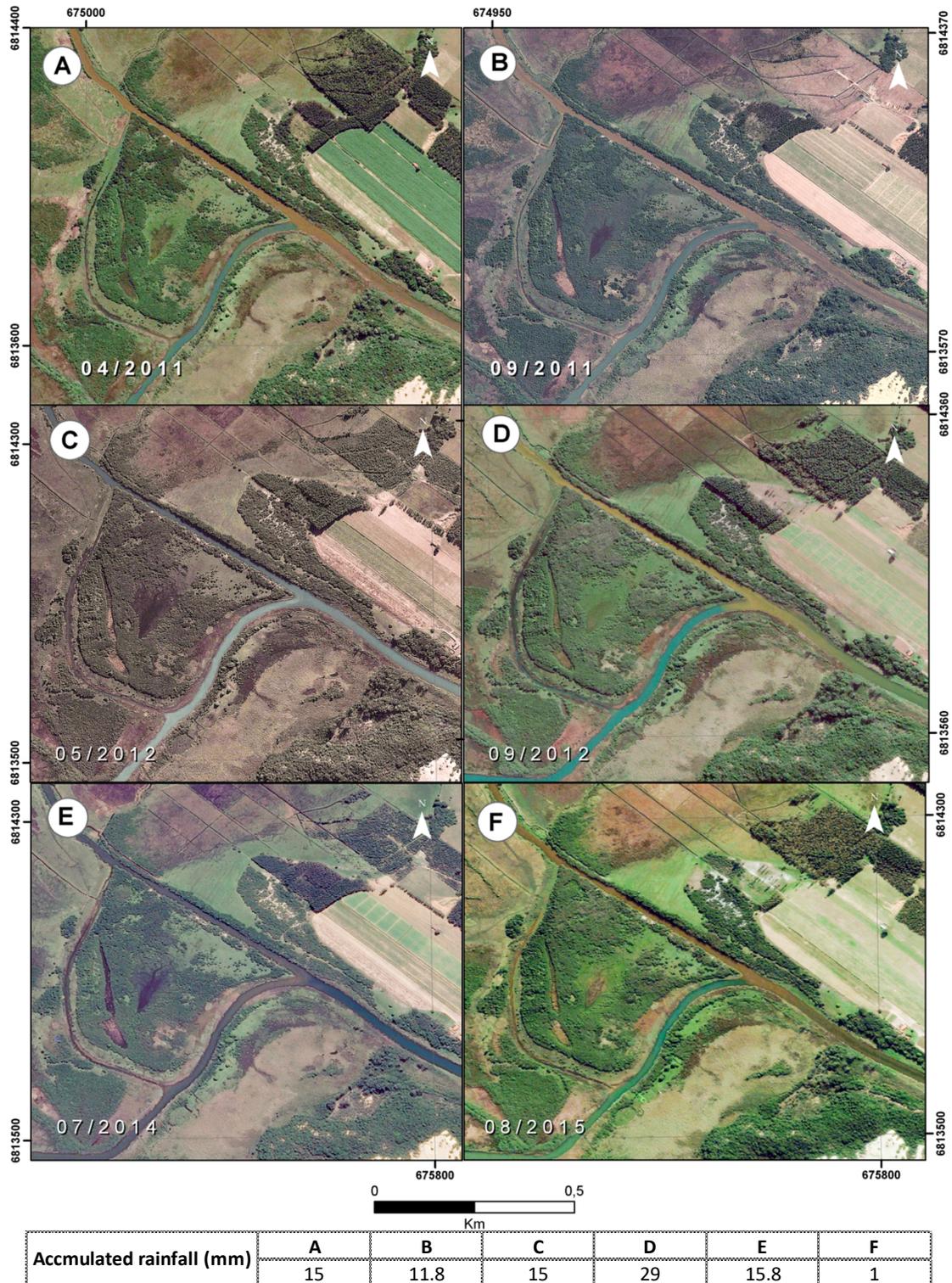


Figure 26: Satellite images from Google Earth® from several dates showing the hydrodynamic behavior of the Urussanga River fluvial-estuarine system based on the color of the water in the upstream, downstream and distributary channel regions (see Figure 2).

3.4 Hydrodynamic data (seawater level) and Water parameters

During the first field campaign (Figure 27a, Figure 28a), the difference between the observed level (OL) and the astronomical tide (AT) was 15 cm, above the predicted level. Considering the mean value of the difference between OL and AT 24 hours before the field campaign, a value of 12 cm above the predicted level was observed. Regarding water parameters, salinity at station 1 varied between 1.3 and 1.6, and the highest values were recorded at greater depths (3.2 m). Water turbidity ranged from 5 to 55 NTU, with the highest values found at 2.3 m in depth, and the lowest ones at 3 m in depth. At station 2, salinity varied between 1.2 and 2.4, and the highest values were also found at greater depths. Turbidity ranged from 4 NTU, at the surface layer, to 360 NTU at 4.5 m in depth. At this station, a sharp change in turbidity was observed after reaching 3 m in depth. The rainfall accumulated over the five days prior to fieldwork was 77.2 mm. Drone images showed brown water downstream and upstream as a result of high turbidity (suspended sediment), while the distributary channel presented a different pattern, with dark green waters and not much suspended sediment.

During the second field campaign (Figure 27b; Figure 28b), the difference between OL and AT was 27 cm, above the predicted level. The mean value of the difference between OL and AT 24 hours before the field campaign yielded a value of 14 cm, above the predicted level. Salinity at station 1 did not vary, maintaining the measurement of 0.05 from surface to bottom (2.6 m). Turbidity ranged from 5 to 18 NTU, with the highest values recorded at 2.3 m in depth, and the lowest ones, at 3 m in depth. At station 2, salinity varied between 2.7 and 27, presenting its lowest values at 1.5 m in depth, and the highest between 3 and 4 m. Water turbidity ranged from 6 NTU near the surface to 54 NTU at 2.7 m in depth. The rainfall accumulated over the five days prior to sampling was 13.4 mm. Field observations allowed to understand the dynamics of the estuary at the moment when the images were taken, showing that the ebb flow of the river was deviated from the upstream sector to the distributary channel (Figure 30b).

During the third field campaign (Figure 27c; Figure 28c), the difference between OL and AT was 17 cm, above the predicted level. Considering the mean value of the difference between OL and AT 24 hours before the campaign, the value observed was 6 cm, above the predicted level. At station 1, salinity did not vary vertically, again remaining at 0.05 from the surface to the bottom layer (2.6 m). Water turbidity ranged

from 16 to 24 NTU, with the highest values recorded at 2.5 m in depth and the lowest ones, at 0.5 m. At station 2, salinity varied between 2.4 and 24, presenting the lowest values until 1.5 m in depth, and the highest between 3 and 5 m. Turbidity ranged from 6 NTU, close to the surface, to 45 NTU at 2.7 m in depth. The rainfall accumulated over the five days prior to the campaign was 17 mm.

During the fourth field campaign (Figure 27d; Figure 28d), the difference between OL and AT was 5 cm, above the predicted level. Considering the mean value of the difference between OL and AT 24 hours before the campaign, the value observed was 3 cm, above the predicted level. Again, at station 1, the water column was homogeneous, in other words, a constant salinity value (0.05) was recorded from surface to bottom. Water turbidity ranged from 5 to 18 NTU, with the highest values found at 2.3 m in depth and the lowest ones at 3 m. At station 2, salinity varied between 2.4 and 24, presenting the lowest values until 1.5 m in depth, and the highest ones between 3 and 5 m. Turbidity ranged from 5 to 16 NTU, and the lowest values were found at the deepest points in the water column (4.6 m). The rainfall accumulated over the five days prior to the campaign was 0.2 mm.

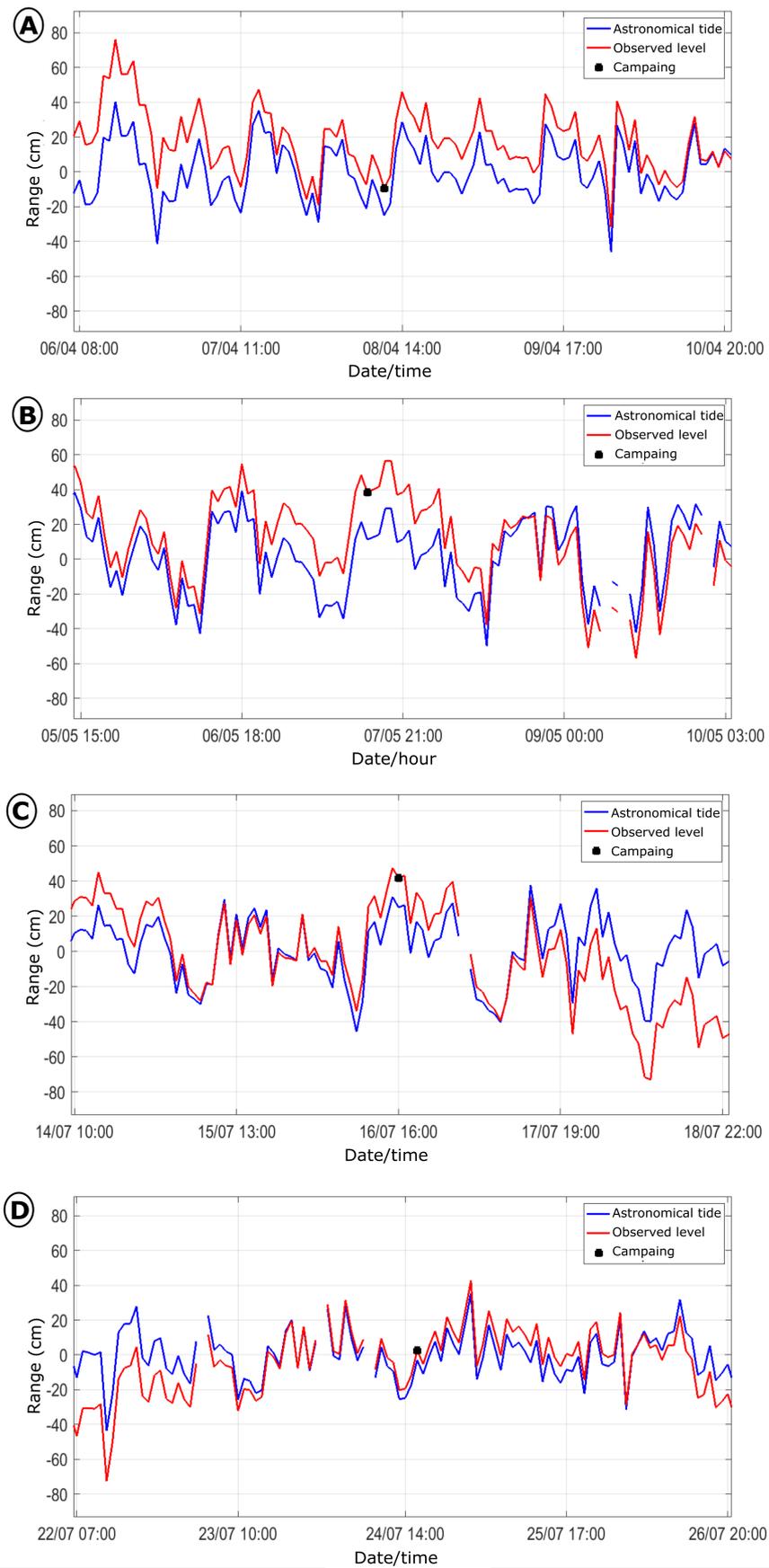


Figure 27: Astronomical tide and observed tide level ranges during field campaigns.

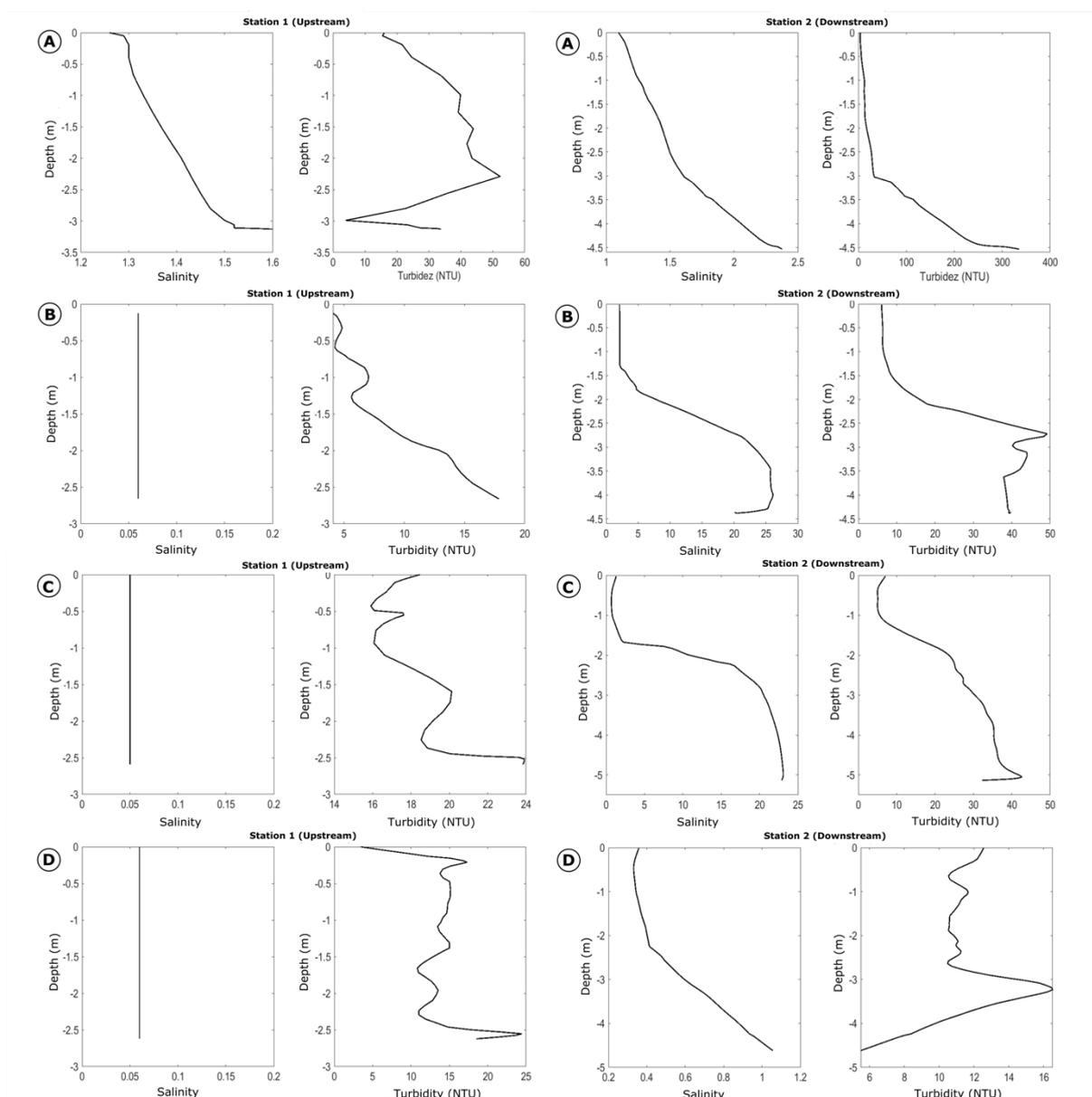


Figure 28: Water parameters (salinity and turbidity) measured during field campaigns. Station 1 (upstream) is located 4 km from the river mouth, and station 2 (downstream) is approximately 1.5 km away (see Figure 1). Accumulated rainfall refers to the five days prior to campaigns.

