

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

**A BARREIRA COSTEIRA HOLOCÊNICA E SUAS RELAÇÕES COM A  
MORFODINÂMICA PRAIAL NO ESTADO DO RIO GRANDE DO SUL, BRASIL**

CAMILA REICHOW

ORIENTADOR – Prof. Dr. Jair Weschenfelder

Volume I

Porto Alegre - 2018

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

**A BARREIRA COSTEIRA HOLOCÊNICA E SUAS RELAÇÕES COM A  
MORFODINÂMICA PRAIAL NO ESTADO DO RIO GRANDE DO SUL, BRASIL**

CAMILA REICHOW

ORIENTADOR – Prof. Dr. Jair Weschenfelder

**BANCA EXAMINADORA**

Prof. Dr. Elírio Ernestino Toldo Júnior– Instituto de Geociências, UFRGS

Prof. Dr. Paulo César Fonseca Giannini – Instituto de Geociências, USP

Prof<sup>a</sup>. Dr<sup>a</sup>. Salette Amaral de Figueiredo - Instituto Oceanográfico - FURG

Dissertação de Mestrado apresentada como  
requisito parcial para a obtenção do Título de  
Mestre em Geociências.

Porto Alegre - 2018

## FICHA CATALOGRÁFICA

### CIP - Catalogação na Publicação

Reichow, Camila

A Barreira Costeira Holocênica e suas Relações com a Morfodinâmica Praial no Estado do Rio Grande do Sul, Brasil / Camila Reichow. -- 2018.

77 f.

Orientador: Jair Weschenfelder.

Dissertação (Mestrado) -- Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Instituto de Geociências, Programa de Pós-Graduação em Geociências, Porto Alegre, BR-RS, 2018.

1. Morfodinâmica Praial. 2. Evolução Costeira. 3. Barreira Costeira . 4. Holoceno. I. Weschenfelder, Jair, orient. II. Título.

## **AGRADECIMENTOS**

Agradeço ao meu orientador, professor Jair Weschenfelder, pelo conhecimento compartilhado, apoio, incentivo e disposição em me ajudar a desenvolver este trabalho de mestrado. Agradeço também ao professor Sérgio Dillenburg, que me ajudou a desenvolver este projeto e desde o início esteve a disposição para me ajudar. Ambos foram fundamentais para que este trabalho fosse desenvolvido.

Agradeço à Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Instituto de Geociências e ao Centro de Estudos de Geologia Costeira e Oceânica por disponibilizar o espaço e a infraestrutura. Agradeço aos professores, colegas e amigos pelos momentos vividos e compartilhados, pelo aprendizado e evolução pessoal no qual cada um contribuiu com sua experiência vivida. Agradeço também aos membros da banca, por aceitarem participar e contribuir com engrandecimento deste trabalho.

Um muito obrigada enorme à minha família, em especial meus pais, que são o meu alicerce, meus exemplos. Meu companheiro e amigo Cristian, que está sempre do meu lado, sem tu eu não conseguiria.

## RESUMO

A análise dos parâmetros morfométricos publicados buscou relacionar o comportamento morfodinâmico praias com o da barreira costeira holocênica no estado do Rio Grande do Sul (RS), para estabelecer de que maneira estes ambientes estão relacionados. Foram analisados os dados de 31 praias, de Torres ao Chuí, possibilitando uma revisão e reavaliação dos estágios morfodinâmicos, com a compartimentação destes locais em cinco grupos, baseados em sua morfodinâmica e mobilidade praias. O grupo 1 é composto pelas praias intermediárias de mobilidade moderada à alta, que estão em sua maioria localizadas no litoral médio do RS correspondente a barreira agradacional, com alto desenvolvimento de campos de dunas transgressivas e dunas frontais, e estão também associadas às praias com característica retrogradante da barreira, porção sul da barreira agradacional. O grupo 2 compõe as praias dissipativas, com estágio intermediário ocorrendo de maneira secundária, de moderada à alta mobilidade, associadas a barreira progradante do litoral norte. Este setor apesar de apresentar alto potencial de transporte sedimentar por ventos e por ondas não apresenta campos de dunas bem desenvolvidos, onde o aporte sedimentar favorece a progradação costeira. O grupo 3 é formado por praias intermediárias de baixa mobilidade, associadas à porção norte da barreira agradacional e às praias do litoral sul que representam a transição entre a barreira progradante e retrogradante. No litoral médio a associação da baixa mobilidade praias com a alta capacidade de transporte e disponibilidade sedimentar, resultante do transporte sedimentar pelo vento no sentido continental, permitiu o desenvolvimento de grandes campos de dunas transgressivos e de dunas frontais. O grupo 4 é constituído por praias dissipativas e secundariamente intermediárias, de baixa mobilidade, da barreira progradante do litoral sul, que não desenvolveu vastos campos de dunas, semelhante ao que ocorre na barreira progradante ao norte. O grupo 5 é formado por duas praias diferenciadas, onde o estágio intermediário predomina e o refletivo ocorre eventualmente no verão, e estão localizadas em barreiras retrogradantes. As praias dissipativas são responsáveis por remobilizar o maior volume sedimentar da antepraia ao ambiente praias, onde integra o processo de progradação costeira. A porção da barreira agradacional, responsável pelas maiores dunas frontais, apresenta a menor mobilidade, sendo que conforme sua mobilidade é aumentada em direção ao sul, os maiores campos de dunas transgressivas ocorrem. Os

estágios intermediários possuem energia suficiente para transportar sedimentos da antepraia para a praia, enquanto que a formação ou não das dunas é influenciada pelo potencial de transporte do vento NE e pela orientação da linha de costa com relação a este vento. As barreiras retrogradantes estão associadas a estágios intermediários de mobilidade variável, sendo que os dois focos erosivos do estado estão associados à alta mobilidade, o qual deixa estes ambientes susceptíveis aos episódios de erosão durante a passagem de eventos de tempestades. Assim, o caráter erosivo da barreira pode estar associado tanto com a energia de ondas, quanto com uma antepraia irregular e um déficit sedimentar, que acarreta em variações na morfodinâmica praial.

**Palavras-chave:** Morfodinâmica Praial, Evolução Costeira, Barreira Costeira, Holoceno.

## ABSTRACT

The analysis of the morphometric parameters of the published works about beach morphodynamics in the State of Rio Grande do Sul had the objective to relate the morphodynamic behavior of the beach with the holocene coastal barrier, in order to establish how these environments are related. The data of 31 beaches were analyzed, allowing a review and reevaluation of the morphodynamic stages, with the compartmentalization of these sites in five groups, based on their morphodynamics and beach mobility. Group 1 is composed of intermediate beaches with moderate to high mobility, which are located in the middle coast corresponding to the aggradational barrier, with high development of transgressive dunes and foredunes, and, associated too with the beaches with retrogradational characteristics of the barrier. Group 2 consists of dissipative beaches, with intermediate stage occurring in a secondary way, being these from moderate to high mobility, associated with the progradational barrier of the north coast. This sector, despite to present a high potential for sediment transport by winds and waves, does not have well development dunefields, where the sediment budget supports coastal progradation. Group 3 is formed by intermediate beaches of low mobility, associated with the northern portion of the aggradational barrier and the beaches of the south coast that represent the transition between the prograded and retrograded barrier. In the middle coast, the association of low beach mobility with high transport capacity and sedimentary availability, and the resulting of the sedimentary transport by wind onshore, allowed the development of large transgressive dunefields and foredunes. Group 4 consists of dissipative and secondarily intermediate beaches, with low mobility, of the progradational barrier of the south coast, which, similar to what occurs in the progradational barrier of the north, did not develop largest dune fields. Group 5 is formed by two beaches with peculiar characteristics, where the intermediate stage predominates and the reflective occurs eventually in the summer, associated with the retrograded barrier. The dissipative beaches are responsible for remobilizing high sediments volumes of the shoreface and provide to the beach environment, where, in this case, it is converted into coastal progradation. The portion of the aggradational barrier responsible for the largest frontal dunes presents the smaller mobility, and as its mobility is increased towards the south, the largest transgressive dunefields in the state occurs. The intermediate stages have enough energy to carry sediments from the shoreface to the beach, while the formation of the dunes is influenced by the

transport potential of the NE wind and by the orientation of the coastline in relation to this wind. Retrograded barriers are associated to intermediary stages of variable mobility, and the two erosive hotspots of the state are associated with high mobility, which turns these environments susceptible to erosion episodes during the passing of storm events. Thus, the erosive character of the barrier may be associated with both wave energy and an irregular shoreface and a negative sediment budget, which leads to variations in beach morphodynamics.

**Keywords:** Beach Morphodynamic, Coastal Evolution, Coastal Barrier, Holocene.

## LISTA DE ILUSTRAÇÕES

- Figura 1 - Estágios morfodinâmicos praias segundo a classificação de Wright e Short (1984), onde: DD = domínio dissipativo; DR = domínio refletivo; e as setas pretas indicam o fluxo das correntes de retorno (*rips*). Fonte: Adaptado de Dalrymple *et al.* (2011)..... 10
- Figura 2 - Mapa da área de estudo, o litoral do Rio Grande do Sul, a partir de imagens Landsat 7, com a batimetria da plataforma continental. Os 31 pontos no mapa indicam as praias estudadas, e as letras A, B e C indicam os altos topográficos, nomeados como: Banco Capela, Banco Minuano e Parcel do Carpinteiro, respectivamente..... 12
- Figura 3 - Perfil transversal dos sistemas deposicionais da Planície Costeira do RS. Fonte: Adaptado de Tomazelli e Villwock (2005)..... 16
- Figura 4 – Divisão dos tipos de barreiras costeiras holocênicas encontradas ao longo do litoral do RS, a partir de dados bibliográficos..... 18
- Figura 5 – Estratigrafia de uma barreira retrogradante, agradacional e progradante, respectivamente, no litoral do RS. Fonte: Adaptado de Dillenburg *et al.* (2013)..... 19

## SUMÁRIO

Estrutura desta Dissertação de Mestrado.....	7
<b>CAPÍTULO I.....</b>	<b>8</b>
<b>1. INTRODUÇÃO .....</b>	<b>9</b>
<b>2. CARACTERIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO .....</b>	<b>12</b>
2.1. <i>Geologia e Evolução Costeira .....</i>	12
2.1.1. <i>Sistemas Depositionais.....</i>	15
2.2. <i>Condições Oceanográficas.....</i>	21
2.3. <i>Morfodinâmica Praial.....</i>	23
<b>3. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....</b>	<b>28</b>
<b>CAPÍTULO II.....</b>	<b>36</b>
<b>1. A MORFODINÂMICA PRAIAL E A BARREIRA HOLOCÊNICA AO LONGO DO ESTADO DO RIO GRANDE DO SUL, BRASIL. (Artigo submetido à revista Pesquisas em Geociências).....</b>	<b>37</b>
<b>CAPÍTULO III.....</b>	<b>69</b>
<b>1. CONSIDERAÇÕES FINAIS.....</b>	<b>70</b>
<b>ANEXOS.....</b>	<b>72</b>

### **Estrutura desta Dissertação de Mestrado**

Esta Dissertação de Mestrado está estruturada em torno de artigo científico submetido à publicação em periódico ou publicação equivalente. Conseqüentemente, sua organização compreende as seguintes partes principais, conforme Norma 103 do Programa de Pós Graduação em Geociências, da UFRGS.