4. Discussion

4.1 Evolution, Climatic Data, and Teleconnection

The period required to form the intra-lagoon delta was considered associated with the PDO warm phase that occurred between 1977 and 1998, described by Mantua & Hare (2002). This warm phase, which started during the late 1970s, resulted in an increase of rainfall in southern Brazil, as observed by Dias (2009), Martinho *et al.* (2010), Miot da Silva and Hesp (2013), Sant' Ana and Back (2019). This resulted in

more humid climatic conditions for the region, which influenced the morphology of Holocene barriers in southern Brazil (Miot da Silva & Hesp, 2013; Miot da Silva *et al.* 2013). These conditions may have favored a higher sediment input to the Urussanga River fluvial-estuarine system, and consequently supplied it with material to form the intra-lagoon delta.

PDO has been approached in recent scientific literature as an important low to very low frequency variability mode (Cavalcanti & Oliveira, 1996; Cavalcanti & Ambrizzi, 2009; Kayano & Andreoli, 2006; 2009; Grimm, 2009) and can be described as having similar behavior to ENSO, though with different time configurations (Mantua & Hare, 2002). The repercussions of PDO last longer and are therefore more stable and better to correlate with geomorphological indicators (Nigam & Baxter, 2015).

From the mid-1970s onwards, a pattern change was observed regarding ENSO behavior, when El Niño events predominated. This phenomenon is known to cause periods of high rainfall levels in southern Brazil (Diaz *et al.*, 1998; Grimm *et al.*, 1998). Prior to 1975, La Niña predominated, an event associated with atmospheric blockages and consequently below-average rainfall levels. According to studies by Gershunov & Barnett (1998), Mantua *et al.* (1997), and Zhang *et al.* (1997), PDO and ENSO can determine combined implications in the anomalous rainfall distribution of some regions, acting “constructively” with strong, well-defined anomalies when they are in the same phase, and “destructively” with weak, poorly-defined anomalies when they are in opposite phases.

The comparison between PDOI and SOI allowed to observe that during the PDO positive phase, ENSO was in its negative phase, when there was a higher occurrence of El Niño. On the other hand, during the PDO negative phase, between 1946 and 1978, a higher number of La Niña events occurred. This inverse behavior of climatic modes has already been discussed by other authors, such as Mantua *et al.* (1997), Silva (2007), and Kayano & Andreoli (2006; 2009). Between 1978 and 1999, events clearly acted “constructively” with strong, well-defined anomalies (PDO warm phase + El Niño) (see Figure 25c).

In addition to influencing rainfall patterns, ENSO is widely known for influencing sea level in the Pacific Ocean in low frequencies (for example, Clarke & Van Gorder, 1994; Nerem *et al.*, 1999; Li & Clarke, 2007). In southern Brazil, winds that blow from the southern quadrant result in water transport from the open sea towards the coast (Ekman Transport), causing an accumulation of water on the coast and, consequently, an increase in low-frequency sea-level rise, in an effect known as storm surge

(Truccolo *et al.*, 2006). Winds from this quadrant are caused by the passing of frontal systems, which are associated with extratropical cyclones (Calliari *et al.*, 1998; Parise *et al.*, 2009). According to Pereira *et al.* (2012), although La Niña is responsible for the high occurrence of extratropical cyclones in southern Brazil, cyclones are more dominant during El Niño as changing factors for the region's climate, especially by increasing the intensity of southerly winds, and consequently increasing low-frequency sea-level rise. Still according to the authors, this behavior occurs because during La Niña periods extratropical cyclones are more ephemeral and occur in a region far from the coast, not expressively influencing low-frequency sea level. In turn, during El Niño, cyclones occur closer to the coast and last longer, leading to higher incidence of southerly winds over more hours during El Niño, causing greater influence on low-frequency sea levels. Pereira *et al.* (2012) reported that months that corresponded to El Niño had a much higher influence on the hydrodynamics of the Patos Lagoon estuary (RS) than La Niña months, for example.

4.2 Remote Sensing and Hydrodynamics

Based on the location (upstream, downstream, and distributary channel) of “water masses” with different colors, two hydrodynamic patterns were identified in the Urussanga River fluvial-estuarine system: (1) continent-ocean flow, and (2) continent-lagoon flow (Figure 7).



Figure 29: Hydrodynamic patterns identified in the Urussanga River fluvial-estuarine system using photointerpretation of satellite images obtained from Google Earth®

In pattern 1 (Figure 29a), the color of the water both upstream and downstream of the channel was the same. Of the images analyzed, four presented this pattern (See Figure 26a, 26b, 26e, 26f). This was observed during the first field campaign, when the high accumulated rainfall (77.2 mm) was the main driver of estuarine hydrodynamics (Figure 30a). This behavior was observable because of the high turbidity level upstream and downstream from the estuary, and due to the low salinity downstream. However, regardless of the high rainfall recorded, station 1, located approximately 4 km away from the river mouth, presented salinity at its bottom layer. This resulted from storm surge influence in the estuary, which during the campaign period and previous days, was approximately 0.40 cm above mean level (see Figure 28a).

In pattern 2 (Figure 29b), the river flow was deviated to the lagoon. This was corroborated by the similarity in color of the water between the distributary channel and the upstream region. In the field, during the second and third campaigns, a hydrodynamic flow in which the flood flow (opposed to the river-ebb flow) caused the deviation of the river flow to the distributary channel, and therefore into the lagoon (Figure 30b, 30c). This pattern occurred when storm surge levels reached approximately 0.40 cm in campaigns 1 and 2, and the accumulated rainfall was 13.4 and 17 mm, respectively. In other words, even with relatively high rainfall values, the influence of low-frequency positive sea-level changes tended to cause pattern 2.

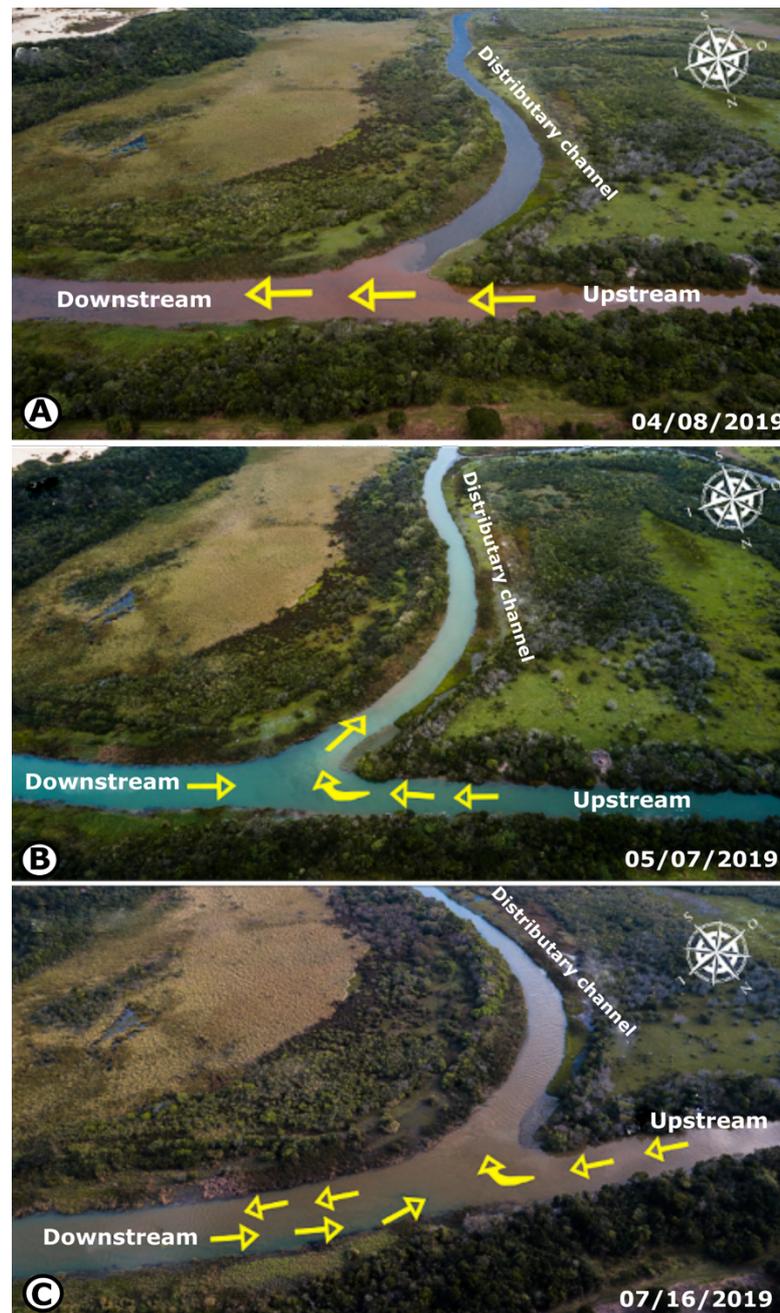


Figure 30: Aerial photographs obtained using a drone during the campaign days showing the hydrodynamics of the Urussanga River fluvial-estuarine system in various climatological and oceanographic conditions.

As Dyer (1995) and Uncles *et al.* (2002) affirmed, estuarine sedimentary dynamics vary significantly in each estuary, over time, and in space within a single estuary due to the various factors involved, making it complex to conduct studies on sedimentary transport in this environment.

5. Conclusion

Important climatological variations, with repercussions to the region studied, began to occur in the 1970s. This period was characterized by the end of the PDO cold phase (beginning in 1946) and the beginning of a warm phase, and by the beginning of a period dominated by positive ENSO events (El Niño). Both climatic variability modes are associated with a high occurrence of rainfall in the region, which consequently provided a high availability of sediments in the Urussanga River fluvial-estuarine system. In addition to influencing the increase in rainfall, periods when El Niño predominated tend to result in a high occurrence of positive storm surges, which, as discussed by other authors, influence the hydrodynamics of coastal environments, such as estuaries and coastal lagoons.

The river flow naturally tends to follow pattern 1 due to its natural dynamics associated with morphological characteristics and the laws of physics. When the rainfall factor is added to the system, meaning when a high fluvial discharge is present, this pattern is even more favored. However, rainfall is not the only factor that controls the dynamics of the estuary, given that rainfall also occurred in other scenarios where the estuarine system pattern was different (pattern 2). This other pattern is influenced by sea level, especially by the meteorological component, because the pressure gradient acts as a “hydraulic barrier”, deviating the flow of the main channel into its distributary. This process is responsible for sediment transport to the lagoon and, consequently, for forming the delta.

Since before 1957, the river presented a natural connection with the ocean and with the lagoon. However, there was no indication of the presence of the delta. The straightening of the river channel (sometime between 1957 and 1978) may also have contributed or intensified the formation of the delta. In order to confirm this hypothesis and quantify the importance of human intervention and climate variations, a hydrodynamic modelling study of the area is recommended.

There is also the need to conduct studies that characterize the behavior of extratropical cyclones during El Niño and La Niña periods, and the influence of these phenomena on low-frequency sea level in southern Brazil.

Acknowledgments

Renato A. Leal thanks CNPq for his doctoral scholarship (141567/2016-3). Eduardo G. Barboza thank CNPq for their research productivity scholarships.

6. Bibliography

- ALVARES, C.A., STAPE, J.L., SENTELHAS, P.C., GONÇALVES, J.L.M. and SPAROVEK, G., 2014. *Köppen's climate classification map for Brazil*. *Meteorologische Zeitschrift*, 22: 711- 728.
- ANGULO, R.J.; LESSA, G.C. and SOUZA, M.C., 2006. A critical review of Mid- to Late-Holocene sea-level fluctuations on the eastern Brazilian coastline. *Quaternary Science Reviews*, 25, 486–506. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2005.03.008>
- ANTHONY, E.J., 2014. Deltas. In: Masselink, G., Gehrels, R. (Eds.), *Coastal Environments and Global Change*. John Wiley & Sons Ltd., pp. 299–337.
- ARAÚJO, C.E.S., FRANCO, D., MELO, E. and PIMENTA, F., 2003. Wave regime characteristics of the southern Brazilian coast. International Conference on Coastal and Port Engineering in Developing Countries, COPEDEC VI, Colombo, Sri Lanka. *Proceedings...* Paper 97. CD- -ROM.
- BARBOZA, E.; DILLENBURG, S.; RITTER, M.; ANGULO, R.; BIANCINI DA SILVA, A.; ROSA M.L.; CARON, F. and SOUZA, M.C., 2021. Holocene sea-level changes in southern Brazil (29°30'S) based on high-resolution radar stratigraphy. *Geosciences* (submetido).
- BARBOZA, E.G. and TOMAZELLI, L.J., 2003. Erosional features of the eastern margin of the Patos Lagoon, southern Brazil: significance for Holocene history. *Journal of Coastal Research*. SI 35, 260–264.
- BEERBOWER, I.R., 1964. Cyclothems and cyclic depositional mechanics in alluvial plan sedimentation. *Kansas Geological Survey Bulletin*, 169_1.31-32.
- BRUSIUS, B.K., DE SOUZA R.B. and BARBIERI E., 2020. Stranding of Marine Animals: Effects of Environmental Variables. In: Leal Filho W., Azul A., Brandli L., Lange Salvia A., Wall T. (eds) *Life Below Water*. Encyclopedia of the UN Sustainable Development Goals. *Springer*, Cham. https://doi.org/10.1007/978-3-319-71064-8_102-1
- CABALLERO, C. B.; OGASSAWARA, J. F.; DORNELES, V. R. and NUNES, A. B., 2018. A precipitação pluviométrica em Pelotas/RS: tendência, sistemas sinóticos associados e influência da ODP. *Revista Brasileira de Geografia Física*, v. 11, n.4, p. 1429-1441, 2018. DOI: <https://doi.org/10.26848/rbgf.v11.4.p1429-1441>
- CAVALCANTI, I, F. and A. AMBRIZZE, T., 2009. Teleconexões e suas influências no Brasil. In: Cavalcanti, I, F. A; Ferreira, N. J; Silva, M, G, A, J; Dias, M. A. F. S (ed.). *Tempo e clima no Brasil*. *Oficina de Textos*. p. 318-335.

- CETESB, 2011. Guia nacional de coleta e preservação de amostras: água, sedimento, comunidades aquáticas e efluentes líquidos / Companhia Ambiental do Estado de São Paulo; Organizadores: Carlos Jesus Brandão ... [et al.]. -- São Paulo: CETESB; Brasília: ANA.
- CLARKE, M.L. and RENDELL, H.M., 2009. The impact of North Atlantic storminess on western European coasts: a review. *Quaternary International*, 195(1), 31-41. DOI: 10.1016/j.quaint.2008.02.007
- COLEMAN, J. M. and WRIGHT, L. D., 1975. Modern River Deltas: Variability of Processes and Sand Bodies. In: Broussard, M. L. Deltas: Models for Exploration. 1a Ed. Houston: *Geological Society*, 1975. p. 99-149.
- COWELL, P.J.; THOM, B.G.; JONES, R.A.; EVERTS, C.H. and SIMANOVIC, D., 2006. Management of un- certainty in predicting climate-change impacts on beaches. *Journal of Coastal Research*. 22, 232–245. <https://doi.org/10.2112/05A-0018.1>.
- DALRYMPLE, R. W., 1999. Tide-dominated deltas: do they exist or are they all estuaries. *American Association of Petroleum Geologists Annual Meeting, Official Program*, p. A29-A30, 1999.
- DAVIS JR., R. A. and FITZGERALD, D. M., 2004. Beaches and Coasts. *Blackwell Publishing*. UK. 419p
- DILLENBURG, S.R.; BARBOZA, E.G.; ROSA, M.L.C.C.; CARON, F. and SAWAKUCHI, A., 2017. The complex prograded Cassino barrier in Southern Brazil: Geological and morphological evolution and records of climatic, oceanographic and sea-level changes in the last 7-6 ka. *Marine Geology*, 390, 106–119. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2017.06.007>
- DYER, K.R., 1995. Sediment transport processes in estuaries. In Perillo, G.M.E. (ed.). *Geomorphology and sedimentology of estuaries. Developments in Sedimentology*, 53. *Elsevier Science*, pp. 423-449.
- EPAGRI, 2020. Empresa de Pesquisa Agropecuária e Extensão Rural de Santa Catarina. Banco de dados de variáveis ambientais de Santa Catarina. Florianópolis: Epagri. 20p. (Documents, 310).
- EVANS, G., 2012. Deltas: the fertile dustbins of the world. *Proceedings of the Geologists' Association*, 123, 397–418.
- FERNANDEZ, G.B., ROCHA, T.B., BARBOZA, E.G., DILLENBURG, S.R., ROSA, M.L.C.C., ANGULO, R.J., SOUZA, M.C., OLIVEIRA, L.H.S., DOMINGUEZ, J.M.L., 2019. Natural Landscapes Along Brazilian Coastline, in: Salgado, A.A.R., Santos, L.J.C., Paisani, J.C. (Eds.), *The Physical Geography of Brazil - Environment*,

- Vegetation and Landscape*, pp. 199-218. https://doi.org/10.1007/978-3-030-04333-9_10
- GALLOWAY, W.E., 1975. Process framework for describing the morphologic and stratigraphic evolution of deltaic depositional systems. In Broussard, M. L. *Deltas: Models for Exploration*. 1^a Ed. Texas: Houston *Geological Society*. p. 87–98.
- GREENE, C.A., 2020. Get Climate Teleconnection Indices (<https://www.mathworks.com/matlabcentral/fileexchange/38596-get-climate-teleconnection-indices>), MATLAB Central File Exchange. Retrieved May 4, 2020.
- GREENE, C.A.; THIRUMALAI, K.; KEARNEY, KA.; DELGADO, J.M.; SCHWANGHART, W.; WOLFENBARGER, N.S.; THYNG, K.M.; GWYTHYER, D.E.; GARDNER, A.S. and BLANKENSHIP, D.D., 2019. The Climate Data Toolbox for MATLAB. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 2019. doi:10.1029/2019GC008392 <http://dx.doi.org/10.1029/2019GC008392>
- GRIMM, A M.; FERRAZ, S.E.T. and GOMES, J., 1998. Precipitation anomalies in southern Brazil associated with El Niño and La Niña Events. *Journal of Climate*. 11: 2863–2880.
- GRIMM, A.M, 2009. Clima da Região Sul do Brasil. In Cavalcanti, I.F.; Ferreira, N.J.; Justi Da Silva, M.G.A.; Silva Dias, M.A.F.A. (org) *Tempo e Clima no Brasil. Oficina de Textos*, São Paulo: p. 259-276.
- JEROLMACK, D. J. and PAOLA, C., 2010. Shredding of environmental signals by sediment transport. *Geophysical Research Letters*, v. 37, n. 19. DOI: 10.1029/2010GL044638
- KARAMITOPOULOS, P.; WELTJE, G. J. and DALMAN, R. A. F., 2014. Allogenic controls on autogenic variability in fluvio-deltaic systems: inferences from analysis of synthetic stratigraphy. *Basin Research*, v. 26, n. 6, p. 767-779, 2014. DOI: 10.1111/bre.12065.
- KAYANO, M.T. and ANDREOLI, R.V., 2006. Relations of South American summer rainfall interannual variations with the Pacific Decadal Oscillation. In: *Journal of Climate*, v. 27, 4. p. 531 – 540.
- KAYANO, M.T. and ANDREOLI, R.V., 2009. Variabilidade decenal a multidecenal. In: Cavalcanti, I.F. A.; Ferreira, N.J.; Silva, M.G.A.J. e Silva Dias, M.A.F. (Org.). *Tempo e Clima no Brasil*. São Paulo: *Oficina de Textos*, p. 375–383.
- KIM, W.; PAOLA, C.; VOLLER, V.R. and SWENSON, J.B., 2006. Experimental measurements of the relative importance of controls on shoreline migration. *Geophys. Res. Lett.*, 34, L23402.

- KINSELA, M.A.; HANSLOW, D.J.; CARVALHO, R.C.; LINKLATER, M.; INGLETON, T.C.; MORRIS, B.D.; ALLEN, K.M.; SUTHERLAND, M.D. and WOODROFFE, C.D. 2020. Mapping the Shoreface of Coastal Sediment Compartments to Improve Shoreline Change Forecasts in New South Wales, Australia. *Estuaries & Coasts* Special Issue: Shallow Water Mapping. DOI: <https://doi.org/10.1007/s12237-020-00756-7>
- KLEIN, A.H.F.; SHORT, A. D. and BONETTI, J., 2016. Santa Catarina Beach Systems. In: Short, A.D and Klein, A.H.F (Org.). *Brazilian Beach Systems*. 1ed.Switzerland: *Springer International Publishing Switzerland*, v. 1, p. 465-506.
- MANTUA, N.J. and HARE, S.R., 2002. The pacific decadal oscillation. *Journal of oceanography*, Springer, v. 58, n. 1, p. 35–44.
- MANTUA, N.J.; HARE, S.R.; ZHANG, Y.; WALLACE, J.M. and FRANCIS, R.C., 1997. A Pacific interdecadal climate oscillation with impacts on salmon production. *Bulletin American Metereological Society*, v.78, p.1069–1079.
- MARTINHO, C.T.; HESP, P.A. and DILLENBURG, S.R., 2010. Morphological and temporal variations of transgressive dunefields of the northern and mid-littoral Rio Grande do Sul coast, Southern Brazil. *Geomorphology*, v. 117, p. 14-32. DOI: 10.1016/j.geomorph.2009.11.002
- MIOT DA SILVA, G. and HESP, P.A., 2013. Increasing rainfall, decreasing winds, and historical changes in Santa Catarina dunefields, southern Brazil. *Earth Surface Processes and Landforms*, v. 38, issue 9, 1036-1045 pp. DOI: <https://doi.org/10.1002/esp.3390>
- MIOT DA SILVA. G.; MARTINHO, C.T.; HESP, P.A.; KEIM, B.D. AND FERLIGOJ, Y., 2013. Changes in dunefield geomorphology and vegetation cover as a response to local and regional climate variations. *Journal of Coastal Research*, v. SI 65, pp. 1307-1312. DOI: <https://doi.org/10.2112/SI65-221.1>
- MONTEIRO, A. M. 2007. Dinâmica atmosférica e a caracterização dos tipos de tempo na bacia hidrográfica do rio Araranguá. Universidade Federal de Santa Catarina, Florianópolis. *Thesis*, 223 p.
- NASCIMENTO JÚNIOR, L. and SANT'ANNA NETO, J. L., 2016. Contribuição aos estudos da precipitação no estado do Paraná: a oscilação decadal do Pacífico - ODP. *Raega - O Espaço Geográfico em Análise*, v. 35, p. 314-343. DOI: <http://dx.doi.org/10.5380/raega.v35i0.42048>
- NIGAM, S. and BAXTER, S. 2015. General Circulation of the Atmosphere: Teleconnections. In: North, G.R.; Pyle, J. and Zhang, F. (Org.) *Encyclopedia of*

Atmospheric Sciences. Academic Press, Cambridge: 90-109 pp. DOI: <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-382225-3.00400-X>

NOAA/CPC - National Oceanic and Atmospheric Administration/Climate Prediction Center. Available in: http://www.cpc.ncep.noaa.gov/products/analysis_monitoring/ensostuff/ensoyears.shtml.

ORTON, G. and READING, H.G., 1993. Variability of deltaic processes in terms of sediment supply, with particular emphasis on grain size. *Sedimentology*, v. 40, p. 475–512. DOI: 10.1111/j.1365-3091.1993.tb01347.x

REBELLO, E.R.G., 2006. As Oscilações Decadais do Pacífico e suas possíveis influências no estado do Rio Grande do Sul. In: XIV CBMET, 2006, Florianópolis - SC. Anais do XIV CBMET.

ROSA, M.L.C.C.; BARBOZA, E.G.; ABREU, V.S.; TOMAZELLI, L.J. and 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.

ROSA, M.L.C.C.; BARBOZA, E.G.; DILLENBURG, S.R.; TOMAZELLI, L.J. and AYUP-ZOUAIN, R.N., 2011. The Rio Grande do Sul (southern Brazil) shoreline behavior during the Quaternary: a cyclostratigraphic analysis. *Journal of Coastal Research*, SI 64: 686-690.

ROSA, M.L.C.C.; HOYAL, D.C.; BARBOZA, E.G.; FEDELE, J. and ABREU, V.S., 2016. River-dominated deltas: upscaling autogenic and allogenic processes observed in laboratory experiments to field examples of small deltas in southern Brazil, in: Budd, D.A., Hajek, E.A., Purkis, S.J. (Eds.), *Autogenic Dynamics and Self-Organization in Sedimentary Systems*. *SEPM Special Publication* 106, 176-197. <https://doi.org/10.2110/sepmsp.106.13>

SCHOSSLER, V.; SIMÕES, J.C.; AQUINO, F.E. and VIANA, D.R., 2018. Precipitation anomalies in the Brazilian southern coast related to the SAM and ENSO climate variability modes. *Rev. Bras. Recur. Hidr.* 23, 1–10. <https://doi.org/10.1590/2318-0331.231820170081>.

SIEGLE, E. and ASP, N.E., 2007. Wave refraction and long- shore transport patterns along the Southern Santa Catarina coast. *Brazilian Journal of Oceanography*, 55(2): 109-120.

SPERLING, V.; FERNANDES, V. and MARQUES, J. R. 2009. Relação entre a oscilação decadal do pacífico (ODP) e a precipitação de verão no rio grande do

- sul. In: CONGRESSO DE INICIAÇÃO CIENTÍFICA, 18, ENPOS, 9 E mostra científica, 1 – UFPel. *Anais...* Pelotas-RS.
- SPINELLI, K. and ALVES, D. B., 2014. Geada. In: Hermann, M. L. P. (org). Atlas de Desastres Naturais do Estado de Santa Catarina: Período de 1980 a 2010. 2 ed. Florianópolis: IHGSC, GCN/UFSC. 217 p.
- STRAUB, K. M. and ESPOSITO, C. R., 2013. Influence of water and sediment supply on the stratigraphic record of alluvial fans and deltas: Process controls on stratigraphic completeness. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, v. 118, n. 2, p. 625-637. DOI: 10.1002/jgrf.20061
- STRAUB, K.M.; PAOLA, C.; MOHRIG, D.; WOLNSKY, M.A. and GEORGE, T., 2009. Compensational stacking of channelized sedimentary deposits. *Journal Sedimentary Research.*, 79, 673-688.
- SUTER, J. R., 1994. Deltaic coasts. In: Carter, R.W.G., and Woodroffe, C.D. (eds.), *Coastal Evolution: Late Quaternary Shoreline Morphodynamics*. Cambridge: Cambridge University Press, Tulsa, pp. 87–114.
- TOMER, A.; MUTO, T. and KIM, W., 2011. Autogenic hiatus in fluviodeltaic successions: Geometrical modeling and physical experiments. *J. Sediment. Res.*, 81, 207–217.
- TRUCCOLO, E. C.; FRANCO, D. and SCHETTINI, C. A. F., 2006. The low frequency sea level oscillations in the northern coast of Santa Catarina, Brazil. *Journal of Coastal Research*, 39, 547-552.
- UNCLES, R.J.; STEPHENS, J.A. and SMITH, R.E., 2002. The dependence of estuarine turbidity on tidal intrusion length, tidal range and residence time. *Continental Shelf Research*, 22:1835-1856.
- VAN DIJK, M., POSTMA, G. and KLEINHANS, M.G., 2009., Autocyclic behaviour of fan deltas: An analogue experimental study. *Sedimentology*, 56, 1569–1589.
- VILLWOCK, J.A.; TOMAZELLI, L.J.; LOSS, E.L.; DEHNHARDT, E.A.; HORN, N.O.; BACHI, F.A. and DEHNHARDT, B.A., 1986. Geology of the Rio Grande do Sul Coastal Province. In Rabassa, J. (org.) *Quaternary of South America and Antarctic Peninsula*. Balkema, Rotterdam: p. 79-97.
- ZHANG, Y.; WALLACE, J.M. and BATTISTI, D., 1997 ENSO-like interdecadal variability: 1900-93, *Journal of Climate*, v.10, p.1004-1020.