Capítulo I - Introdução sobre o tema e descrição do objeto de pesquisa de mestrado, onde estão sumarizados os objetivos, os principais conceitos que envolvem a dissertação e a área de estudo.

Capítulo II - Manuscrito submetido à revista Pesquisas em Geociências, intitulado: A Morfodinâmica Praial e a Barreira Holocênica ao Longo do Estado do Rio Grande do Sul, Brasil.

Capítulo III – Considerações finais, com a síntese dos resultados e conclusões do trabalho, juntamente com propostas de trabalhos futuros. E ainda os anexos, compreendendo a carta de submissão do artigo e o histórico de conceitos do curso.

## CAPÍTULO I

## 1. INTRODUÇÃO

A barreira costeira holocênica do estado do Rio Grande do Sul (RS) tem sido objeto de estudo de muitos pesquisadores nos últimos 50 anos (DELANEY, 1965; DILLENBURG *et al.*, 2000; VILLWOCK, 1984; VILLWOCK *et al.*, 1986; VILLWOCK; TOMAZELLI, 1995). Segundo Dillenburg *et al.* (2000), a barreira se diferencia em três tipos básicos ao longo da costa: barreiras prográdantes ou regressivas, retrogradantes ou transgressivas e agradacionais ou estacionárias. As barreiras prográdantes estão associadas a setores costeiros com deposição em longo prazo enquanto que as retrogradantes estão associadas à erosão, e as agradacionais correspondem a uma situação de equilíbrio (balanço de sedimentos).

O ambiente praiial é altamente dinâmico e integra o ambiente maior das barreiras costeiras, sendo que os estados morfodinâmicos propostos por Wright e Short (1984) para a costa australiana têm sido empregados em todo o mundo em ambientes de micromaré, onde seis classificações são propostas, com dois extremos, o dissipativo (alta energia com estoque arenoso subaquoso) e o refletivo (baixa energia com estoque arenoso subaéreo), ambos de baixa mobilidade, e quatro estados intermediários que adquirem diversas formas (representados na Fig. 1). No RS, diversos trabalhos têm focado em aplicar o modelo desses autores, sendo que os três estados morfodinâmicos também foram encontrados no estado, principalmente o estado intermediário, seguido do dissipativo, com o refletivo ocorrendo eventualmente em poucos locais.

Os estudos acerca da morfodinâmica praiial têm buscado cada vez mais integrar múltiplos fatores que influenciam no comportamento resultante da zona costeira. Inicialmente Short e Hesp (1982) buscaram desenvolver um modelo de interação entre onda, praia e duna em ambientes de micromaré, na costa australiana, e a partir de então, diversos trabalhos surgiram com foco nestas variáveis (ANTHONY; VANHEE; RUZ, 2006; BAUER *et al.*, 2009; D'ALESSANDRO; TOMASICCHIO, 2016; HESP, 2012; MIOT DA SILVA; HESP, 2010; MIOT DA SILVA; MOUSAVI; JOSE, 2012; SHERMAN; BAUER, 1993; SHERMAN; LYONS, 1994). A proposta de Wright e Short (1984), com seis estágios praiiais, foi também adaptada para outros ambientes, como sugere Masselink (1993) e Masselink e Short (1993) que incluem o efeito das marés perante a morfodinâmica praiial e Short e Aagaard (1993) que propõem um modelo para praias de múltiplos bancos.

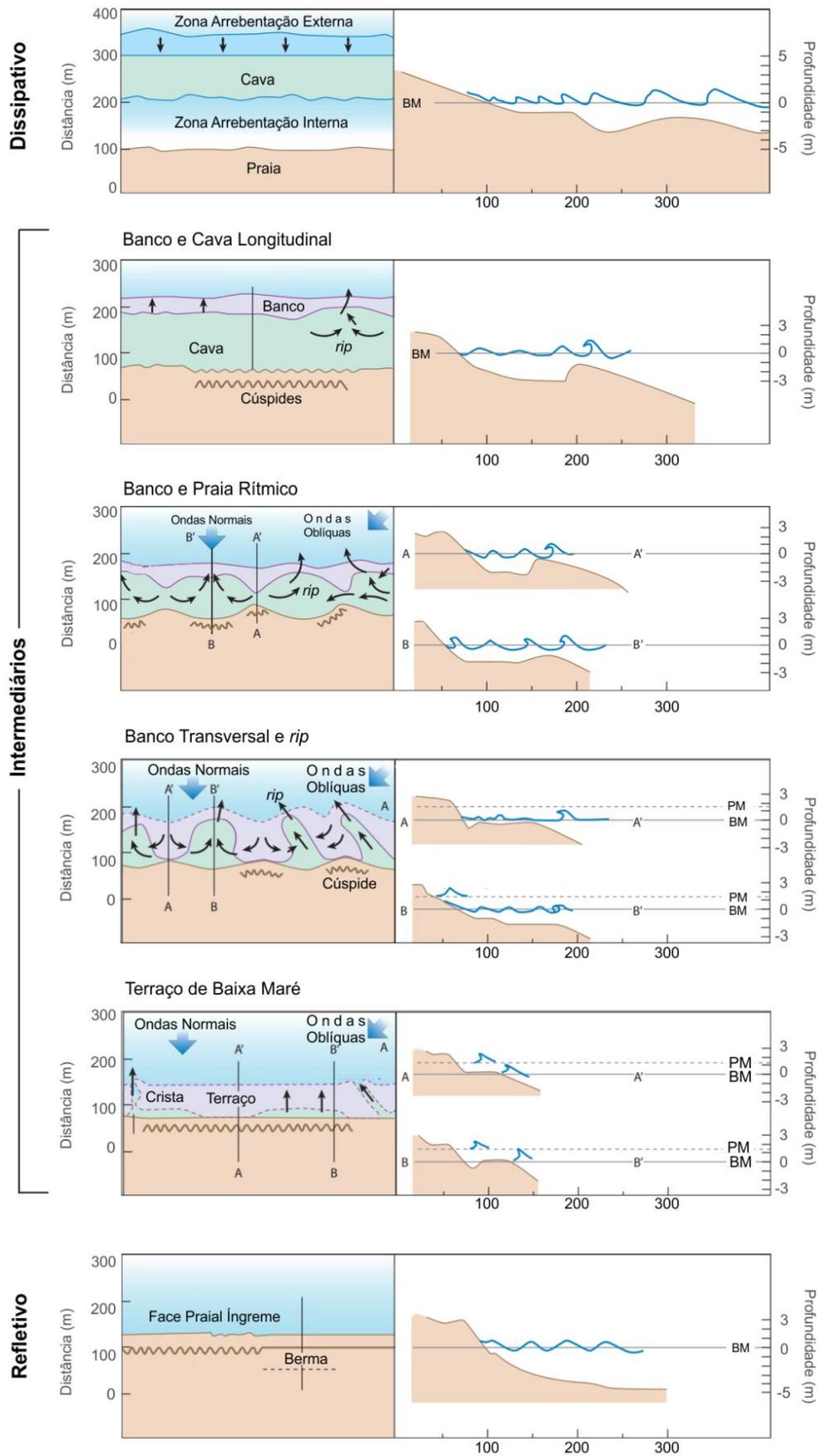


Figura 1 - Estágios morfodinâmicos praias segundo a classificação de Wright e Short (1984), onde: DD = domínio dissipativo; DR = domínio refletivo; BM = baixamar; PM preamar; setas pretas indicam o fluxo das correntes de retorno (*rips*). Fonte: Adaptado de Dalrymple *et al.* (2011).

Ademais, o impacto das tempestades sob o ambiente praial e a capacidade de recuperação deste em curto prazo, incluindo a alteração das dunas frontais e da vegetação associada, como também o efeito sob as barreiras costeiras, tem sido extensivamente explorado inclusive em muitos trabalhos recentes (BURVINGT *et al.*, 2017; CASTELLE *et al.*, 2017; HOUSER; HAPKE; HAMILTON, 2008; HOUSER *et al.*, 2015; MASSELINK; VAN HETEREN 2014; ROELVINK *et al.*, 2009; SILVA *et al.*, 2016). Isso ocorre devido à preocupação com a ocupação costeira, que muitas vezes ocorre sem o devido planejamento e conhecimento.

A morfodinâmica praial está amplamente associada a estudos que visam às alterações em curto prazo da faixa litorânea, no qual os pesquisadores ao estudá-la, focam em alterações na linha de costa e em comportamentos sazonais do ambiente. A associação do controle geológico e do papel desempenhado pela herança geológica nas alterações da morfodinâmica praial são tópicos recentes que vêm sendo cada vez mais discutidos e considerados fundamentais no que tange o entendimento da zona costeira (JACKSON; COOPER; DEL RIO, 2005; SHORT, 2010; TAMURA; 2012; WALKER *et al.*, 2017; WANG *et al.*, 2012). A respeito da associação direta dos tipos de barreiras costeiras com os estados praias, o assunto se torna menos explorado, sendo que Ruggiero *et al.* (2016) buscaram analisar dados coletados ao longo de 20 anos sobre a morfodinâmica praial no litoral dos Estados Unidos, na célula litorânea do rio Columbia, e relacionar com o comportamento da barreira costeira, buscando entender a associação da progradação da barreira com o comportamento dissipativo da praia. Visto que as barreiras costeiras na sua expressão subaérea apresentam assinaturas representativas do seu comportamento em longo prazo, e o ambiente praial é intimamente relacionado com este setor, espera-se que haja uma conexão entre esses sistemas.

O presente trabalho tem como finalidade a análise integrada destes dois ambientes; o praial, que sofre variações de curto período que ocasionam modificações morfológicas sazonais, e o das barreiras costeiras, holocênico, de longo período, que no decurso dos últimos milhares de anos têm sofrido processos de retração, progradação ou agradação. A partir do acervo de dados publicados, coletados desde os anos 1990, o objetivo deste trabalho é o de interpretar estes dados e, possivelmente, realizar uma reavaliação dos estágios morfodinâmicos praias do estado do RS, com a finalidade de incorporar estes resultados às compartimentações das barreiras costeiras. Portanto, serão investigados os fatores

que determinaram as relações observadas, ou seja, serão avaliadas as propriedades ou características de cada tipo de barreira costeira que a ela se vinculam determinado(s) estado(s) morfodinâmico(s) do seu subsistema praial.