CAPÍTULO 6

Análise Integradora

1. Considerações Finais

Os processos costeiros e as mudanças morfológicas associadas ocorrem em uma ampla gama de escalas espaço-temporais. Em um mesmo ambiente, diferentes feições morfológicas de distintas escalas e ordens de magnitudes são formadas. Essa variação de escalas e processos foi abordada na tese buscando partir da escala macro para micro, tanto em processos como em feições.

No artigo 1, buscou-se entender o comportamento estratigráfico e evolutivo da barreira holocênica em escala espaço-temporal Geológica (*i.e.*, Cowell & Thom, 1994). O artigo 2 discutiu a morfologia da barreira e a influência da variabilidade climática de escala temporal multidecadal (escala de Engenharia, segundo Cowell & Thom, 1994) na formação e evolução dessas feições. O artigo 3 abordou as condicionantes responsáveis pela formação de um delta intralagunar presente na conformação do sistema Laguna-Barreira IV, que teve sua formação e evolução associada à processos de escala Instantânea (precipitação, marés), de Eventos (ENOS), e também de Engenharia (ODP) (*i.e.*, Cowell & Thom, 1994). A seguir, algumas considerações finais sobre a tese:

1.1 Comportamento Evolutivo da barreira

Ao longo dos últimos anos o uso de GPR se tornou imprescindível para estudos evolutivos de barreiras costeiras. A definição do comportamento evolutivo dessas feições no sul do Brasil tem sido fundamentada através dos padrões de empilhamento e arquitetura deposicional.

Em barreiras progradantes o padrão de empilhamento progradacional clássico esperado é representado pela sobreposição de três fácies principais: fácies marinho raso, fácies praial e fácies eólica, respectivamente. Já em barreiras retrogradantes o padrão observado são fácies litorâneas ou marinhas sobrepõem-se gradativamente ou abruptamente a fácies continentais. Entretanto, na área de estudo observou-se a presença de superfícies erosivas que retrabalharam a barreira durante a sua progradação e impossibilitou a preservação destes tipos de padrões clássicos. Sendo assim, apenas por dados de subsuperfície não foi possível definir o comportamento evolutivo da barreira.

Os dados de GPR evidenciaram a intrínseca relação da formação e da evolução da barreira com os sistemas fluviais adjacentes a área de estudo. Nas duas porções da barreira (norte e sul) há o registro do retrabalhamento das radarfácies praias e

marinhas por paleocanais. Na porção norte não há dúvida que esteja associado ao rio Urussanga, entretanto, na porção sul pode ser resultado da variação da deriva e estar associado ao rio Urussanga ou então seja resultado da migração do rio Araranguá que sofre bastante influência da deriva NE-SW e está localizado à aproximadamente 20 km ao sul da área de estudo.

Essa característica de barreira holocênica com influência de sistemas fluviais em sua evolução é comum no sul de Santa Catarina, onde ocorre também no Balneário Morro dos Conventos com o rio Araranguá e em Passos de Torres com o rio Mampituba (Biancini *et al.*, 2014). Esses sistemas fluviais avançam/deslocam paralelamente a linha de costa acompanhando a progradação da barreira holocênica.

Ao compararmos somente as barreiras regressivas da Bacia de Pelotas, é possível observar que a área de estudo (barreira da foz do rio Urussanga) apresenta uma das menores extensões laterais, com aproximadamente 1,6 km. Esse comportamento está associado com as maiores declividades do substrato (plataforma continental), como já discutido por Dillenburg *et al.* (2000), Biancini *et al.* (2014) e Bitencourt *et al.* (2020). É interessante salientar, que ao analisarmos a inclinação da plataforma continental e as extensões das barreiras regressivas ao longo da Bacia, observa-se a diminuição dos dois fatores ao deslocar-se sentido norte da Bacia, mas não de maneira proporcional.

Tabela 1: Inclinação da plataforma continental e as extensões das barreiras regressivas ao longo da Bacia de Pelotas

Barreira regressiva	Declividade do substrato (graus)	extensão (km)	Setor da Bacia de Pelotas
Torneiro	0,09	1,6	Norte
Arroio do Silva	0,07	4,4	Norte
Passo de Torres	0,06	5,5	Central
Curumim	0,05	4,8	Central
Cassino	0,03	14,5	Sul

Segundo Dillenburg *et al.* (2000) e Bitencourt *et al.* (2020), essa declividade do substrato (morfologia da superfície pré-holocênica) é um fator autogênico de fundamental importância no comportamento evolutivo das barreiras holocênicas, visto que é ela a principal responsável pelo ângulo de ataque e altura das ondas ao longo da costa, determinando setores com balanço sedimentar distintos (Dillenburg *et al.*,

2000; Dillenburg & Barboza, 2014). Como já é sabido, ao longo da Bacia de Pelotas há uma alternância entre setores de projeções e de embaixamentos costeiros (Dillenburg *et al.*, 2000; Barboza *et al.*, 2011), os quais acompanham um padrão onde as projeções possuem uma plataforma interna com maior inclinação, onde os processos erosivos prevalecem em decorrência das ondas de maiores alturas, enquanto nas reentrâncias essa inclinação é mais suave e as ondas possuem menores alturas, resultando em processos de deposição. A barreira em estudo segue esse padrão, pois está inserida na região de embaixamento da Bacia de Pelotas (Dillenburg & Barboza, 2014).

1.2 Morfologia dos TSS

Em diversos setores ao longo barreira costeira holocênica da Bacia de Pelotas, no sul do Brasil, fases de lençóis de areias transgressivos (TSS –*transgressive sand sheets*) dominam a morfologia da barreira (Hesp *et al.*, 2005, 2007; Dillenburg & Barboza, 2009; Dillenburg *et al.*, 2009, 2013, 2017; Barboza *et al.*, 2013, 2018; ; Becker *et al.*, 2021; Miot da Silva *et al.*, 2013; Leal *et al.*, 2016). No geral, o padrão dos depósitos eólicos marcados por cristas de precipitação é bem conhecido ao longo de praias arenosas com características intermediárias e dissipativas (Hesp & Tom, 1990; Hesp, 2004) e barreiras holocênicas com comportamento estratigráfico progradacional.

Estudos recentes revelaram que em diferentes regiões no mundo sistemas eólicos transgressivos, especialmente do tipo TSS, sofreram estabilização com o crescimento da vegetação nas últimas décadas (*e.g.*, Tsoar & Blumberg, 2002; Kutiel *et al.*, 2004; Marcomini & Maidana, 2006; Jones *et al.*, 2010; Levin, 2011; Martinho *et al.*, 2010; Provoost *et al.*, 2011; Miot da Silva *et al.*, 2013; Dillenburg *et al.*, 2013; Barboza *et al.*, 2018; Jackson *et al.*, 2019; Gao *et al.*, 2020). Entretanto, o surgimento e desenvolvimento dessas feições ainda são pouco conhecidos.

A influência das variações climáticas na formação e na evolução dos TSS presentes na morfologia da barreira holocênica da Bacia de Pelotas é discutida por alguns autores (Hesp *et al.*, 2007; Miot da Silva & Hesp, 2013; Miot da Silva *et al.*, 2013, Dillenburg *et al.*, 2013; Barboza *et al.*, 2018). Embora tais estudos tenham contribuído para uma melhor compreensão da formação e evolução dos TSS, os vínculos entre os fatores determinantes e suas mudanças morfológicas ainda são pouco compreendidos. Estas feições ocorrem de maneira expressiva nas barreiras

costeiras da Pinheira (SC), Jaguaruna (SC), Araranguá (SC), Curumim/Itapeva (RS), Cassino (RS) e Hermenegildo (RS).

Diversos autores discutem quais são os fatores que influenciam no comportamento da vegetação, e conseqüentemente dos sistemas eólicos costeiros. Entretanto, o clima é frequentemente considerado como o principal fator, principalmente devido a: (i) variabilidade da precipitação (Marcomini & Maidana, 2006; Wolfe & Hugenholtz, (2009); (ii) mudanças nos padrões de vento (Tsoar, 2005; Tsoar *et al.*, 2009; Levin, 2011); ou (iii) uma combinação de ambos (Jones *et al.*, 2010; Martinho *et al.*, 2010; Miot da Silva & Hesp, 2013; Miot da Silva *et al.*, 2013; Moulton *et al.*, 2018).

Provoost *et al.* (2011), enfatizam que geralmente esses fatores não podem ser facilmente separados, e as interações locais ou regionais específicas entre os diferentes processos e mecanismos sugerem um cenário complexo. Na área de estudo, a interdigitação entre os depósitos fluviais com marinhos pode ter tido uma grande contribuição na fixação do sistema eólico, pois a formação de áreas úmidas e baixas (deflação) contribuem para o afloramento do nível freático, formando solos ricos em matéria orgânica que favorecem o desenvolvimento da vegetação. O sistema eólico possui uma espessura que varia de 1 a 2 m, sendo que o limite dele com o ambiente fluvial é próximo ao nível do mar e, provavelmente, próximo também ao nível freático. A influência da migração de desembocaduras na morfologia ao longo da barreira holocênica já foi identificada em outros estudos (Barboza *et al.*, 2014b; Biancini da Silva *et al.*, 2014). Este é um importante fator autogênico, ainda pouco compreendido, que pode ser responsável pela rápida estabilização dos depósitos eólicos da barreira holocênica.

A fixação e a redução da mobilidade dos sistemas eólicos tem sido uma tendência mundial observadas em várias partes do globo nas últimas décadas (Marcomini & Maidana, 2006; Provoost *et al.*, 2011; Delgado-Fernandez *et al.*, 2019). Recentemente, Gao *et al.* (2020) revisaram a literatura de diversos sistemas eólicos ao redor do mundo para o período de 1870 a 2018 e concluíram que 93% (164 de 176 sistemas) mostram uma redução considerável de dunas móveis. Ou seja, apesar de ser observado algumas variações evolutivas do sistema costeiro eólico ao longo da Bacia de Pelotas (escala regional), esse comportamento evolutivo com tendência de estabilidade é um padrão que ocorre em diversas regiões do mundo (escala global).

1.3 Morfologia Costeira e Variabilidade Climática

Os estudos sobre geomorfologia estão cada vez mais dedicados a entender as conexões existentes entre a morfodinâmica dos ambientes costeiros e variabilidade climática. Embora os impactos do clima na costa sejam frequentemente em escala multi-milenar, principalmente em termos de variação do nível do mar (*i.e.*, Alan & Komar 2006; Troiani *et al.*, 2011; Aagaard & Sørensen, 2012; Kebede *et al.*, 2012), diversos autores também estão associando os modos de variabilidade interanual, decadal e multidecadal aos processos costeiros.

Ao analisarmos a idade das fases dos TSS obtidas neste estudo é possível associá-las com as fases da ODP. Os TSS foram delimitados em quatro fases com idades que decrescem em direção ao oceano, como consequência da progradação da barreira. Para a fase 04 (1945 ± 336 anos) não foi identificado evento climático de escala global ocorrido nesse período. Entretanto, alguns trabalhos de evolução costeira identificaram feições que dataram deste mesmo período (Zular *et al.*, 2013; Dillenburg *et al.*, 2017; Nascimento *et al.*, 2018; Rocha *et al.*, 2018). É possível também que diferentes fatores tenham sido ativos em locais diferentes, não havendo nenhuma correlação na origem dessas feições.

A amostra URU03, que representa a fase 03, foi datada com 152 ± 16 anos, ou seja, sua formação estaria correlacionada com a fase fria da ODP, ocorrida entre 1860-1900. Esse período também é relacionado com um acontecimento climático chamado de Pequena Idade do Gelo (*Little Ice Age* – LIA) que ocorreu entre 1450-1850 (Eddy, 1976). A LIA é bem comprovada em grande parte da Europa e em algumas regiões do Hemisfério Norte. Muitos pesquisadores vincularam temporalmente os movimentos transgressivos das dunas na Europa às condições climáticas associadas a LIA (Clarke & Rendell, 2009; Dawson *et al.*, 2004; Lamb & Frydendahl, 1991; Scarelli *et al.*, 2017). A constatação da LIA em alguns registros proxy-climáticos do hemisfério sul é menos clara, inicialmente levando a sugestões de que talvez não fosse um fenômeno global (Chambers, 2014). Entretanto, nos últimos anos, muitos trabalhos indicaram a predominância de condições áridas e frias durante o período da LIA no sul da América do Sul (*i.e.* Villalba, 1994; Luckman & Villalba, 2001; Cohen *et al.*, 2005; Unkel *et al.*, 2007; Ariztegui *et al.*, 2007; Iriondo & Krohling, 2008; Chambers *et al.*, 2014; Guerra *et al.*, 2017; Dillenburg *et al.*, 2017). Esses novos estudos sustentam o conceito de que é a LIA um fenômeno climático de escala global cuja influência atingiu o hemisfério sul, e assim como teve influência nos campos de

dunas da Europa também pode estar associado com as mudanças morfológicas das dunas do sul e sudeste do Brasil, questão já discutida por Sawakuchi *et al.* (2008) e Dillenburg *et al.* (2017).

A fase 02 (URU02) foi datada com 101 ± 10 anos, período que pode ser correlacionado com a fase fria da ODP definida por Mantua & Hare (2002) e também com os dados do presente trabalho. A amostra representativa da fase mais recente (URU01) foi datada com 77 ± 10 anos, se considerarmos o erro da datação (± 10 anos) o período pode estar associado a fase fria da ODP ocorrida entre 1947–1976.

É importante salientar, que tanto a datação das amostras quanto das fases da ODP são valores aproximados, mas além de possuírem uma associação próxima de data de evento, se destacam a similaridade da periodicidade entre elas. Mantua & Hare (2002) definiram a ODP como duração entre 20 e 50 anos. As fases dos TSS identificadas neste estudo apresentam um padrão parecido. Além disso, a fase de estabilização dos TSS ao longo do litoral sul do Brasil e em outros lugares do mundo é associada por alguns autores à fase quente da ODP ocorrida entre 1977-1998. Esta análise corrobora com a afirmação que o comportamento dos TSS em um período recente, evidenciado pela sua rápida estabilização, pode estar associado a eventos de ODP.

A fase quente da ODP também pode estar associada a formação do delta intralagunar presente na laguna de Urussanga Velha (retrobarreira). Esta fase quente, iniciada no final dos anos 1970, resultou em um aumento das chuvas no sul do Brasil, conforme observado por Dias (2009), Martinho *et al.* (2010), Miot da Silva & Hesp (2013) e Sant' Ana & Back (2019). O resultado foram condições climáticas mais úmidas para a região, o que influenciou na morfologia das barreiras holocênicas do sul do Brasil (*i.e.*, Miot da Silva & Hesp, 2013; Miot da Silva *et al.* 2013). Essas condições podem ter favorecido um maior aporte de sedimentos para o sistema fluvial-estuarino do rio Urussanga, e conseqüentemente fornecido material para a formação do delta intralagunar.

A partir de meados da década de 70 também é observado uma mudança de padrão de comportamento do ENOS, onde a ocorrência de eventos El Niño se tornou predominante. Este fenômeno é conhecido por propiciar períodos com precipitação pluviométricas maior no sul do Brasil (Diaz *et al.*, 1998; Grimm *et al.*, 1998). Antes de 1975, havia a predominância de La Niña, evento associado aos bloqueios atmosféricos, e conseqüentemente precipitação abaixo da média. Segundo estudos de Gershunov & Barnett (1998), Mantua *et al.* (1997) e Zhang *et al.* (1997), a ODP e

o ENOS podem determinar implicações combinadas na distribuição anômala de precipitação em algumas regiões, atuando de maneira “construtiva”, com anomalias fortes e bem definidas quando elas estão na mesma fase e “destrutiva”, com anomalias fracas e pouco definidas quando elas estão em fases opostas.

Ao comparar o IODP com o IOS, é possível observar que durante a fase positiva da ODP o ENOS estava em fase negativa, padrão onde há uma maior ocorrência de El Niño, enquanto na fase negativa da ODP, entre 1946 e 1978, ocorreu um maior número de La Niña. Este comportamento inverso dos modos climáticos já foi discutido por outros autores, como Mantua *et al.* (1997), Silva (2007), Kayano & Andreoli (2006; 2009). Entre 1978 e 1999 os eventos agiram nitidamente de forma “construtiva” com anomalias fortes e bem definidas (fase quente da ODP + El Niño).

Além da influência nos padrões de chuva, o ENOS é conhecido por influenciar os níveis do mar no Oceano Pacífico em baixas frequências (*e.g.*, Clarke & Van Gorder, 1994; Nerem *et al.* 1999; Li & Clarke, 2007). No sul do Brasil, os ventos que sopram do quadrante sul geram um transporte de água resultante do mar aberto em direção à costa (Transporte *Ekman*), causando acúmulo de água na costa e por consequência um aumento no nível do mar em baixas-frequências, efeito conhecido como maré meteorológica (Truccolo *et al.*, 2006). Os ventos desse quadrante são consequência da passagem de sistemas frontais, que estão associados a ciclones extratropicais (Calliari *et al.*, 1998; Parise *et al.*, 2009). De acordo com Pereira *et al.* (2012), apesar da La Niña ser responsável pela maior ocorrência dos ciclones extratropicais no sul do Brasil, durante o El Niño os ciclones são mais dominantes na mudança do clima na região, principalmente no aumento da intensidade do vento sul, e consequentemente no aumento no nível do mar em baixas frequências. Ainda segundo a autora, esse comportamento ocorre visto que, durante a La Niña os ciclones extratropicais são mais efêmeros e ocorrem em uma região mais afastada do litoral, não influenciando de forma expressiva nos níveis do mar de baixa frequência; já durante El Niño o ciclone ocorre mais próximo a costa e são mais duradouro, determinando que o número de horas de vento sul seja maior, causando maior influência nos níveis do mar em baixa frequência durante o El Niño.

1.4 Aspectos Relacionados à Gestão Costeira

Identificou-se na barreira costeira, presente nos Balneários Rincão e do Torneiro, processos costeiros atuantes em diferentes escalas espaço-temporais. No

entanto, conforme exposto no capítulo 1, os instrumentos de gestão e as normativas pertinentes aos sistemas ambientais são embasadas em contexto estadual, regional e/ou nacional, desconsiderando as peculiaridades da região. Essa incompatibilidade entre as escalas pode resultar em ações que não condizem com a realidade local, e se tornar sem eficácia.

É indiscutível a existência de diversos instrumentos, ferramentas e normativas legais referentes à gestão costeira no Brasil. Entretanto, o processo de implementação de toda essa estrutura é complexo e, muitas vezes, ineficiente (Gruber *et al.*, 2003; Asmus *et al.*, 2006; Jablonski & Filet, 2008; Dias *et al.*, 2007; Nicolodi & Zamboni 2008; Martins *et al.*, 2018; Nicolodi *et al.*, 2018, Scherer *et al.*, 2018, 2020; Barragán & De Andrés, 2020; Becker *et al.*, 2021). A gestão costeira pressupõe abordagens multidisciplinares em termos de métodos, conceitos e ações (Nicolodi & Gruber, 2020). A aplicação efetiva de todo esse arcabouço legislativo depende do empenho dos atores envolvidos (sociais e governamentais), e ainda, da incorporação do conhecimento disponível acerca dos distintos processos que ocorrem zona costeira.

2. Conclusões

- Apesar do nível relativo do mar ter um papel importante na evolução das barreiras costeiras holocênicas, após atingir o nível máximo no Holoceno a influência dele no comportamento evolutivo perdeu o protagonismo e as condicionantes autogênicas (balanço de sedimentos, ondas, vento etc.) se tornaram as condicionantes principais. Essa afirmação deve-se ao fato que após atingir o máximo eustático, iniciou-se o rebaixamento do nível do mar até o presente e, nesse contexto de trato de nível de mar regressivo seria esperado a formação de barreiras regressivas/progradacionais a partir de uma regressão forçada. Entretanto, ao analisarmos o comportamento do setor Setentrional da Bacia de Pelotas uma variação longitudinal é observada. Nos balneários do Rincão e do Torneiro (área de estudo do presente trabalho), perfis de GPR e análises morfológicas evidenciaram o padrão progradacional da barreira. Biancini *et al.* (2014) em Passos de Torres, mais ao sul da área de estudo (30 km), Becker *et al.* (2021) nos balneários de Esplanada (5 km ao norte) e Campo Bom (15 km ao norte) também identificaram um padrão de empilhamento progradacional das barreiras. Contudo, Martins *et al.* (2014) e Oliveira *et al.* (2019) em áreas costeiras há aproximadamente 35 km ao norte da área de estudo (Camacho, no município de Jaguaruna e Cigana, no município de Laguna), encontraram padrões de

empilhamento retrogradacional, típicos de barreiras transgressivas. Ou seja, assim como definido por Dillenburg *et al.* (2000, 2009), Rosa *et al.* (2017) e Barboza *et al.* (2018) para o litoral do Rio Grande do Sul, o setor Setentrional da Bacia de Pelotas, no sul de Santa Catarina, as barreiras costeiras holocênicas também coexistem com diferentes comportamentos evolutivos;

- A utilização das técnicas de investigação de superfície e de subsuperfície permitiu interpretar as características evolutivas em escalas multitemporais da barreira holocênica da foz do rio Urussanga;

- A não presença de depósitos lagunares ao longo dos perfis de GPR, e a presença de eólicos sobrepostos a ambientes marinho e/ou fluvial retrabalhando o marinho, denota o comportamento progradacional da barreira em ambos os setores;

- A datação por LOE das fases dos TSS evidenciaram idades que decrescem em direção ao mar. Esse padrão morfológico é característico de barreiras com padrão de empilhamento progradacional;

- Os pulsos dos TSS mais recentes identificados na área de estudo tiveram seu desenvolvimento em um período aproximado de 30 e 50 anos, diferente do que foi relatado por Dillenburg *et al.* (2017) para a região do Cassino no RS. Portanto, essas fases nem sempre são desenvolvidas em escala de tempo de centenas de anos, podem ocorrer em escala multidecadal;

- Existe uma grande dificuldade em identificar algum índice climático (teleconexão) que explique isoladamente os padrões e eventos de precipitação e de temperaturas no sul do Brasil. Vários sistemas de larga, meso e micro escala podem ser responsáveis por esses fatores, com reflexos na vegetação, e conseqüentemente, na dinâmica dos depósitos eólicos. Apesar disso, algumas correlações puderam ser feitas: o período de desenvolvimento dos pulsos eólicos das fases 01, 02 e 03 se correlacionam bem com o as fases frias da ODP descritas por Mantua *et al.* (1997); assim como a fase de estabilização, esta associada com o período de fase quente;

- A datação por luminescência opticamente estimulada demonstrou ser uma técnica adequada para estudar a dinâmica deposicional do sistema eólico costeiro em escala de tempo milenar e multidecadal;

- Os levantamentos geofísicos evidenciaram a influência do rio Urussanga sobre a morfologia da barreira, tanto no trecho ao norte quanto ao sul da barreira holocênica, pois foram identificados padrões de radarfácies característicos de paleocanais preenchidos. Essa influência fluvial também pode contribuir no comportamento dos depósitos eólicos, retrabalhando os depósitos sedimentares pré-existent;

- Apesar do nível relativo do mar ter um papel importante na evolução das barreiras costeiras holocênicas ao longo da Bacia de Pelotas, as variações climáticas de meso e micro escala que alteram os padrões de precipitação e vento são as condicionantes mais atuantes nas mudanças geomorfológicas ocorridas nas barreiras do sul do Brasil durante o holoceno tardio, caracterizando a maior influência dos processos autogênicos;

- Levantamentos morfológicos combinados com datação por LOE e com análises climáticas permitiram avaliar os impactos das mudanças climáticas de meso e micro escala nos ambientes costeiros. Compreender a ligação entre eventos climáticos e processos costeiros durante o Holoceno tardio pode ajudar a avaliar a resposta das zonas costeiras às futuras mudanças climáticas;

- Como sugestão para futuros trabalhos na área, recomenda-se: i) o aprofundamento da análise estratigráfica da barreira através de testemunhos de sondagens e coleta de mais material para datações; ii) o desenvolvimento de estudos que caracterizem o comportamento de ciclones extratropicais durante os períodos de El Niño e La Niña e a influência desses fenômenos no nível do mar de baixa frequência no sul do Brasil; iii) um estudo de modelagem hidrodinâmica do estuário do rio Urussanga e um maior aprofundamento, através de testemunhos de sondagens e coleta de sedimentos, do delta intralagunar da lagoa de Urussanga Velha.

Referências (Capítulos 1, 2 e 6)

- AAGAARD, T., DAVIDSON-ARNOTT, R., GREENWOOD, B., NIELSEN, J. 2004. Sediment supply from shoreface to dunes: linking sediment transport measurements and long term morphological evolution. *Geomorphology* 60: 205-224.
- ADAMIEC, G., AITKEN, M.J., 1998. Dose-rate conversion factors: update. *Ancient TL* 16, 37–50.
- AITKEN, M.J, 1998. *An Introduction to Optical Dating*. Oxford: Oxford University Press.
- ALVARES, C.A., STAPE, J.L., SENTELHAS, P.C., GONÇALVES, J.L.M. & SPAROVEK, G. 2014. Köppen's climate classification map for Brazil. *Meteorologische Zeitschrift*, 22: 711- 728.
- ALVES, M. P. A., FRANKE, A. E. , SILVEIRA, R. B. 2014. Ocorrência de ondas de frio inverniais em São Joaquim - Santa Catarina - Brasil. In: VIII Simpósio Latinoamericano de Geografia Física e IV Simpósio Iberoamericano de Geografia física, 2014, Santiago do Chile. Anais... Santiago do Chile, p.1355-1362.
- ANDRADE, M.M., TOLDO, E.E. & NUNES, J.C.R. 2018. Tidal and subtidal oscillations in a shallow water system in southern Brazil. *Brazilian Journal of Oceanography*, v. 66, n. 3, p. 245-254. DOI: 10.1590/s1679-87592018017406603
- ANGULO, R.J.; LESSA, G.C. & SOUZA, M.C., 2006. A critical review of Mid- to Late-Holocene sea-level fluctuations on the eastern Brazilian coastline. *Quaternary Science Reviews*, 25, 486–506. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2005.03.008>
- ARAÚJO, C.E.S., FRANCO, D., MELO, E. & PIMENTA, F. 2003. Wave regime characteristics of the southern Brazilian coast. International Conference on Coastal and Port Engineering in Developing Countries, COPEDEC VI, Colombo, Sri Lanka. *Proceedings...* Paper 97. CD- -ROM.
- ASMUS, M. L.; KITZMANN, D.; LAYDNER, C.; TAGLIANI, C. R. 2006. Gestão Costeira no Brasil: Instrumentos, fragilidades e potencialidades. *Gerenciamento Costeiro Integrado*, Itajaí - Santa Catarina, v. 1, n.4, p. 52-57.
- ATKINSON, P.M. & LEWIS, P, 2000. Geostatistical classification for remote sensing: an introduction. *Computers & Geosciences*, 26(4), 361-371. DOI: 10.1016/S0098-3004(99)00117-X

- BARBOZA, E. G. & TOMAZELLI, L.J. Erosional Features of the Eastern Margin of the Patos Lagoon, Southern Brazil: Significance for Holocene History. *Journal of Coastal Research*, SI 35, v. 1, p. 260-264, 2003.
- BARBOZA, E.G., DILLENBURG, S.R., ROSA, M.L.C.C., TOMAZELLI, L.J. & HESP, P.A. 2009. Ground penetrating radar profiles of two Holocene regressive barriers in southern Brazil. *Journal of Coastal Research*, SI 56: 579-583.
- BARBOZA, E.G., ROSA, M.L.C.C., HESP, P.A., DILLENBURG, S.R., TOMAZELLI, L.J. & AYUP-ZOUAIN, R.N. 2011. Evolution of the Holocene Coastal Barrier of Pelotas Basin (Southern Brazil) - a new approach with GPR data. *Journal of Coastal Research*, SI 64, 646-650.
- BARBOZA, E.G. ROSA, M.L.C.C. DILLENBURG, S.R. & TOMAZELLI, L.J. 2013. Preservation Potential of Foredunes in the Stratigraphic Record. *Journal of Coastal Research*, SI 65:1265-1270.
- BARBOZA, E.G., ROSA M.L.C.C. & CARON, F. 2014. Metodologia de Aquisição e Processamento em Dados de Georradar (GPR) nos Depósitos Quaternários da Porção Emersa da Bacia de Pelotas. In: VI Simpósio Brasileiro de Geofísica. Resumos Expandidos, 1: 1-6. DOI: 10.13140/2.1.3369.5047.
- BARBOZA, E.G., DILLENBURG, S.R., RITTER, M, ANGULO, R., BIANCINI DA SILVA, A., ROSA, M.L.C.C., CARON, F., SOUZA, M.C., 2021. Holocene sea-level changes in southern Brazil (29°30'S) based on high-resolution radar stratigraphy. *Geosciences (subject)*.
- BARRAGÁN, J. M. & ANDRÉS GARCÍA, M. 2020. The management of the socio-ecological systems of the Bay of Cádiz: new public policies with old instruments? *Boletín de la Asociación de Geógrafos Españoles*, 85, 2866, 1–42.
- BARRAGÁN, J.M. 2016. Política, gestão e litoral – Uma nova visão da Gestão Integrada de Áreas Litorais. Editorial Tébar Flores, S.L. Madrid, Espanha, 2016.
- BECKER, C.; BARBOZA, E. G.; MARTINS, E. E. 2021. Uma visão política-administrativa e morfológica dos balneários Esplanada e Campo Bom do Município de Jaguaruna, SC. *Revista Brasileira de Geomorfologia*. In press.
- BIANCHI, T.S. 2007. *Biogeochemistry of Estuaries*. Oxford: Oxford Univ Press; 2007.