## 2. CARACTERIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO

### 2.1. Geologia e Evolução Costeira

A área de estudo (Fig. 2), o litoral do estado do RS, está situada em uma região denominada por Villwock (1972) como Província Costeira do Rio Grande do Sul, termo este que designa um grupo de elementos geológicos característicos da margem continental brasileira entre os paralelos  $28^{\circ} 40'$  e  $33^{\circ} 45'$  de latitude sul, sendo esta constituída por dois grandes elementos geológicos: o Embasamento e a Bacia de Pelotas (VILLWOCK, 1984).

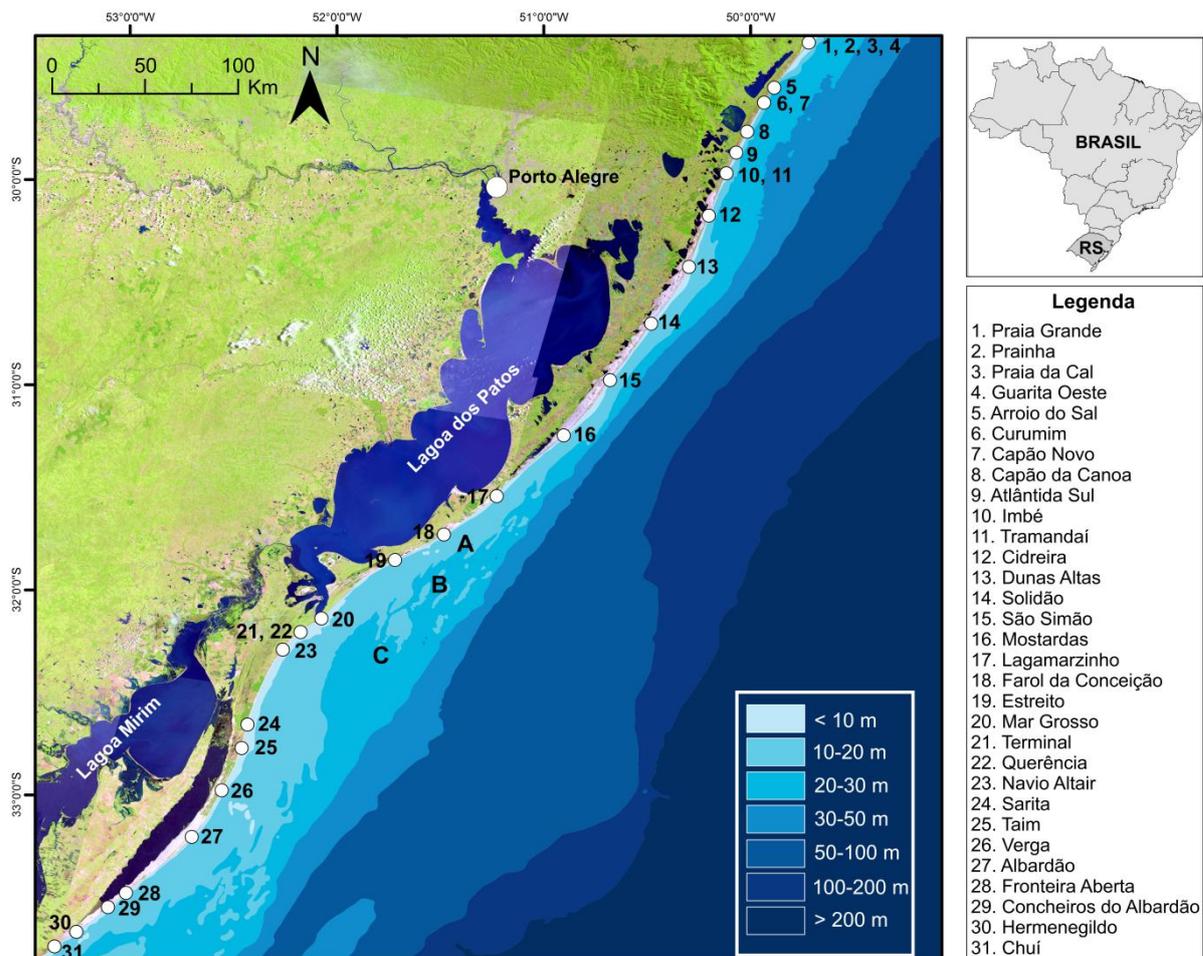


Figura 2 - Mapa da área de estudo, o litoral do Rio Grande do Sul, a partir de imagens Landsat 7, com a batimetria da plataforma continental. Os 31 pontos no mapa indicam as praias estudadas, e as letras A, B e C indicam os altos topográficos, nomeados como: Banco Capela, Banco Minuano e Parcel do Carpinteiro, respectivamente.

Como consequência direta da estruturação geológica destes elementos, dois grandes compartimentos geomorfológicos integram a Província Costeira, o das Terras Altas e o das Terras Baixas. As Terras Altas agrupam o Escudo Sul-Rio-Grandense, a Depressão Central Gaúcha e o Planalto das Araucárias, enquanto que a Plataforma Continental e a Planície Costeira constituem as Terras Baixas (VILLWOCK; TOMAZELLI, 2007). Sedimentos clásticos terrígenos provenientes da dissecação do primeiro compartimento geomorfológico chegam ao segundo, onde, sob a ação dos processos costeiros acumulam-se em variados tipos de ambientes deposicionais transicionais e marinhos (VILLWOCK; TOMAZELLI, 2007).

A plataforma continental apresenta de modo geral uma morfologia bastante regular e homogênea, com largura média de 150 km, baixa declividade (em média  $0.06^\circ$ ), com a quebra da plataforma situada a cerca de 170 m de profundidade (VILLWOCK, 1984). A cobertura da plataforma continental interna (que se estende aproximadamente até a isóbata de 50 m) é dominada pela Fácies Arenosa, compreendendo areias finas bem selecionadas, semelhantes às areias praias oceânicas atuais. A cobertura arenosa é interrompida na altura da desembocadura da Lagoa dos Patos pelos sedimentos lamosos da Fácies Patos e, mais ao sul, pela Fácies Platina, como também por áreas de cascalho e areia bioclástica, formadas por conchas e outros fragmentos de moluscos da Fácies Biodetrítica (VILLWOCK, 1984).

A plataforma interna do estado do RS apresenta duas regiões homogêneas, com topografia suave, sem altos topográficos, sendo a primeira de Torres até a proximidade de Mostardas, com isóbatas paralelas entre si e à linha de costa. Já a segunda, é a região compreendida entre o sul da desembocadura da Lagoa dos Patos e o Farol Verga (CORRÊA, 1990; GOULART, 2010). Em contrapartida, as demais áreas são dominadas por isolinhas irregulares com a presença de altos topográficos (CORRÊA, 1990), caracterizadas pela presença de bancos lineares, afloramentos de arenitos e grandes depressões (GOULART, 2010).

As características batimétricas podem alterar padrões erosivos e de deposição, influenciando na refração das ondas e ainda gerando correntes locais que intervêm no movimento de sedimentos arenosos em direção à praia (CALLIARI; SPERANSKI; BOUKAREVA, 1998; DILLENBURG *et al.*, 2000). Além disso, os altos topográficos (ou bancos) podem agir como uma importante fonte de sedimentos para as praias adjacentes, modificando sua composição textural (BUCHMANN; TOMAZELLI, 2003).

As regiões de concentração dos bancos lineares e afloramentos de arenitos ocorrem na região central da costa do Rio Grande do Sul, entre o norte do balneário Cassino (praias Terminal e Querência) e Mostardas (GOULART, 2010). Buchmann e Tomazelli (2003) ao estudarem os bancos submersos na plataforma do RS, na região entre Mostardas e Sarita, identificam quatro importantes altos topográficos, e atribuem sua formação ao Pleistoceno, provavelmente em ambiente praias e marinho raso durante o período interglacial, que atingiu o máximo há 120 mil anos. Os bancos da Lagoa do Peixe, Mostardas e Carpinteiro (próximo à desembocadura da Lagoa dos Patos) são considerados bancos de transição, pois estão localizados a uma profundidade de 10 a 30 m, onde apenas grandes ondas de tempestades são capazes de agir sobre o fundo. Além destes, há também o banco Minuano, situado entre 15 e 20 m de profundidade, localizado entre o Banco da Capela e o parcel do Carpinteiro (GOULART, 2010).

O banco da Capela, situado próximo ao Farol da Conceição, está localizado a uma profundidade de 10 m, sendo um banco ativo, sofrendo ação das ondas e sobre constante ação erosiva, onde parte do sedimento erodido é transportado diretamente para a praia durante tempestades. Um afloramento de *beachrocks* (arenitos de praia) no estirâncio, próximo do Farol da Conceição, é provavelmente uma continuidade do banco na antepraia (BUCHMANN; TOMAZELLI, 2003). Esse banco é considerado por Speranski e Calliari (2001) responsável pela focalização da energia das ondas, que aumentariam de altura na região, podendo causar erosão praias. Já Goulart (2010) ao estudar este banco em detalhe, conclui que a sua presença na antepraia influencia a dinâmica local de duas maneiras antagônicas no que diz respeito à condição de foco erosivo: de um lado promove o espalhamento dos focos gerados na plataforma interna, diminuindo o efeito erosivo dos mesmos, e de outro, impedindo que o sedimento transportado para regiões além da estrutura à barlar retornem à costa e recomponha as praias erodidas.

Na porção ao sul do balneário Cassino, Buchmann e Tomazelli (1999) identificam também os bancos do Hermenegildo e do Albardão como bancos ativos. Assim, evidenciamos setores costeiros com comportamento diferenciado da plataforma continental interna ao longo do estado do RS.

A Planície Costeira do Rio Grande do Sul (PCRS) ocupa cerca de 33.000 km<sup>2</sup>, estendendo-se por cerca de 620 km, entre os paralelos 29°S e 34°S, desde Torres até o Chuí, e em alguns locais chega a ter mais de 100 km de largura. Constitui a mais ampla planície costeira do país e guarda o mais completo registro

geomorfológico e geológico do Quaternário em território brasileiro (TOMAZELLI; DILLENBURG, 1998). Apresenta orientação NE-SW, configuração quase retilínea, com apenas duas interrupções permanentes em sua continuidade: a desembocadura da Lagoa de Tramandaí, em sua porção norte, e da Lagoa dos Patos, ao sul. Em sua porção intermediária, ocasionalmente são abertas conexões das lagoas do Peixe e Estreito com o Oceano Atlântico (BUCHMANN *et al.*, 2009).