- BIANCINI DA SILVA, A; BARBOZA, E. G.; ROSA, M.L.C.C.; DILLENBURG, S. R. 2014. Meandering Fluvial System Influencing the Evolution of a Holocene Regressive Barrier in Southern Brazil. *Journal of Coastal Research*, v. 1, p. 205-2010.
- BIONDI, F., A. GERSHUNOV & D. R. CAYAN. 2001. North Pacific decadal climate variability since 1661. *J. Climate*, 14, 5–10.
- 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*, v. 360, 107180. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2020.107180>
- BOWEN, A.J. & INMAN, D.L. 1966. Budget of littoral sands in the vicinity of Point Arguello, California. US Army Coastal Engineering Research Center (CERC), Technical Memorandum No. 19. 41 pp
- BOYD, R.; DALRYMPLE, R. W. & ZAITLIN, B. A. 1992. Classification of clastic coastal depositional environments. *Sedimentary Geology*, 80:139-150.
- BRISTOW, C.S.E & JOL, H.M.2003. Ground penetrating radar in sediments: Geological Society of London, Special Publication 211, 366 p.
- BRISTOW, C.S. & PUCILLO, K. 2006. Quantifying rates of coastal progradation from sediment volume using GPR and OSL: the Holocene fill of Guichen Bay, south-east South Australia. *Sedimentology* 53, 769–788.
- BUYNEVICH, I.V.; JOL, H.M. & FITZGERALD, D.M. 2009. Coastal Environments. In: Jol, H.M. (Ed.), *Ground Penetrating Radar: Theory and Applications*, Elsevier, University of Wisconsin, 299-322 p.
- BUYNEVICH, I.V., KLEIN, A.H.F., FITZGERALD, D.M., CLEARY, W.J., HEIN, C.J., VEIGA, F., ANGULO, R.J., ASP, N.E. & PETERMANN, R.M. 2011. Geological legacy of storm erosion along a high-energy indented coastline: northern Santa Catarina, Brazil. *Journal of Coastal Research*, SI 64, 1840-1844.
- CASTRO, J.W.A. & CALHEIROS, A.L.S. 2003. Geoindicadores resultantes dos episódios El Niño/La Niña em dunas costeiras do litoral setentrional do Nordeste Brasileiro. In: *Anais do IX Congresso da Associação Brasileira de Estudos do Quaternário*, Recife, 5 pp.

- CASTRO, J.W.A. 2001. Geomorfologia do Sistema Sedimentar Eólico de Paracuru – Ceará. Tese de Doutorado, Programa de Pós Graduação em Geografia, Universidade Federal do Rio de Janeiro, 200 pp.
- CAVALCANTI, I.F.A. & AMBRIZZE, T. 2009. Teleconexões e suas influências no Brasil. In: CAVALCANTI, I, F. A; FERREIRA, N. J; SILVA, M, G, A, J; DIAS, M. A. F. S (Org). Tempo e clima no Brasil. Oficina de Textos. p. 318-335.
- CLARKE, M.L.; RENDELL, H.M. 2009. The impact of North Atlantic storminess on western European coasts: a review. *Quaternary International*, 195(1), 31-41. DOI: 10.1016/j.quaint.2008.02 .007
- COOPER, J.A.G.; GREEN, A.N. & LOUREIRO, C. 2018. Geological constraints on mesoscale coastal barrier behavior. *Global and Planetary Change* 168:15-34.
- CORRÊA, I.C.S. 1996. Les variations du niveau de la mer durant les derniers 17.500 ans BP: l'exemple de la plateforme continentale du Rio Grande do Sul-Brésil. *Marine Geology* 130, 163–178. [https://doi.org/10.1016/0025-3227\(95\)00126-3](https://doi.org/10.1016/0025-3227(95)00126-3)
- COWELL, P.J., HANSLOW, D.J., MELEO, J.F. 1999. The shoreface. In: Short, A.D. (Ed.), *Handbook of beach and shoreface morphodynamics*. John Wiley, New York, pp. 37-41.
- CURRAY, J.R. 1964. Transgressions and regressions. In: Miller, R.L. (Ed), *Papers in Marine Geology*. Macmillan, New York, p. 175-203.
- DAVIS Jr. R.A. & HAYES M.O. 1984. What is a wave-dominated coast? *Marine Geology*, 60: 313-329.
- DAVIS JR., R. A. & FITZGERALD, D. M. 2004. *Beaches and Coasts*. Blackwell Publishing. UK. 419p
- DAVIS JR., R.A. 1992. *Depositional system: an introduction to sedimentology and stratigraphy*. Prantice Hall, Englewood Cliffs. New Jersey. Second Edition. 606 p.
- DAVIS, J.L & ANNAN, A.P. 1989. Ground penetration radar for high resolution mapping of soil and rock stratigraphy. *Geophysical Prospecting*, v.37, p.531-551.
- DIAS, J. A.; POLETTE, M. & CARMO, J.A. 2007. O Desafio da Gestão Costeira Integrada. *Revista da Gestão Costeira Integrada*, v. 7(1), p. 3-4.

- DILLENBURG, S.R.; BARBOZA, E.G. 2014. The Strike-Fed Sandy Coast of Southern Brazil. In: MARTINI, I.P., WANLESS, H.R. (eds.) *Sedimentary Coastal Zones from High to Low Latitudes: Similarities and Differences*. Geological Society of London, Special Publications v. 388, p. 333-352. DOI: 10.1144/ SP388.16
- DILLENBURG, S.R.; BARBOZA, E.G.; ROSA, M.L.C.C.; CARON F.; SAWAKUCHI, A.O. 2017. The complex prograded Cassino barrier in southern Brazil: Geological and morphological evolution and records of climatic, oceanographic and sea-level changes in the last 7–6 ka. *Marine Geology*, v. 390, p. 106-119. DOI: 10.1016/j.margeo.2017.06.007
- DILLENBURG, S.R.; BARBOZA, E.G.; ROSA, M.L.C.C.; CARON, F., BITENCOURT, V.B. 2020. Changes in the littoral drift of the Uruguayan coast during the Holocene and its influence in the continuing erosion in southern Brazil. *Journal of Coastal Research*, SI 95, v. 1, p. 453-457. DOI: 10.2112/SI95- 088.1
- DILLENBURG, S.R.; BARBOZA, E.G.; TOMAZELLI, L.J.; HESP, P.A.; CLEROT, L.C.P.; AYUP-ZOUAIN, R.N. 2009. The Holocene Coastal Barriers of Rio Grande do Sul. In: DILLENBURG, S.R.; HESP, P.A. (org.) *Geology and Geomorphology of Holocene Coastal Barriers of Brazil*. Springer, Lecture Notes in Earth Sciences 107, Berlin: p. 53-91. DOI: 10.1007/978-3-540-44771-9_3
- DILLENBURG, S.R.; HESP, P.A. 2009. Coastal barriers: an introduction. In DILLENBURG, S.R.; HESP, P.A. (org.) *Geology and Geomorphology of Holocene Coastal Barriers of Brazil*. Springer, Lecture Notes in Earth Sciences 107, Berlin: p. 1-15. DOI: 10.1007/978-3-540-44771-9_1
- DILLENBURG, S.R.; BARBOZA, E.G.; ROSA, M.L.C.C.; CARON, F.; CANCELLI, R.; SANTOS- FISCHER, C.R.; LOPES, R.P. & RITTER, M.N. 2019. Sedimentary records of Marine Isotopic Stage 3 (MIS 3) in southern Brazil. *Geo-Marine Letters* (10.1007/s00367-019-00574- 2):1-10.
- 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). *Journal of Coastal Research* 16:71-81.
- EVANS, M.N.A.; KAPLAN, M.A.; CANE & R. VILLALBA. 2000. Globality and optimality in climate field reconstructions from proxy data. In: *Present and Past Interhemispheric Climate Linkages in the Americas and Their Societal Effects*, ed. by V. Markgraf, Cambridge University Press, Cambridge, U.K. p. 53–72.

- FERNANDEZ, G.B. & MUEHE, D. 2006. Algumas considerações sobre o efeito do fenômeno El Niño sobre feições costeiras ao longo da costa brasileira. *GEOgrafia*, Ano VIII, 15, p. 115–128.
- FISHER, W. L. & MCGOWEN, J. H. 1969. Depositional systems in Wilcox Group (Eocene) of Texas and their relation to occurrence of oil and gas. *Bull. Am. Assoc. Petrol. Geologists*, 53(1):30-54.
- FITZGERALD, D.M. & BUYNEVICH, I.V. 2005. Coastal Barriers. In: Schwartz , M. (Ed.), *Encyclopedia of Life Support Systems*, UNESCO-EOLSS, 1-35 p.
- FOLLAND, C.K.; KARL, T.R; VINNIKOV, K.Y.A. 1990. Observed climate variations and change. In: *Climate Change: The IPCC Scientific Assessment*, Capítulo 7, p.195–238.
- GEDALOF, Z. & D. J. SMITH. 2001. Interdecadal climate variability and regime-scale shifts in Pacific North America. *Geophys. Res. Lett.*, 28, 1515–1518.
- GIANNINI, P.C.F. 1993. *Sistemas Depositionais no Quaternário Costeiro entre Jaguaruna e Imbituba, SC*. São Paulo, Inst. Geoc. Univ. S. Paulo. Tese de Doutorado (inéd.) 2v, 2 mapas, 439p.
- GREENE, C.A. 2020. Get Climate Teleconnection Indices (<https://www.mathworks.com/matlabcentral/fileexchange/38596-get-climate-teleconnection-indices>), MATLAB Central File Exchange. Retrieved May 4.
- GREENE, C.A., THIRUMALAI, K., KEARNEY, KA., DELGADO, J.M., SCHWANGHART, W., WOLFENBARGER, N.S., THYNG, K.M., GWYTHYER, D.E., GARDNER, A.S. & BLANKENSHIP, D.D., 2019. The Climate Data Toolbox for MATLAB. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*. doi:10.1029/2019GC008392 <http://dx.doi.org/10.1029/2019GC008392>
- GRIMM, A M., FERRAZ, S.E.T., GOMES, J. 1998. Precipitation anomalies in southern Brazil associated with El Niño and La Niña Events. *Journal of Climate* 11: 2863–2880.
- GRIMM, A.M., 2009. Clima da Região Sul do Brasil. In CAVALCANTI, I.F., FERREIRA, N.J., JUSTI DA SILVA, M.G.A., SILVA DIAS, M.A.F.A. (org) *Tempo e Clima no Brasil*. Oficina de Textos, São Paulo: p. 259-276.

- GRUBER, N. L. S.; BARBOZA, E.; NICOLODI, J. L. 2003. Geografia dos sistemas costeiros e oceanográficos: Subsídios para Gestão Integrada da Zona Costeira. GRAVEL-COMAR, Porto Alegre, v. 1, p. 81- 89.
- HESP, P. A. & THOM, B. G. 1990. Geomorphology and evolution of active transgressive dunefields. In: Coastal Dunes: Form and Process, eds. K. F. Nordstrom, N. Psuty & B. Carter (Brisbane, Australia: John Wiley and Son, 1990) 253–288.
- HUNTLEY, D.J., GODFREY-SMITH, D.I. & THEWALT, M.L.W. 1985. Optical dating of sediments. *Nature* 313, 105-107.
- IBGE. 2011. Atlas geográfico das zonas costeiras e oceânicas do Brasil. Rio de Janeiro.
- JABLONSKI, S. & FILET, M. 2008. Coastal management in Brazil – A political riddle. *Ocean & Coastal Management*. V. 51. P. 536–543.
- JOL, H.M. & BRISTOW, C.S. 2003. GPR in sediments: advice on data collection, basic processing and interpretation, a good practice guide. In: JOL, H.M., BRISTOW, C.S. (org.) Ground penetrating radar in sediments. Geological Society of London, Special Publication, v. 211, p. 9-28.
- JOL, H.M., SMITH, D.G. & MEYERS, R.A. 1996. Digital Ground Penetrating Radar (GPR): A New Geophysical Tool for Coastal Barrier Research (Examples from the Atlantic, Gulf and Pacific Coasts, U.S.A.). *Journal of Coastal Research*, v. 12, n. 4, p. 960-968.
- KEBEDE, A.S., NICHOLLS, R.J., HANSON, S., *et al.* 2012. Impacts of climate change and sea-level rise: A preliminary case study of Mobassa, Kenya. *Journal of Coastal Research* 28: 8–19.
- KLEIN, A.H.F. SHORT, A. D. & BONETTI, J. 2016. Santa Catarina Beach Systems. In: AD Short, AHF Klein. (Org.). *Brazilian Beach Systems*. 1ed.Switzerland: Springer International Publishing Switzerland, v. 1, p. 465-506.
- KOMAR, P.D. 1999. Coastal Change-scales of Processes and Dimensions of Problems. In: Kraus, N.C. and Douglas W.G. (eds) *Coastal Sediments '99: Proceedings of the 4th International Symposium on Coastal Engineering and Science of Coastal Sediment Transport Processes*, 1, 1-17.

- KRAUS, N.C., LARSON, M. & KRIEBEL, D.L. 1991. Evaluation of Beach Erosion and Accretion Predictors. Coastal Sediments'91, Americal Society of Civil Engineers, Seattle, 527-587.
- LATIF, M.; T. P. BARNETT. 1994. Causes of decadal climate variability over the North Pacific and North America. *Science*, 266, 634–637.
- LEAL, R.A., BARBOZA, E.G., BITENCOURT, V.J.B., BIANCINI DA SILVA, A. 2016. Geological and Stratigraphic Characteristics of a Holocene Regressive Barrier in Southern Brazil: GIS and GPR Applied for Evolution Analysis. *Journal of Coastal Research*, v. 75, p. 750-754,.
- LEANDRO, C.G., BARBOZA, E.G., CARON, F., DE JESUS, F.A.N. 2019. GPR trace analysis for coastal depositional environments of southern Brazil. *Journal of Applied Geophysics*, v. 162, p. 1-12. DOI: 10.1016/j.jappgeo.2019.01.002
- LEATHERMAN, S. 1976. Barrier islands dynamics: overwash processes and aeolian transport. *Proceedings of Coastal Engineering Conference*, ASCE: 1958-1973.
- LINSLEY, B. K., G. M. WELLINGTON & D. P. SCHRAG. 2000. Decadal sea surface temperature variability in the subtropical South Pacific from 1726 to 1997 A.D. *Science*, 290, 1145–1148.
- MANTUA, N.J. & HARE, S.R., 2002. The Pacific Decadal Oscillation. *Journal of Oceanography*, Springer, v. 58, n. 1, p. 35–44.
- MANTUA, N.J.; HARE, S.R.; ZHANG, Y.; WALLACE, J.M.; FRANCIS, R.C. 1997. A Pacific interdecadal climate oscillation with impacts on salmon production. *Bulletin American Metereological Society*, v.78, p.1069–1079.
- MARTINHO, C.T.; DILLENBURG, S.R. & HESP, P.A. 2008. Mid to late Holocene evolution of transgressive dunefields from Rio Grande do Sul coast, southern Brazil. *Marine Geology*, v. 256, n. 1–4, p. 49-64. DOI: 10.1016/j.margeo.2008.09.006
- MARTINHO, C.T.; HESP, P.A.; DILLENBURG, S.R. 2010. Morphological and temporal variations of transgressive dunefields of the northern and mid-littoral Rio Grande do Sul coast, Southern Brazil. *Geomorphology*, v. 117, p. 14-32. DOI: 10.1016/j.geomorph.2009.11.002
- MARTINS, E.M.; OLIVEIRA, J.F.; BITENCOURT, V.J.B.; SCARELLI, F.M.; BIANCINI DA SILVA, A.; GRUBER, N.L.S.; ROSA, M.L.C.C.; BARBOZA, E.G. 2014.

Comportamento evolutivo da barreira costeira junto ao Balneário Camacho, Jaguaruna/SC. *Gravel*, 12: 109-118.

MARTINS, E.M.; GRUBER, N.L.S.; BARBOZA, E.G.; CRISTIANO, S.C.; PRESTES, L.D.; MANZOLLI, R.P.; PORTZ, L.C.; ROCKETT, G.C.; OLIVEIRA, J.F.; OLIVEIRA, R.M.; FRANCHINI, R.A.L.; BITENCOURT, V.J.B.; WATANABE, T.P.; LEAL, R.A.; BRAGA, R.B.; FONTES, J.L.B.; WATANABE, D.S.Z.; VIANNA, N.Z.; FERREIRA, B.F.; FAGUNDES, M.R.; VILLELA, M.M.; ESTEVES, T.; AZARIAS, P.C. 2018. Subsídios para o planejamento estratégico costeiro do município de Jaguaruna, Santa Catarina. *Desenvolv. Meio Ambiente*, v. 44, 267-289. DOI10.5380/dma.v44i0.54885

MESTAS-NUÑEZ, A. M. & D.B. ENFIELD. 1999. Rotated global modes of non-ENSO sea surface temperature variability, *J. Clim.*, 12, 2734–2746.

MEYBECK, M. & VÖRÖSMARTY, C.J. 2005. Fluvial filtering of land to ocean fluxes: From natural Holocene variations to Anthropocene. *Comptes Rendus*; 337:107–123.

MINOBE, S. 1997. A 50–70 year climatic oscillation over the North Pacific and North America. *Geophys. Res. Lett.*, 24,683–686.

MITCHUM, R.M.; VAIL, P.R.; SANGREE, J.B. 1977. Stratigraphic interpretation of seismic reflection patterns in depositional sequences. In PAYTON, C.E. (org.) *Seismic Stratigraphy Applications to Hydrocarbon Exploration*. American Association of Petroleum Geologists, Memoir, v. 16, p. 117-123, 1977.

MONTEIRO, A. M., 2007. Dinâmica atmosférica e a caracterização dos tipos de tempo na bacia hidrográfica do rio Araranguá. Ph.D. Thesis, Universidade Federal de Santa Catarina, Florianópolis.

MORTON, R. A. 1994. Texas barriers. In: DAVIS, R. A. (Ed.) *Geology of Holocene barrier island systems*. Springer-Verlag, Berlin: 75-114.

MOTYKA, J.M.; BRAMPTON, A.H. 1993. Coastal management: Mapping of littoral cells. *Hydraulics Research, Report SR 328*, Wallingford. 102 pp

MOULTON, M.A.B.; HESP, P.A.; MIOT DA SILVA, G.; BOUCHEZ, C.; LAVY, M.; FERNANDEZ, G.B., 2018. Changes in vegetation cover on the Youngusband Peninsula transgressive dunefields (Australia) 1949–2017. *Earth Surface*

Processes and Landforms, v. 44, issue 2, 459-470 pp. DOI:
<https://doi.org/10.1002/esp.4508>

MURRAY, A.S. & WINTLE, A.G. 2000. Luminescence dating of quartz using an improved single-aliquot regenerative-dose protocol. *Radiation Measurements* 32, 57-73, 2000.

NASCIMENTO JÚNIOR, L.; SANT'ANNA NETO, J. L., 2016. Contribuição aos estudos da precipitação no estado do Paraná: a Oscilação Decadal do Pacífico - ODP. *Raega - O Espaço Geográfico em Análise*, v. 35, p. 314-343. DOI:
<http://dx.doi.org/10.5380/raega.v35i0.42048>

NEAL, A. 2004. Ground-penetrating radar and its use in sedimentology: principles, problems and progress. *Earth-Science Reviews*, v. 66, n. 3–4, p. 261-330, 2004. DOI: 10.1016/j.earscirev.2004.01.004

NICOLODI, J. L.; ZAMBONI, A. 2008. Gestão Costeira. In: *Macrodiagnóstico da Zona Costeira e Marinha do Brasil*. Brasília: Ministério do Meio Ambiente. v. 1. 242p.

NICOLODI, J.L.; ASMUS, M.L.; TURRA, A.; POLLETE, M. 2018. Avaliação dos Zoneamentos Ecológico-Econômicos Costeiros (ZEEC) do Brasil: proposta metodológica. *Desenvolvimento e meio ambiente (UFPR)*, v. 44, p. 378-404.

NOAA/CPC - National Oceanic and Atmospheric Administration/Climate Prediction Center. Disponível em:
http://www.cpc.ncep.noaa.gov/products/analysis_monitoring/ensostuff/ensoyears.shtml.

OLIVEIRA, J.F.; BARBOZA, E.G.; MARTINS, E. M.; SCARELLI, F. M. 2019. Geomorphological and stratigraphic analysis applied to coastal management. *Journal of South American Earth Sciences*, v. 96, 102358, 2019. DOI: 10.1016/j.jsames.2019.102358

OLIVEIRA, J.F.; SCARELLI, F.; MARTINS, E.M.; BARBOZA, E.G.; FAGUNDES, M.R. 2017. O Aporte Sedimentar Às Praias Da Cigana e do Cardoso, Cabo de Santa Marta, Santa Catarina, Brasil. *Revista Brasileira de Geomorfologia*, v. 18, n.2, 295-310.

OTVOS, E.G. 2011. Hurricane signatures and landforms – toward improved interpretations and global storm climate chronology. *Sedimentary Geology* 239: 10–22.

- PETHICK, J.S., LEGGET, D. 1993. The Morphology of the Anglian Coast. In: Hillen, R., Verhagen, H.D. (eds) *Coastlines of the Southern North Sea*, American Society of Civil Engineers, New York, 52-64.
- PLISNIER, P.D., SERNEELS, S., LAMBIN, E.F. 2000. Impacts of ENSO on east african ecosystems: a multivariate analysis based on climate and remote sensing data. *Global Ecology and Biogeography*, v. 9, p. 481–497.
- PYE, K. & BLOTT, S.J. 2008. Time, Space and Causality in Coastal Geomorphological Change. Kenneth Pye Research Associates Ltd, Internal Research Report, No. 905.
- ROSA, M.L.C.C.; BARBOZA, E.G.; ABREU, V.S.; 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.
- ROSA, M.L.C.C.; BARBOZA, E.G.; DILLENBURG, S.R.; TOMAZELLI, L.J.; AYUP-ZOUAIN, R.N. 2011. The Rio Grande do Sul (southern Brazil) shoreline behavior during the Quaternary: a cyclostratigraphic analysis. *Journal of Coastal Research*, SI 64: 686-690.
- ROY, P. S.; COWELL, P. J.; FERLAND, M. A.; THOM, B. G. 1994. Wave-dominated coasts. In: CARTER, R. W. G.; WOODROFFE, C. D., *Coastal evolution: late Quaternary shoreline morphodynamics*. Cambridge: Cambridge University Press, p.121-186.
- ROY, P.S.; COWELL, P.J.; FERLAND, M.A.; THOM, B.G. 1994. Wave Dominated Coasts. In: Carter, R.W.G. & Woodroffe, C.D. (eds.), *Coastal Evolution, Late Quaternary shoreline morphodynamics*. Cambridge. Cambridge University Press, pp. 121-186.
- SALLENGER, A.H., ASBURY, H., KRABILL, W., BROCK, J., SWIFT, R., MANIZADE, S., STOCKDON, H., 2002. Sea-cliff erosion as a function of beach changes and extreme wave runup during the 1997–1998 El Niño. *Marine Geology*, v. 187(3-4), p. 279–297.
- SIEGLE, E. & ASP, N.E. 2007. Wave refraction and long- shore transport patterns along the Southern Santa Catarina coast. *Brazilian Journal of Oceanography*, 55(2): 109-120.

- SIEGLE, E. & CALLIARI, L. J. 2008. High-energy events and short-term changes in superficial beach sediments. *Brazilian Journal of Oceanography*, 56(2), 149-152. <https://doi.org/10.1590/S1679-87592008000200008>
- SMALL, C., and R.J. NICHOLLS. 2003. A global analysis of human settlement in coastal zones. *J. Coastal Res.*, 19, 584-599.
- SPINELLI, K. & ALVES, D. B. 2014. GEADA. IN: HERMANN, M. L. P. (org). Atlas de Desastres Naturais do Estado de Santa Catarina: Período de 1980 a 2010. 2nd ed.; Hermann, M.L.P., Ed.; IHGSC-GCN/UFSC: Florianópolis, Brasil, 2014; Volume 1, pp. 155–162.
- STANLEY, D. J. & CHEN, Z. 1996. Neolithic settlement distributions as a function of sea level–controlled topography in the Yangtze delta, China: *Geology*, v. 24, p. 1083–1086.
- STANLEY, D. J. & WARNE, A. G. 1993. Sea level and initiation of Predynastic culture in the Nile delta: *Nature*, v. 363, p. 435–438.
- STANLEY, D. J. & WARNE, A. G. 1994. Worldwide initiation of Holocene marine deltas by deceleration of sea-level rise: *Science*, v. 265, p. 228–232.
- STIVE, M.J.F.; ROELVINK, D.J.A. & DE VRIEND, H.J. 1991. Large-scale coastal evolution concept. Proceedings of the 22nd International Conference on Coastal Engineering. Delft, American Society of Civil Engineers., New York, 1962-1974.
- STORLAZZI, C.D., WILLIS, C.M. & GRIGGS, G.B. 2000. Comparative impacts of the 1982-83 and 1997-98 El Niño winters on the central California coast. *Journal of Coastal Research*, v.16 (4), p. 1022–1036.
- SWIFT, D.J.P. 1976. Continental shelf sedimentation. In: Stanley, D.J., Swift, D.J.P. (Eds.), *Marine Sediment Transport and Environmental Management*. Wiley, New York. https://doi.org/10.1007/978-3-662-01141-6_10 311–350 p.
- SWIFT, D.J.P. & THORNE, J.A. 1991. Sedimentation on continental margins, In: a general model for continental shelf sedimentation. In: Swift, D.J.P., Oertel, G.F., Tillman, R.W., Thorne, J.A. (Eds.), *Shelf Sand and Sandstone Bodies: Geometry, Facies and Sequence Stratigraphy*. Blackwell Scientific Publications, Oxford. DOI: <https://doi.org/10.1002/9781444303933.ch1> 3–31 p.