Em sua porção norte a planície é mais estreita e caracterizada por uma série de pequenas lagoas costeiras. Sua porção média é dominada, no interior, pela Lagoa dos Patos, ocupando uma área com cerca de 10.000 km<sup>2</sup>, e, adjacente à linha de costa, pelas lagoas do Peixe e do Estreito. O corpo lacustre mais expressivo na porção sul é a Lagoa Mirim, que conecta-se através do banhado do Taim com a Lagoa Mangueira, situada mais próxima à praia. Esses corpos lagunares e lacustres retêm toda a descarga de sedimentos grossos (areia e cascalho) trazida pelos rios, como resultado, as únicas contribuições permanentes de sedimentos continentais para a costa provêm das lagoas de Tramandaí e dos Patos e do arroio Chuí, sem expressividade (BUCHMANN *et al.*, 2009).

Esta configuração geológica e geomorfológica atual da PCRS resulta da atuação de vários processos, tanto destrutivos quanto construtivos, que agem em diferentes escalas. As feições mais modernas da região representam os últimos acontecimentos de uma história evolutiva longa, e se encontram superimpostas às feições de escala maior. A PCRS corresponde a uma localidade onde estão expostos os depósitos mais superficiais e proximais do pacote sedimentar acumulado na bacia de Pelotas, uma bacia marginal aberta (TOMAZELLI; VILLWOCK, 2000). A subdivisão da planície costeira do RS ocorre em basicamente dois amplos conjuntos de sistemas deposicionais: o Sistema de Leques Aluviais e os Sistemas Laguna-Barreira (Fig. 3).

#### 2.1.1. Sistemas Depositionais

A natureza das litofácies acumuladas nos sistemas deposicionais de Leques Aluviais e de Laguna-Barreira da PCRS foi moldada, por um lado, pelos processos internos, específicos a cada sistema e, por outro, pelos processos externos representados basicamente pelas variações climáticas e pelas flutuações do nível relativo do mar que atuaram nesta região costeira durante o Cenozóico (TOMAZELLI; VILLWOCK, 2000).

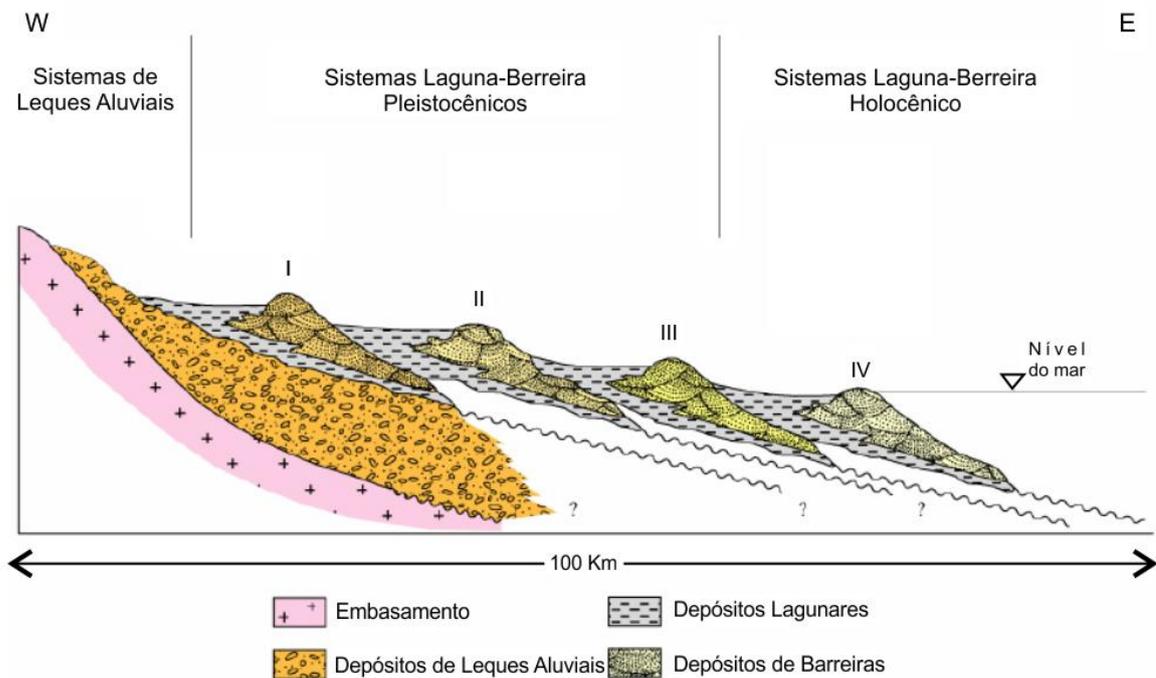


Figura 3 - Perfil transversal esquemático dos sistemas deposicionais da Planície Costeira do RS. Fonte: Adaptado de Tomazelli e Villwock (2005).

O sistema deposicional de leques aluviais engloba o conjunto de fácies sedimentares resultantes de processos de transporte associados aos ambientes de encosta das terras altas (VILLWOCK; TOMAZELLI, 2007). A partir do final do Terciário, um pacote de sedimentos clásticos terrígenos se acumulou em um sistema de leques aluviais coalescentes, desenvolvido ao longo da margem oeste da planície (TOMAZELLI; VILLWOCK, 2000).

Este sistema pode ser considerado como parcialmente ativo no presente, uma vez que seus processos de transporte, mesmo que em pouca intensidade, ainda podem ser observados hoje em dia. Sua implantação, no entanto, se deu nesta parte interna e rasa da Bacia de Pelotas, e, ao longo do tempo, a intensidade dos processos variou muito, controlada em grande parte pelas variações climáticas, com suas implicações nas taxas de precipitação e no desenvolvimento da cobertura vegetal (VILLWOCK; TOMAZELLI, 2007). A composição e textura das fácies de leques aluviais refletem principalmente a natureza (relevo e composição) de sua área fonte primária (TOMAZELLI; DILLENBURG; VILLWOCK, 2004).

Além do sistema deposicional de leques aluviais desenvolvido a oeste, no contato com as terras altas, a PCRS evoluiu para leste através da coalescência lateral de quatro sistemas deposicionais do tipo “laguna-barreira”. Cada um destes

sistemas registra o pico de uma transgressão, seguida de um evento regressivo (VILLWOCK; TOMAZELLI, 2007).

A idade relativa dos diversos sistemas laguna-barreira fica bastante clara em sua disposição espacial: o sistema mais antigo (Sistema Laguna-Barreira I) é o mais interiorizado e a idade decresce no sentido do sistema mais externo (Sistema Laguna-Barreira IV). O mais recente sistema deposicional do tipo “laguna-barreira” desenvolveu-se durante o Holoceno, como consequência da última grande transgressão pós-glacial. No pico transgressivo holocênico, atingido cerca de 5 ka AP, o nível do mar alcançou, na região costeira em estudo, aproximadamente 5 m acima do nível atual e possibilitou a formação de uma barreira constituída essencialmente por areias praias e eólicas. Esta barreira, instalada no máximo transgressivo, graças à elevada disponibilidade de sedimentos arenosos existentes na plataforma continental interna, progradou lateralmente durante a fase regressiva que se seguiu (VILLWOCK; TOMAZELLI, 2007).

A classificação da barreira costeira holocênica do Rio Grande do Sul foi inicialmente separada em cinco grupos, de Torres até Tramandaí, de Tramandaí até Mostardas, de Mostardas até Estreito, de Estreito até Verga e de Verga ao Chuí (DILLENBURG *et al.*, 2000). Desde então, esta barreira vem sendo estudada com detalhe tanto na sua morfologia subaérea quanto em sua estratigrafia. Assim, uma revisão bibliográfica (por exemplo: CARON, 2014; CARON *et al.*, 2011; CLEROT *et al.*, 2003; DILLENBURG; BARBOZA, 2009; DILLENBURG *et al.*, 2004, 2005, 2007, 2013, 2016, 2017; DILLENBURG; ESTEVES; TOMAZELLI, 2004; DILLENBURG; TOMAZELLI; BARBOZA, 2004; LIMA *et al.*, 2013; MARTINHO; DILLENBURG; HESP, 2008; TRAVESSAS; DILLENBURG; CLEROT, 2005) permitiu a classificação da barreira em três grupos (progradante, retrogradante e agradacional) (Fig. 4).

Desse modo, a barreira holocênica apresenta duas reentrâncias (linha de costa côncava) e duas projeções costeiras (linha de costa convexa), que de maneira geral correspondem aos tipos progradantes e retrogradantes, respectivamente, conectados por setores transicionais. A estratigrafia dos três tipos de barreiras é exemplificada na figura 5 por três localidades do estado, onde Bojuru representa uma barreira retrogradante, Dunas Altas uma agradacional e Curumim uma barreira progradante.

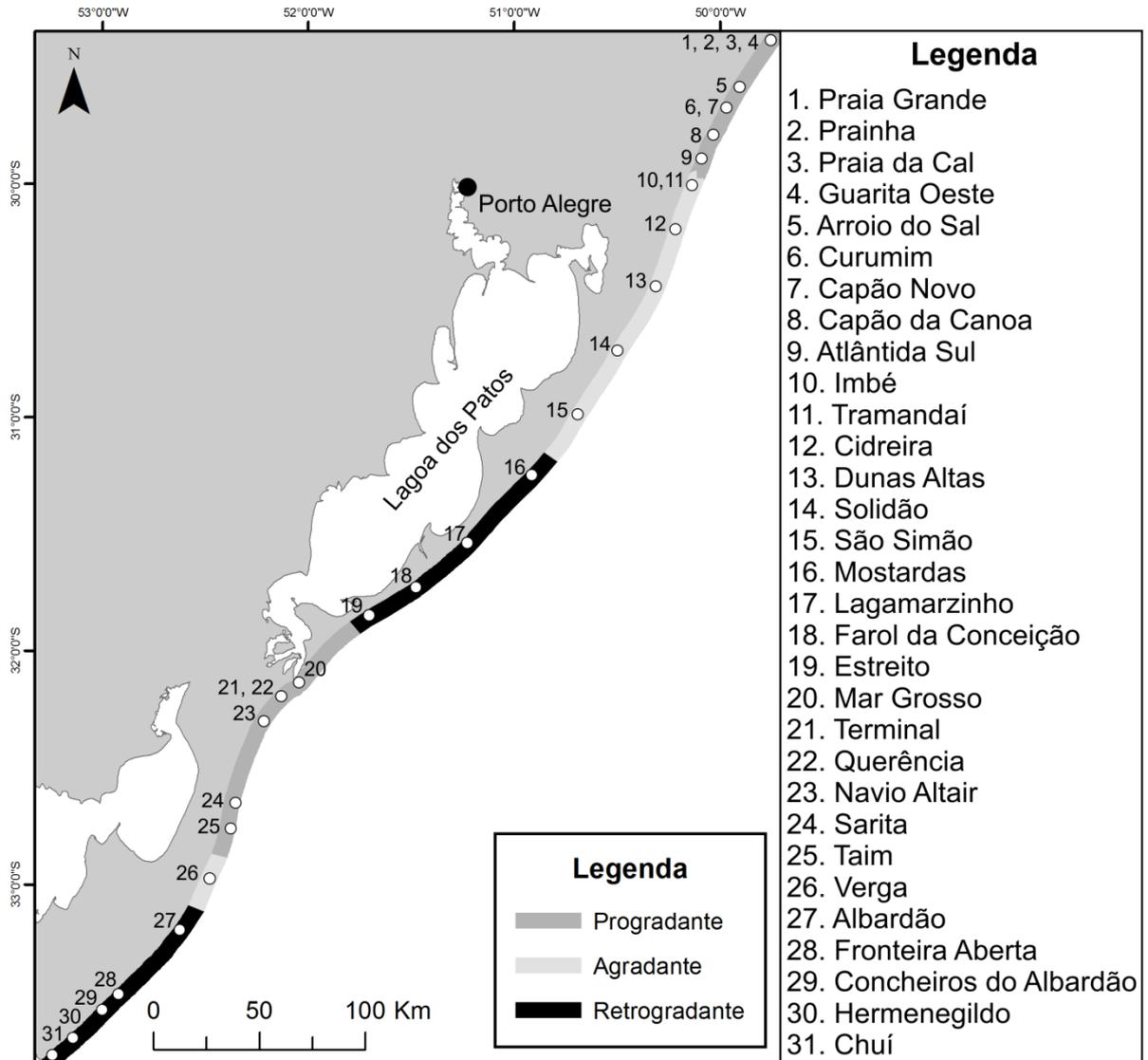


Figura 4 – Divisão dos tipos de barreiras costeiras holocênicas encontradas ao longo do litoral do RS, a partir de dados bibliográficos.

A barreira de Curumim é uma barreira tipicamente progradante, que iniciou sua progradação 7 ka AP devido a um balanço sedimentar positivo, em uma taxa de 0,7 m/ano, apresentando fases de campos de dunas transgressivas que resultou na formação de campos de dunas e cristas relativamente largas, baixas e paralelas a costa que são contínuas por pelo menos 30 km, espaçadas de 600 a 800 m, cobrindo completamente a barreira (DILLENBURG *et al.*, 2004, 2005, 2013, 2017; DILLENBURG; BARBOZA, 2009). Semelhante à barreira do Cassino, que apresenta uma progradação superior a uma taxa de 2,0 m/ano, com morfologia oblíqua à costa variável na forma de alternância entre séries de cordões de dunas frontais e pequenos a grandes campos de dunas transgressivos, sem formas de alto relevo

(como barcanas), mas sim lençóis de dunas transgressivas (CLEROT *et al.*, 2003; DILLENBURG *et al.*, 2016, 2017).

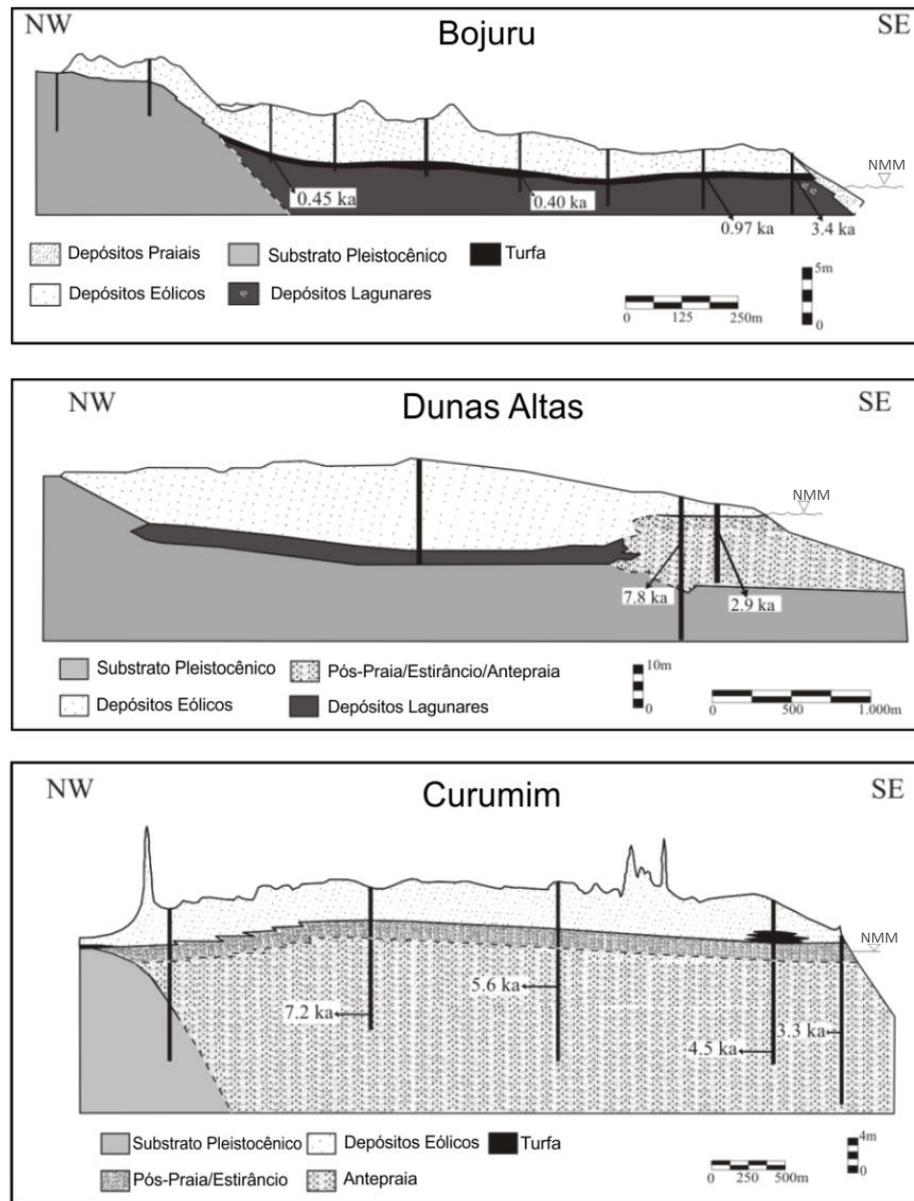


Figura 5 – Estratigrafia de uma barreira retrogradante, agradacional e progradante, respectivamente, no litoral do RS. Fonte: Adaptado de Dillenburg *et al.* (2013).

Já a barreira na região de Bojuru (DILLENBURG *et al.*, 2000, 2005, 2013; DILLENBURG; ESTEVES; TOMAZELLI, 2004; DILLENBURG; TOMAZELLI; BARBOZA, 2004) e do Hermenegildo (CARON, 2014; DILLENBURG; ESTEVES; TOMAZELLI, 2004; LIMA *et al.*, 2013) apresentam aspectos típicos retrogradantes, com afloramento de lamias lagunares e turfas na região do pós-praia, pequenas dunas frontais, com a porção emersa da barreira formada por depósitos eólicos de dunas transgressivas com alta concentração de minerais pesados (*placer* significativo em Bojuru).

Em estudo na barreira costeira do litoral norte, Dillenburg *et al.* (2013) evidenciam um comportamento uniforme nos setores costeiros finais (Curumim e Bojuru) sobre condições de regressão e transgressão a longo prazo, respectivamente, porém, entre Tramandaí e Lagamarzinho (170 km) este não é o caso. Os autores dividem este setor em outros dois, entre Tramandaí e Dunas Altas e entre Dunas Altas e Lagamarzinho. O primeiro apresenta a estratigrafia clássica de uma barreira retrogradante, com depósitos eólicos cobrindo as lamas lagunares, entretanto, a relação estratigráfica não significa um deslocamento do nível do mar, mas sim que fortes ventos em direção à costa obtiveram grande quantidade de sedimento disponível para transporte. Ainda, a estratigrafia da barreira indica uma linha de costa relativamente estacionária, com a ocorrência de curta progradação (500 - 600 m) que começou e terminou em um tempo não determinado, podendo ser recente. Ou seja, o fato é que uma barreira absolutamente estacionária provavelmente não existe. Tal barreira pode mostrar comportamento transgressivo e regressivo ao longo do tempo, mas sem mostrar um movimento resultante significativo, como acontece neste subsector costeiro. Conforme avançamos para o subsector sul (entre Dunas Altas e Lagamarzinho) existe um aumento no volume dos depósitos eólicos, com maior desenvolvimento de dunas da barreira agradacional, onde os campos de dunas transgressivos maiores e mais largos do RS ocorrem (MARTINHO; DILLENBURG; HESP, 2008).

Ao longo de reentrâncias a plataforma é mais larga e gentilmente inclinada, enquanto que nas projeções é mais curta e inclinada. Mais da metade da progradação que ocorre nas reentrâncias costeiras foi devido à transferência em direção ao continente de areia da plataforma do RS (DILLENBURG *et al.*, 2000).

Os resultados mostram que a morfologia atual da plataforma continental é uma herança da sua antiga superfície. O modelo mostra que pequenas diferenças na inclinação do substrato na ordem de poucos minutos pode produzir diferenças consideráveis nas taxas de translação costeira durante o aumento do nível do mar. Não apenas a topografia antecedente desempenhou um papel importante na definição da forma costeira do RS, como também pré-determinou o tipo de barreira costeira que foi formada. As barreiras foram submetidas, ao longo prazo, a dois processos costeiros contrastantes: deposição em reentrâncias costeiras levando a formação de barreiras progradantes e erosão ao longo de projeções, levando a formação de dunas transgressivas, barreiras regressivas e *mainland beach barriers* (barreiras acopladas à terra principal). A ocorrência simultânea de barreiras

recessivas e dunas transgressivas sugere uma ligação entre a erosão costeira e a formação de dunas transgressivas (DILLENBURG *et al.*, 2000).

Análises atuais indicam que o balanço negativo no aporte sedimentar pode desempenhar importante papel na erosão costeira. As lamas lagunares expostas no pós-praia são uma forte evidência de retração costeira. O afloramento de sedimentos lagunares no pós-praia ocorrem tipicamente em barreiras que estão migrando em direção ao continente principalmente controlado por um balanço negativo no aporte sedimentar durante uma condição de nível do mar relativamente estável (DILLENBURG *et al.*, 2004). Uma mudança de um nível do mar em elevação para um aporte negativo como o principal fator controlador da transgressão da barreira pode levar ao registro estratigráfico onde lamas lagunares afloram no pós-praia ou até no estirâncio em barreiras de micromaré (DILLENBURG *et al.*, 2004).

Considerando que a orientação e a direção dos ventos dominantes se mantiveram constantes durante o Holoceno até o presente, o ângulo de aproximação das ondas na linha de costa é outro fator que pode ter influência significativa na erosão a longo e curto prazo. Assim, a orientação da linha de costa também desempenha um papel importante na deriva continental e erosão ao longo do RS (DILLENBURG *et al.*, 2004).

Visto que pouco ou nenhum sedimento chega por rios ao sistema costeiro nos últimos 5 ka, o desequilíbrio no aporte sedimentar pode resultar de gradientes ao longo da costa na energia das ondas. O balanço negativo no aporte foi produzido pela concentração e aumento da energia das ondas que são os principais fatores dirigindo a retrogradação das barreiras ao longo de projeções costeiras. Por outro lado, dispersão e redução na energia das ondas resultaram em um balanço positivo de sedimentos, favorecendo a progradação ao longo de embaiamentos. Assim, há evidências que a erosão no RS é a continuidade da evolução geológica operando nos últimos 5 ka, com a erosão sendo mais intensa ao longo da metade sul de projeções costeiras (DILLENBURG *et al.*, 2004).

## 2.2. Condições Oceanográficas

Quanto aos fatores dinâmicos controladores do clima, a PCRS encontra-se influenciada principalmente por dois centros de ação, o Anticiclone Semifixo do Atlântico Sul e o Anticiclone Móvel Polar (HASENACK; FERRARO, 1989). O Anticiclone do Atlântico Sul é um ativo centro de alta pressão, formador de uma

massa de ar tropical marítima de temperatura elevada e de elevado grau de umidade, sendo mais intenso durante o verão. Enquanto que o Anticiclone Móvel Polar é alimentado por massas frias provenientes da Antártica que se deslocam em direção ao sul do Brasil, associado com instabilidades e precipitação pluviométrica (SARAIVA; BEDRAN; CARNEIRO, 2003). Assim, o comportamento dinâmico e diferenciado ao longo do ano das massas de ar provenientes destes sistemas, confere ao vento um papel fundamental na morfogênese atual e pretérita. Além de formar extensos campos de dunas, o vento, ao gerar ondas e correntes é o fator básico no controle da hidrodinâmica oceânica e lagunar (TOMAZELLI; VILLWOCK, 2000).

Os ventos dominantes ao longo da costa do RS provêm de NE, que, embora sopra ao longo de todo o ano, se torna mais ativo nos meses de primavera e verão, enquanto que o vento secundário, de W-SW é mais eficaz nos meses de outono e inverno. Dessa forma, os ventos NE, ao predominarem durante as estações secas, são relevantes na migração das dunas eólicas livres, que migram no sentido SW (TOMAZELLI, 1993).

O regime de maré é classificado como micromaré, entretanto, o vento e a pressão atmosférica influenciam as oscilações do nível do mar ao longo da costa, de forma que, com a passagem de sistemas frontais, a linha de água atinge valores de 1,7 m acima do nível médio do mar (CALLIARI; KLEIN; BARROS, 1996). Assim, o transporte e a deposição de sedimentos são dominados pelas ondas e pelas correntes a elas associadas. O regime de ondas da região é uma combinação entre as ondulações regulares provenientes de SE; as vagas irregulares, geradas por ventos locais e que incidem de NE e E; e as ondas de tempestades de alta energia (TOMAZELLI, VILLWOCK, 1992). Estas ondas de alta energia são responsáveis pelos impactos erosivos mais intensos, visíveis ao longo da linha de costa (CALLIARI; KLEIN; BARROS, 1996).

A deriva litorânea de sedimentos se manifesta em ambos os sentidos da linha de costa, mas, com domínio final no sentido NE, visto que a ondulação de SE predominam no RS, incidindo de forma oblíqua em uma costa sem reentrâncias capaz de divergir as direções de deriva (TOMAZELLI; VILLWOCK, 1992). Isto é confirmado por indicadores geomorfológicos, como a migração de desembocaduras dos principais rios e lagunas (TOMAZELLI; VILLWOCK, 1992) e também através de dados quantitativos (LIMA; ALMEIDA; TOLDO, 2001). A dinâmica costeira, ao integrar as condicionantes acima descritas, atua no desenvolvimento das praias

arenosas, sendo responsável pelos processos erosivos e deposicionais que as mantêm em constante transformação (VILLWOCK; TOMAZELLI, 2007).

### 2.3. Morfodinâmica Praial

As praias do litoral norte do estado do RS (entre Torres e Cidreira) estão classificadas nos estados morfodinâmicos de Wright e Short (1984) como intermediários a dissipativos (PEREIRA *et al.*, 2003; PIVEL, 1997; PIVEL; CALLIARI, 1999; TABAJARA; GRUBER; MARTINHO, 2005; TABAJARA; ALMEIDA; MARTINS, 2008; TOLDO *et al.*, 1993a, 1993b; WESCHENFELDER, 1996; WESCHENFELDER *et al.*, 1997, WESCHENFELDER; AYUP-ZOUAIN, 2002). As praias do litoral médio (entre Dunas Altas e São José do Norte) estão classificadas como intermediárias, com exceção da praia do Mar Grosso, que exhibe o estágio dissipativo como predominante e a região do Estreito que pode se aproximar do estado refletivo (BARLETTA; CALLIARI, 1999; BARLETTA, 2000; OLIVEIRA, 2005; OLIVEIRA; CALLIARI, 2005, 2006). As praias do litoral sul (entre Terminal e Chuí) são principalmente intermediárias, com exceção da praia do Cassino (predominantemente dissipativa) e da região dos Concheiros, que pode se aproximar do estágio refletivo (CALLIARI; KLEIN, 1993; ESPÍRITO SANTO, 2007; GUEDES; CALLIARI; PEREIRA, 2009; PEREIRA *et al.*, 2003; PEREIRA DA SILVA, 1998; TOZZI, 1999; TOZZI *et al.*, 1999; TOZZI; CALLIARI, 2000).

As praias de Torres (Praia Grande, Prainha, Praia da Cal e Guarita Oeste) apresentam comportamento típico intermediário com alta mobilidade, devido às altas variações verticais (PIVEL, 1997; PIVEL; CALLIARI, 1999). A praia da Guarita Leste apresenta um comportamento diferenciado, sendo atribuída a ela outra classificação praial devido a proteção fornecida pela Torre do Meio, considerada então uma praia plana pela classificação de Hegge, Eliot e Hsu (1996) (PIVEL, 1997). A Praia Grande, Prainha e Praia da Cal apresentam um comportamento sazonal esperado, sendo a última sem um padrão sazonal claro, porém, com tendência ao desenvolvimento de perfis erosivos no inverno e de acresção no verão (PIVEL, 1997). As praias de Torres são diferenciadas devido à orientação das praias e o seu grau de exposição aos diferentes agentes dinâmicos. Todas as praias são compostas por areias finas de alto grau de maturidade textural e com assimetria positiva. Por predominarem estágios intermediários, estas praias são muito

suscetíveis à erosão, e ainda erosão localizada causada pela circulação em sistemas de correntes de retorno (PIVEL, 1997).

Diferentemente de outras praias do RS, a Prainha apresenta um estoque de areia limitado sobre um fundo rochoso de constituição basáltica que periodicamente fica exposto em função das condições hidrodinâmicas (PIVEL, 1997). E na praia da Guarita, além da areia e blocos basálticos presentes no local resultantes dos processos erosivos sobre os costões rochosos, encontram-se numerosos blocos deixados ali pelo homem. Estes estão no local desde o início do século quando se projetava construir um porto nesta praia. A obra foi posteriormente abandonada quando o molhe ali começava a tomar forma. A Guarita Oeste apresentou grandes variações de pacote de sedimentos, com comportamento típico intermediário (PIVEL, 1997).

As praias de Arroio do Sal, Capão Novo, Imbé e Tramandaí são classificadas basicamente no estado dissipativo e eventualmente no estado intermediário (PEREIRA *et al.*, 2003; TABAJARA; GRUBER; MARTINHO, 2005; TOLDO *et al.*, 1993a, 1993b; WESCHENFELDER; ZOUAIN, 2002). Já as praias de Curumim, Capão da Canoa e Atlântida Sul apresentam o estágio intermediário como predominante (PEREIRA *et al.*, 2003; TABAJARA; GRUBER; MARTINHO, 2005; TABAJARA; ALMEIDA; MARTINS, 2008).

Entre Arroio do Sal e Imbé o setor praias apresenta grande homogeneidade e continuidade lateral das feições morfológicas. O campo de dunas frontais e a planície arenosa adjacente, ao contrário, apresentam heterogeneidade quanto a preservação e continuidade lateral de suas feições morfológicas, sendo ambas afetadas por intensa ação antrópica, consequência direta da acelerada ocupação urbana do espaço geográfico. Há tendência bisazonal das características morfológicas do setor praias, condicionadas pela variabilidade no comportamento hidrodinâmico do sistema e constatada na área dos perfis praias (WESCHENFELDER *et al.*, 1997). A homogeneidade das características e das variações morfológicas é atribuída ao fato de serem praias próximas, sujeitas basicamente ao mesmo regime hidrodinâmico, sem uma variação granulométrica significativa e uma plataforma continental praticamente homogênea (WESCHENFELDER, 1996; WESCHENFELDER *et al.*, 1997, WESCHENFELDER; AYUP-ZOUAIN, 2002). Os valores altos do desvio padrão da largura do pós-praia caracterizam-nas como praias móveis e susceptíveis a episódios constantes e significativos de erosão/acresção. A erosão da base das dunas frontais nas praias

entre Imbé e Arroio do Sal reflete episódios de mais alta energia (tempestades) que modificam a morfologia praial e das dunas frontais (WESCHENFELFER *et al.*, 1997).

Variações laterais de energia hidrodinâmica provavelmente estão vinculadas a presença de bancos submersos e as inflexões locais nas curvas batimétricas próximas a face praial, refletindo-se nas características morfológicas. As variações espaciais na declividade da face praial, onde a variação granulométrica espacial é mínima, determinam que a modelagem morfológica esteja basicamente vinculada aos parâmetros da ondulação que atingem a costa (WESCHENFELFER *et al.*, 1997). As praias são basicamente dissipativas, sendo que a tendência é maior a dissipatividade no verão, e nos demais períodos apresentam valores de  $\omega$  mais oscilantes (WESCHENFELDER; AYUP-ZOUAIN, 2002). Os parâmetros morfodinâmicos observados na praia de Tramandaí e Imbé mostram relação direta com a variabilidade das ondas, e principalmente, com as características morfológicas da praia e plataforma interna (TOLDO *et al.*, 1993a, 1993b).

Entre Solidão e São José do Norte as praias apresentam um comportamento sazonal, com menor energia no verão e maior energia no inverno (BARLETTA, 2000; BARLETTA; CALLIARI, 1999). Morfodinamicamente são classificadas como intermediárias (exceto Mar Grosso), com morfologia formada por bancos e cavas paralelas à linha de costa, que desempenham papel fundamental na dissipação da energia das ondas (BARLETTA, 2000).

As áreas das praias da Solidão, São Simão, Mostardas e Estreito mostram maior estabilidade em comparação à região do Farol da Conceição e Lagamarzinho, que exibem trechos de erosão e recuo da linha de dunas. Estas distinções devem-se a diferentes interações das condições de ondas com a plataforma interna adjacente, assim como a pequenas variações na direção da linha de costa para cada ponto, o que gera padrões de ondas e dispersão de sedimentos diferenciados. Para o Farol da Conceição e Lagamarzinho, as taxas de recuo da linha de costa demonstram erosão natural permanente (BARLETTA, 2000).

A porção de Mostardas, localizada a 10 km de Lagamarzinho, apresenta dunas frontais bem desenvolvidas, de até 4 m de altura. Apesar da pequena distância de Lagamarzinho, as diferenças morfológicas entre essas praias são notáveis. Pouca variação de volume foi detectada para a base das dunas frontais. Notou-se que uma berma acentuada é uma característica geral deste ponto de praia, não sendo verificados déficits de sedimento ao longo do período estudado (BARLETTA, 2000).

Em Lagamarzinho, evidências de erosão natural, com afloramentos de turfas no pós-praia e retração da linha de dunas frontais podem ser observados. As dunas frontais são pequenas e escarpadas, não ultrapassando 1,5 metros de altura. Também é observado um afloramento pontual de turfas na base das dunas frontais a aproximadamente 1 km ao sul do balneário (BARLETTA, 2000). Semelhante ao balneário de Lagamarzinho, as praias do Farol da Conceição exibem evidências de erosão natural, com afloramentos de turfa no pós-praia, cortes e retração na linha de dunas frontais. As características fisiográficas mudam bastante no Farol da Conceição, em relação ao Farol do Estreito, apesar da pouca distância entre ambos os pontos. Os índices de mobilidade, ômega e desvio padrão comprovam um comportamento intermediário (BARLETTA, 2000).

O Farol do Estreito apresenta uma fisiografia de dunas pequenas, sem cobertura vegetal, apresentando alta mobilidade. A porção de praia referente ao Farol do Estreito, distrito de Bojuru, apresenta um sistema de dunas tipo *hummocky*, pouco ou sem nenhuma vegetação. Nesta praia onde foi possível observar uma pequena mudança granulométrica na face praial, na qual verificou-se areia média no verão de 1999. A praia do Farol do Estreito pode se aproximar de estágios refletivos no verão, quando a praia está crescida na porção subaérea (BARLETTA, 2000).

A praia do Mar Grosso mostra um comportamento típico dissipativo com mudanças mínimas na morfologia das dunas na maior parte do tempo. A proximidade do molhe leste fornece a este setor maior mobilidade que os demais e menor largura de praia, o que confere a ocorrência eventual de características intermediárias. O campo de dunas é caracterizado como um cordão linear não contínuo de topografia irregular, sendo que a cobertura vegetal aumenta conforme se distancia dos molhes (OLIVEIRA, 2005; OLIVEIRA; CALLIARI, 2006).

A diferenciação entre o Mar Grosso e o Terminal ocorre pela deriva litorânea dos sedimentos, largura das praias e transporte eólico. A praia do Mar Grosso possui a deriva litorânea barrada pelos molhes, sendo bem mais estreita que a do Terminal, estando assim, mais exposta à energia das ondas de tempestades provenientes do quadrante Sul. Ainda assim, o Terminal ganhou mais sedimentos do que perdeu o Mar Grosso (SILVA; CALLIARI, 2001).

A praia do Terminal apresenta características dissipativas (CALLIARI; KLEIN, 1993), com pequena variação no volume sedimentar, ou seja, baixa mobilidade (TOZZI *et al.*, 1999; TOZZI; CALLIARI, 2000). O Terminal, dentro da proteção dos molhes, desenvolve um maior número de bancos devido ao maior aporte

sedimentar. No Cassino (Terminal e Querência), barras submersas e dunas frontais são a efetiva reserva do perfil sedimentar contra as fortes tempestades. O estado dissipativo está relacionado com a geomorfologia própria da costa exposta à tempestades, enquanto que os estados intermediários representam a boa disponibilidade sedimentar do local, apresentando sazonalidade esperada (TOZZI; CALLIARI, 2000).

Na região da Querência, as características intermediárias são mais notáveis, sendo que estando mais afastada dos molhes há maior exposição e menor aporte sedimentar, conseqüentemente, maior susceptibilidade ao ataque das ondas (TOZZI; CALLIARI, 2000). A praia da Querência é predominantemente dissipativa, e secundariamente intermediária, com largura de praia alta e mobilidade baixa. Em direção ao Navio Altair o estado praiado intermediário passa a ser mais frequente (ESPÍRITO SANTO, 2007).

A região da Sarita apresenta domínio dos estados intermediários (PEREIRA DA SILVA, 1998). As praias Sarita, Verga, Albardão, Fronteira Aberta e Hermenegildo são susceptíveis às tempestades, com alta mobilidade da linha de costa, e com morfologia sazonal esperada. O volume subaéreo varia muito em curtos episódios, o que representa uma moderada, às vezes alta, susceptibilidade a erosão (TOZZI *et al.*, 1999).

Os Concheiros do Albardão, com uma extensão de aproximadamente 30 km, apresentam sedimentos bimodais, com uma mistura de areia fina quartzosa, cascalho, e areia biodetrítica. Possui o maior valor de declividade do litoral gaúcho ( $> 5^\circ$ ). Durante tempestades causa erosão no perfil praiado com a formação de escarpas quase contínuas de 0,5 a 1,2 m, a aproximadamente 50 m da linha d'água. Feições secundárias sob a forma de cúspides praiadas são comuns e as características são intermediárias à refletivas (CALLIARI; KLEIN, 1993). Nesta região, a reserva sedimentar está na zona subaérea (pós-praia) e em aproximadamente dois bancos paralelos à costa. O perfil convexo varia pouco na largura e muito no volume vertical, concentrando a erosão na face da praia, diminuindo o impacto com depósitos de sobrelavagem. A morfologia de estado intermediário à refletivo é relacionada com a textura grossa, devido a presença dos carbonatos biodetríticos, o que caracteriza uma baixa susceptibilidade ao regime de tempestades (TOZZI *et al.*, 1999).

A praia do Hermenegildo, intermediária, possui alta susceptibilidade às tempestades, influenciada por depósitos compactados no pós-praia e na zona de

arrebenção que são recobertos por uma camada relativamente fina de sedimentos arenosos, remobilizando aproximadamente 20% do perfil pela ação das marés meteorológicas (TOZZI, 1999; TOZZI *et al.*, 1999). A praia do Chuí apresenta características intermediárias, evidenciadas pelos valores dos índices de mobilidade e pela constatada troca sedimentar (CALLIARI; KLEIN, 1993).

### 3. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ANTHONY, E. J.; VANHEE, S.; RUZ, M. H. Short-term Beach–Dune Sand Budgets on the North Sea Coast of France: sand supply from shoreface to dunes, and the role of wind and fetch. *Geomorphology*, v. 81, p. 316 – 329, 2006.

BARLETTA, R. C.; CALLIARI, L. J. Análise Morfodinâmica do Litoral Central do RS, SJN ao Farol da Solidão, entre 1996 e 1997. In: VII CONGRESSO DA ASSOCIAÇÃO BRASILEIRA DE ESTUDOS DO QUATERNÁRIO, 1999, Porto Seguro. *Anais...*, Porto Seguro: ABEQUA, 1999.

BARLETTA, R. C. *Efeito da Interação Oceano-Atmosfera sobre a Morfodinâmica das Praias do Litoral Central do Rio Grande do Sul, Brasil*. 2000. 134 p. Dissertação (Mestrado em Oceanografia Física, Química e Geológica) – Universidade Federal do Rio Grande, Rio Grande, 2000.

BAUER, B. O.; DAVIDSON-ARNOTT, R. G. D.; HESP, P. A.; NAMIKAS, S. L.; OLLERHEAD, J.; WALKER, I. J. Aeolian Sediment Transport on a Beach: surface moisture, wind fetch, and mean transport. *Geomorphology*, v. 104, p. 106 – 116. 2009.

BUCHMANN, F. S.; TOMAZELLI, L. J. Fósseis da Megafauna Terrestre Coletados na Plataforma Continental Interna, RS, Brasil, e sua Relação com a Dinâmica Costeira Passada e Atual. In: VII CONGRESSO DA ASSOCIAÇÃO BRASILEIRA DE ESTUDOS DO QUATERNÁRIO, 1999, Porto Seguro. *Anais...*, Porto Seguro: ABEQUA, 1999.

BUCHMANN, F. S. C.; TOMAZELLI, L. J. Relict Nearshore Shoals of Rio Grande do Sul, Southern Brazil: Origin and Effects on Nearby Modern Beaches. *Journal of Coastal Research*, SI 35, p. 318 – 322. 2003.

BUCHMANN, F. S. C.; CARON, F.; LOPES, R. P.; UGRI, A.; LIMA, L. G. Panorama Geológico da Planície Costeira do Rio Grande do Sul. In: RIBEIRO, A.M.; BAUERMAN, S.G. & SCHERER, C.S. (Ed.). *Quaternário do Rio Grande do Sul – integrando conhecimentos*. Porto Alegre: Serie Monografia, n. 1, 2009. p. 35 – 56.

BURVINGT, O.; MASSELINK, G.; RUSSEL, P.; SCOTT, T. Classification of Beach Response to Extreme Storms. *Geomorphology*, v. 295, p. 722 – 737. 2017.

CALLIARI, L. J.; KLEIN, A. H. F. Características Morfodinâmicas e Sedimentológicas das Praias Oceânicas Entre Rio Grande e Chuí, RS. *Pesquisas em Geociências*, n. 20, v. 1, p. 48 – 56. 1993.

CALLIARI, L. J.; KLEIN, A. H. F.; BARROS, F. C. R. Beach Differentiation along the Rio Grande do Sul Coastline (Southern Brazil). *Revista Chilena de História Natural*, n. 69, p. 485 – 493. 1996.

CALLIARI, L. J.; SPERANSKI, N.; BOUKAREVA, I. Stable Focus of Wave Rays as a Reason of Local Erosion at the Southern Brazilian Coast. *Journal of Coastal Research*, SI 26, p. 19 – 23. 1998.

CARON, F.; TOMAZELLI, L. J.; LIMA, L. G.; BARBOZA, E. G.; ROSA, M. L. C.; DILLENBURG, S. R. Características Estratigráficas da Barreira Transgressiva Holocênica na Praia dos Concheiros, Planície Costeira do Rio Grande do Sul, Brasil. In: XIII CONGRESSO DA ASSOCIAÇÃO BRASILEIRA DE ESTUDOS DO QUATERNÁRIO, 2011, Búzios. *Anais...*, Búzios: ABEQUA, 2011.

CARON, F. *Estratigrafia e Evolução da Barreira Holocênica na Região Costeira de Santa Vitória do Palmar, Planície Costeira do Rio Grande do Sul, Brasil*. 2014. 172 p. Tese (Doutorado em Ciências) – Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 2014.

CASTELLE, B.; BUJAN, S.; FERREIRA, S.; DODET, G. Foredune Morphological Changes and Beach Recovery from the Extreme 2013-2014 Winter at a High-energy Sandy Coast. *Marine Geology*, v. 385, p. 41 – 55. 2017.

CLEROT, L. C. P.; MEDEANIC, S.; TORGAN, L. C.; DILLENBURG, S. R.; TOMAZELLI, L. J. Evolução da Barreira IV na Região do Cassino, Rio Grande – RS. In: IX CONGRESSO DA ASSOCIAÇÃO BRASILEIRA DE ESTUDOS DO QUATERNÁRIO, 2003, Recife. *Anais...*, Recife: ABEQUA, 2003.

CORRÊA I. C. S. *Analyse morphostructurale et evolution paleogeographique de la plate-forme continentale atlantique sud bresilienne (Rio Grande do Sul - Bresil)*. 1990. 314 p. Tese (Doutorado em Oceano) – Universidade de Bourdeaux, Bourdeaux, 1990.

D'ALESSANDRO, F.; TOMASICCHIO, G. R. Wave–Dune Interaction and Beach Resilience in Large-Scale Physical Model Tests. *Coastal Engineering*, v. 116, p. 15 – 25. 2016.

DALRYMPLE, R. A.; MACMAHAN, J. H.; RENIERS, A. J. H. M.; NELKO, V. Rip Currents. *Annual Review of Fluid Mechanics*, v. 43, p. 551 – 581. 2011.

DELANEY, P. J. V. Fisiografia e Geologia de Superfície da Planície Costeira do Rio Grande do Sul. *Publicação Especial da Escola de Geologia/ UFRGS*, n. 6, 105 p. 1965.

DILLENBURG, S. R.; ROY, P. S.; COWELL, P. J.; TOMAZELLI, L. J. Influence of Antecedent Topography on Coastal Evolution as Testes by the Shoreface Translation-Barrier Model (STM). *Journal of Coastal Research*, v. 16, n. 1, p. 71 – 81. 2000.

DILLENBURG, S. R.; ESTEVES, L. S.; TOMAZELLI, L. J. A Critical Evaluation of Coastal Erosion in Rio Grande do Sul, Southern Brazil. *Anais da Academia Brasileira de Ciência*, v. 76, n. 3, p. 611 – 623. 2004.

DILLENBURG, S. R.; TOMAZELLI, L. J.; BARBOZA, E. G. Barrier Evolution and Placer Formation at Bujuru southern Brazil. *Marine Geology*, v. 203, p. 43 – 56. 2004.

DILLENBURG, S. R.; TOMAZELLI, L. J.; HESP, P. A.; BARBOZA, E. G.; CLEROT, L. C. P.; DA SILVA, D. B. Stratigraphy and Evolution of a Prograded Transgressive Dunefield Barrier in Southern Brazil. *Journal of Coastal Research*, SI 39, p. 132 – 135. 2004.

DILLENBURG, S. R.; TOMAZELLI, L. J.; MARTINS, L. R.; BARBOZA, E. G. Modificações de Longo Período da Linha de Costa das Barreiras Costeiras do Rio Grande do Sul. *Gravel*, n. 3, p. 9 – 14. 2005.

DILLENBURG, S. R.; BARBOZA, E. G.; TOMAZELLI, L. J.; LIMA, L. G.; BEACKER, J. E. G. A Barreira Costeira de Dunas Altas no Litoral Médio do Rio Grande do Sul: um exemplo de barreira agradacional ou estacionária. In: XI CONGRESSO DA ASSOCIAÇÃO BRASILEIRA DE ESTUDOS DO QUATERNÁRIO, 2007, Belém. *Anais...*, Belém: ABEQUA, 2007.

DILLENBURG, S. R.; BARBOZA, E. G. Long- and Short-term Progradation of a Regressive Barrier in Southern Brazil. *Journal of Coastal Research*, n. 56, p. 599 – 601. 2009.

DILLENBURG, S. R.; BARBOZA, E. G.; TOMAZELLI, L. J.; ROSA, M. L. C. C.; MACIEL, G. S. Aeolian Deposition and Barrier Stratigraphy of the Transition Region Between a Regressive and a Transgressive Barrier. *Journal of Coastal Research*, SI 65, p. 464 – 469. 2013.

DILLENBURG, S. R.; HESP, P.; CECÍLIO, R.; MIOT DA SILVA, G. Wave Energy as a Control on Dune Development on two Regressive Barriers in Southern Brazil. *Journal of Coastal Research*, SI 75, p. 273 – 277. 2016.

DILLENBURG, S. R.; BARBOZA, E. G.; ROSA, M. L. C. C.; CARON, F.; SAWAKUCHI, A. O. 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.

ESPÍRITO SANTO, R. M. *Variabilidade morfodinâmica entre as Regiões da Querência e do Navio Altair na Praia do Cassino, RS*. 2007. 159 p. Dissertação (Mestrado em Oceanografia Química, Física e Geológica) – Universidade Federal do Rio Grande, Rio Grande, 2007.

GOULART, E. S. *Morfodinâmica da Antepraia Adjacente ao Farol da Conceição: litoral médio do RS*. 2010. 99 p. Dissertação (Mestrado em Oceanografia Física, Química e Geológica) – Universidade Federal do Rio Grande, Rio Grande, 2010.

- GUEDES, R. M. C.; CALLIARI, L. J.; PEREIRA, P. S. Morfodinâmica da Praia e Zona de Arrebentação do Cassino, RS Através de Técnicas de Vídeo Imageamento e Perfis de Praia. *Pesquisas em Geociências*, n. 36, v.2, p. 165 – 180. 2009.
- HASENACK, H.; FERRARO, L. W. Considerações sobre o Clima da Região de Tramandaí, RS. *Pesquisa em Geociências*, n. 22, p. 53 – 70. 1989.
- HEGGE, B.; ELIOT, I.; HSU, J. Sheltered Sandy Beaches of Southwestern Australia. *Journal of Coastal Research*, v. 12, n. 3, p. 748 – 760. 1996.
- HESP, P. A. Surfzone-Beach-Dune Interactions: flow and sediment transport across the intertidal beach and backshore. *Journal of Coastal Research*, SI 75, p. 8 – 12. 2012.
- HOUSER, C.; HAPKE, C.; HAMILTON, S. Controls on Coastal Dune Morphology, Shoreline Erosion and Barrier Island Response to Extreme Storms. *Geomorphology*, v. 100, p. 223 – 240. 2008.
- HOUSER, C.; WERNETTE, P.; RENTSCHLAR, E.; JONES, H.; HAMMOND, B.; TRIMBLE, S. Post-storm Beach and Dune Recovery: implications for barrier island resilience. *Geomorphology*, v. 234, p. 54 – 63. 2015.
- JACKSON, D. W. T.; COOPER, J. A. G.; DEL RIO, L. Geological Control of Beach Morphodynamic State. *Marine Geology*, v. 216, p. 297 – 314. 2005.
- LIMA, S. F.; ALMEIDA, L. E. S. B.; TOLDO, E. E. Estimativa da Capacidade do Transporte Longitudinal de Sedimentos a partir de Dados de Ondas para a Costa do Rio Grande do Sul. *Pesquisas em Geociências*, v. 28, n. 2, p. 99 – 107. 2001.
- LIMA, L. G.; DILLENBURG, S. R.; MEDEANIC, S.; BARBOZA, E. G.; ROSA, M. L. C. C.; TOMAZELLI, L. J.; DEHNHARDT, B. A.; CARON, F. Sea-level Rise and Sediment Budget Controlling the Evolution of a Transgressive Barrier in Southern Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, n. 42, p. 27 – 38. 2013.
- MARTINHO, C. T.; DILLENBURG, S. R.; HESP, P.A. Mid to Late Holocene Evolution of Transgressive Dunefields from Rio Grande do Sul Coast, Southern Brazil. *Marine Geology*, n. 256, 49 – 64. 2008.
- MASSELINK, G. Simulating the Effects of Tides on Beach Morphodynamics. *Journal of Coastal Research*, SI 15, p. 180 – 197. 1993.
- MASSELINK, G.; SHORT, A. D. The Effect of Tide Range on Beach Morphodynamics and Morphology: a conceptual beach model. *Journal of Coastal Research*, v. 9, n. 3, p. 785 – 800. 1993.
- MASSELINK, G.; VAN HETEREN, S. Response of Wave-Dominated and Mixed-Energy Barriers to Storms. *Marine Geology*, v. 352, p. 321 – 347. 2014.
- MIOT DA SILVA, G.; HESP, P. Coastline Orientation, Aeolian Sediment Transport and Foredune and Dunefield Dynamics of Moçambique Beach, Southern Brazil. *Geomorphology*, v. 120, p. 258 – 278. 2010.

MIOT DA SILVA, G.; MOUSAVI, S. M. S.; JOSE, F. Wave-driven Sediment Transport and Beach-Dune Dynamics in a Headland Bay Beach. *Marine Geology*, v. 323 – 325, p. 29 – 46. 2012.

OLIVEIRA, A. O. *Subsídios para o Planejamento do Balneário do Mar Grosso, São José do Norte, RS: avaliação de aspectos geomorfológicos e morfodinâmicos com auxílio de geotecnologias*. 2005. 157 p. Dissertação (Mestrado em Oceanografia Física, Química e Geológica) – Universidade Federal do Rio Grande, Rio Grande, 2005.

OLIVEIRA, A. O.; CALLIARI, L. J. Mobilidade das Praias do Mar Grosso, São José do Norte, RS. In: X CONGRESSO DA ASSOCIAÇÃO BRASILEIRA DE ESTUDOS DO QUATERNÁRIO, 2005, Guarapari. *Anais...*, Guarapari: ABEQUA, 2005.

OLIVEIRA, A. O.; CALLIARI, L. J. Morfodinâmica da Praia do Mar Grosso, São José do Norte/RS. *Gravel*, n. 4, p. 23 – 36. 2006.

PEREIRA, P. S.; CALLIARI, L. J.; LÉLIS, R. J. F.; FIGUEIREDO, S. A. Riscos Associados ao