- 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*, v. 20, n. 1, p. 27-32. DOI: 10.22456/1807-9806.21279
- TOMAZELLI, L.J. 1990. Contribuição ao estudo dos Sistemas Depositionais Holocênicos do Nordeste da Província Costeira do Rio Grande do Sul, com ênfase no Sistema Eólico. Porto Alegre, 270p. Tese de Doutorado, Programa de Pós-Graduação em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul. 1990.
- UNEP. 1996. Guidelines for integrated planning and management of coastal and marine areas in the wider Caribbean region. Caribbean Environment Program. Kingston.
- URIEN, C.M. & MARTINS, L.R.S 1978. Structural and physiographic map of eastern South America and western South Africa. CECO/UFRGS. Série Mapas, 03. Porto Alegre, Brasil.
- VILES, H.A. & GOUDIE, A.S. 2003. Interannual, decadal and multidecadal scale climatic variability and geomorphology. *Earth-Science Reviews*, v, 61, Issues 1–2, 105-131 pp. DOI: [https://doi.org/10.1016/S0012-8252\(02\)00113-7](https://doi.org/10.1016/S0012-8252(02)00113-7)
- VILLWOCK, J.A.; TOMAZELLI, L.J.; LOSS, E.L.; DEHNHARDT, E.A.; HORN, N.O.; BACHI, F.A.; DEHNHARDT, B.A. 1986. Geology of the Rio Grande do Sul Coastal Province. In RABASSA, J. (org.) *Quaternary of South America and Antarctic Peninsula*. Balkema, Rotterdam: p. 79-97.
- WHITEHOUSE, R.; BALSON, P.; BEECH, N.; BRAMPTON, A.; BLOTT, S.; BURNINGHAM, H.; COOPER, N.; FRENCH, J.; GUTHRIE, G.; HANSON, S.; NICHOLLS, R.; PEARSON, S.; PYE, K.; ROSSINGTON, K.; SUTHERLAND, J.; WALKDEN, M. 2009. Characterisation and Prediction of large-scale, long-term Change of Coastal Geomorphological Behaviours: Final Science Report. Science Report SC060074/SR1. Environment Agency.
- WINTLE, A.G. & MURRAY, A.S. 2006. A review of quartz optically stimulated luminescence characteristics and their relevance in single-aliquot regeneration dating protocols. *Radiation Measurements* 41, 369–391.
- WOODROFFE, C.D. 2007. The Natural Resilience of Coastal Systems: Primary Concepts. in McFadden, L, Penning-Rowsell, E; Nicholls, RJ (eds), *Managing Coastal Vulnerability*, Elsevier, Amsterdam, 2007, 45-60 p.

- WRIGHT, L. D. 1977. Sediment transport and deposition at river mouths: a synthesis. Geological Society of America Bulletin, 88: 857–868.
- WRIGHT, L. D. 1985. River deltas. In Davis, R. A. (ed.), Coastal Sedimentary Environments. New York: Springer, pp. 1–76.
- WRIGHT, L. D.; COLEMAN, J. M., 1973. Variations in morphology of major river deltas as functions of ocean wave and river discharge regimes. American Association of Petroleum Geologists Bulletin, 57, 370–398.
- YANG, Z., WANG, H., SAITO, Y., MILIMAN, J.D., XU, K., QIAO, S.; SHI, G. 2006. Dam impacts on the Changjiang (Yangtze) River sediment discharge to the sea: The past 55 years and after the Three Gorges Dam. Water Resources Research 42 (4), W04407, 2006. 482.

ANEXOS

I) Comprovante de submissão do artigo 1

[RBG] Agradecimento pela submissão > Caixa de entrada x

Leonardo José Cordeiro Santos santos.ufpr@gmail.com por unbr.onmicrosoft.com
para mim ▾

ter., 30 de mar. 18:38

Renato Amabile Leal,

Agradecemos a submissão do trabalho "Caracterização geológica, geomorfológica e evolutiva da barreira holocênica da foz do rio Urussanga, litoral sul de Santa Catarina, Brasil" para a revista Revista Brasileira de Geomorfologia.

Acompanhe o progresso da sua submissão por meio da interface de administração do sistema, disponível em:

URL da submissão:

<http://www.lsie.unb.br/rbg/index.php/rbg/author/submission/2112>

II) Comprovante de submissão do artigo 2

Confirming submission to Journal of South American Earth Sciences > Caixa de entrada x

Journal of South American Earth Sciences <em@editorialmanager.com>
para mim ▾

18:52 (há 0 minuto) ☆ ↶

This is an automated message.

Influence of interdecadal climate variability identified in aeolian deposits in southern Santa Catarina, Brazil

Dear Mr. Leal,

We have received the above referenced manuscript you submitted to Journal of South American Earth Sciences.

To track the status of your manuscript, please log in as an author at <https://www.editorialmanager.com/sames/>, and navigate to the "Submissions Being Processed" folder.

Thank you for submitting your work to this journal.

Kind regards,
Journal of South American Earth Sciences

More information and support

You will find information relevant for you as an author on Elsevier's Author Hub: <https://www.elsevier.com/authors>

III) Comprovante de submissão do artigo 3

Confirming submission to Estuarine, Coastal and Shelf Science > Caixa de entrada x

Estuarine, Coastal and Shelf Science <em@editorialmanager.com>
para mim ▾

17:40 (há 5 minutos) ☆ ↶ ⋮

This is an automated message.

Conditioning Factors in the Formation of an Inverted Intra-lagoon Delta of the Urussanga Velha Lagoon, Southern Santa Catarina, Brazil

Dear Mr leal,

We have received the above referenced manuscript you submitted to Estuarine, Coastal and Shelf Science.

To track the status of your manuscript, please log in as an author at <https://www.editorialmanager.com/yecss/>, and navigate to the "Submissions Being Processed" folder.

Thank you for submitting your work to this journal.

Kind regards,
Estuarine, Coastal and Shelf Science

More information and support

You will find information relevant for you as an author on Elsevier's Author Hub: <https://www.elsevier.com/authors>

ANEXO I

Título da Dissertação/Tese:

EVOLUÇÃO COSTEIRA HOLOCÊNICA EM DIFERENTES ESCALAS E PROCESSOS: LITORAL SUL DE SANTA CATARINA

Área de Concentração: Geologia Marinha

Autor: **RENATO AMABILE LEAL**

Orientador: Prof. Dr. Eduardo Guimarães Barboza

Examinador: Prof. Dr. **Rogério Portantiolo Manzoli**

Data: 30/07/2021

Conceito: C (Regular)

PARECER:

A Tese de Renato Amabile Leal é uma investigação que integra várias abordagens para entender a dinâmica evolutiva através das conexões entre as condicionantes geológicas, geomorfológicas dos ambientes costeiros, em diferentes escalas espaço temporal. Desta maneira, o autor propôs uma hipótese que estabelece que o comportamento estratigráfico e as variações morfológicas da barreira costeira no sul de Santa Catarina são controladas por condicionantes autogênicas, relacionadas aos processos costeiros intrínsecos da bacia e, também, pelas variações climatológicas de escala multidecadal. Esta abordagem foi seguida transversalmente pela proposição de um objetivo geral que, todavia, não atende a magnitude da proposta de investigação. Além disso o 4ª objetivo específico não foi discutido ao longo da Tese. Nesta consonância o autor não apresentou o problema de estudo de forma clara e explícita, ficando subjetiva a interpretação. E, devido a isto, a hipótese de trabalho é muito genérica. Apesar de todos estes contrapontos, a Tese apresentada é de grande importância como parte de um quebra-cabeças para o entendimento dos processos evolutivos da planície costeira que conforma a bacia de Pelotas. Além disso, esta Tese dá subsídios para que os gestores públicos possam realizar um planejamento de uso e ocupação do solo de forma sustentável.

Neste sentido, avalio que **RENATO AMABILE LEAL** está **APTO** a obter o título de **Doutor em Ciências** pelo Programa de Pós-Graduação **Geociências** da **Universidade Federal do Rio Grande do Sul**.



Assinatura:

Data: 30/07/2021

Ciente do Orientador:

Ciente do Aluno:

ANEXO I

Título da Dissertação/Tese:

EVOLUÇÃO COSTEIRA HOLOCÊNICA EM DIFERENTES ESCALAS E PROCESSOS: LITORAL SUL DE SANTA CATARINA, BRASILÁrea de Concentração: **GEOLOGIA MARINHA**

Autor: RENATO AMABILE LEAL

Orientador: **Prof. Dr. EDUARDO GUIMARÃES BARBOZA**Examinador: **Prof. Dr. Felipe Caron**

Data: 30/07/2021

Conceito: **C****PARECER:**

A Tese de Doutorado aqui avaliada apresenta uma contribuição ao estudo da evolução de barreiras costeiras, e peculiarmente, um detalhamento deste sistema em um segmento no litoral sul da Planície Costeira de Santa Catarina. *A avaliação da presente Tese foi feita com base em dois aspectos: o da forma e o de conteúdo:* Quanto a *forma*, a Tese se encontra dentro das normas do PPGGEO-UFRGS e conta com uma divisão em 6 capítulos sendo que cerca de 70% fazem parte dos itens 3, 4 e 5, do corpo principal do texto apresentado na forma de três artigos científicos. Quanto a forma em geral das figuras, apresentam-se com boa qualidade, sem deformações, o que se traduz na boa visualização gráfica dos resultados expressos. Raros casos são de não distinção de elementos científicos obrigatórios, como pela fonte apresentar-se com pequeno tamanho. As legendas das figuras são explicativas, com algumas exceções a falta de informação. O texto está formatado e ordenado com as figuras. Em alguns casos faltou uma organização mais adequada nos itens de desenvolvimento. De modo geral quanto ao *conteúdo* apresentado na Tese, possui rigor científico contendo referências clássicas e atuais que vão de encontro ao assunto abordado. No entanto, muitas referências bibliográficas citadas no texto faltaram serem descritas no capítulo final da tese que contempla este item. Os objetivos e a problemática são apresentados e percebe-se que os resultados e discussões estão em consonância com que é proposto na forma dos três artigos. Com exceção para um objetivo na qual não foi desenvolvido e na sobreposição de resultados na proposta de solução da problemática apresentada. O artigo 1, submetido, dá ênfase a evolução costeira da barreira costeira no segmento sul do litoral catarinense em termos de padrões de empilhamento e geocronologia. Aqui neste artigo também foram abordadas as mudanças de escalas decadais, mas de modo mais raso. É um apanhado geral de quase todos dados que foram coletados na tese. O artigo 2, submetido, dá maior ênfase a geocronologia e evolução dos sistemas eólicos e sua relação com mudanças climáticas para o período estudado. Pela semelhança e repetição de dados relativos ao artigo 1, foi sugerido um rearranjo, suprimindo algumas figuras e ressaltando a análises realizadas com dados já publicados na literatura com aplicação de técnicas estatísticas que permitirão mais robustez na análise, discussão e conclusões mais contundentes. O artigo 3, submetido, é o artigo mais bem elaborado. Contando com dados também inéditos e desenvolvimento de metodologias inovadoras, o artigo versa sobre a evolução deltaica intar-lagunar decadal e aspectos relacionados a dinâmica estuarina. Neste artigo podem-se melhorar as figuras. O último capítulo expressa uma análise integradora e esta conciso, mas poderia apresentar mais criticidade aos artigos apresentados na tese bem como quanto a totalidade e/ou parcialidade dos objetivos atingidos. Por fim o trabalho contempla uma tese de Doutorado que colabora com o conhecimento de sistemas deposicionais costeiros, especialmente na evolução de barreiras costeiras. Contando com dados inéditos de georadar, geocronologia em sistemas eólicos, análise espaço temporal de imagens e dinâmica estuarina, o presente trabalho contribui na compreensão da evolução da barreira costeira em um segmento no litoral sul de Santa Catarina.



Assinatura:

Data: 30/07/2021

Ciente do Orientador:

Ciente do Aluno:

ANEXO I

Título da Dissertação/Tese:

EVOLUÇÃO COSTEIRA HOLOCÊNICA EM DIFERENTES ESCALAS E PROCESSOS: LITORALS UL DE SANTA CATARINA

Área de Concentração: Geologia Marinha

Autor: **RENATO AMABILE LEAL**

Orientador: Prof. Dr. Eduardo Guimarães Barboza

Examinador: Prof. Dr. **Anderson Biancini da Silva**

Data: 30/07/2021

Conceito: C

PARECER:

A Tese apresenta uma consonância entre objetivos, metodologia e resultados obtidos, no entanto, a caracterização do problema não é apresentada de forma clara e objetiva.

Acredito ser mais didático, inicialmente apresentar a caracterização do problema, as premissas e hipótese e, posteriormente, a caracterização da área de estudo.

Quanto aos objetivos propostos: Fornecer dados e informações relevantes ao planejamento do uso e ocupação dos espaços costeiros da área de estudo. Esta não foi discutida e analisada na tese.

Quanto ao Artigo 1 e 2: Haja vista que ambos apresentam metodologias e resultados similares, estes requerem pequenas considerações (sugestões) citadas abaixo:

Resultados:

1) *Morfologia da barreira*: Mudanças significativas são observadas entre as fotos aéreas de 1938 de 1957 tanto ao norte como ao sul da desembocadura fluvial. Estas ficam evidentes quando o autor quantifica o acréscimo da área vegetada, de 7 para 31%. No artigo é descrito que ao realizar comparações entre esta fotos poucas mudanças são observadas neste intervalo de tempo.

2) *Arquitetura deposicional*:

a) Tabela 2: Uma breve descrição das radarfácies facilitaria a compreensão do leitor.

b) Figura 12 e 13: Primeiro realizar a identificação/marcação da terminação dos refletores e, posteriormente, delimitar as radarfácies.

c) É possível observar terminações em *downlap* no sentido do continente.

Considerando que a barreira apresenta um comportamento progracional, se esperaria um padrão de refletores inclinados no sentido do oceano. Desta forma, seria interessante discutir e analisar este contraponto.

d) A radarfácies interpretada como correspondente ao depósito praiial situa-se em profundidades discordantes com as encontradas em trabalhos similares na Bacia de Pelotas. Considero importante analisar e discutir tal discrepância.

Quanto ao Artigo 3:

Figura 23 e 30 não apresentam escala:

Resultados:

1) Os dados hidrodinâmicos e os parâmetros de turbidez e salinidade poderiam ser apresentados de forma resumida em uma tabela

2) A Figura 30 seria muito mais elucidativa se correlacionada com os dados de turbidez e salinidade.

De acordo com o conteúdo apresentado bem como os resultados expostos levanta-se aqui uma hipótese para a tese: Variações climáticas de baixa frequência (escala decadal) como fatores determinantes na morfologia da barreira costeira holocênica.

Quanto ao Capítulo 6: Carece de uma melhor integração dos dados e aprofundamento dos resultados obtidos. É neste capítulo que o autor deveria analisar criticamente o produto do seu trabalho integrando os artigos apresentados e avaliando a hipótese levantada.

Saliento a importância de uma abordagem prática dos dados, evidenciando pontos que forneçam subsídios na tomada de decisão dos gestores públicos, uma vez que a tese apresentada possui elementos que podem contribuir com o uso e ocupação do solo de forma adequada.

Todas as questões levantadas e as sugestões aqui expostas foram elaboradas com o intuito de contribuir com o nível do trabalho que esta adequado a uma Tese de Doutorado.

Assinatura:

Data: 30/07/2021

Anderson Bianchini da Silva

Ciente do Orientador:

Ciente do Aluno: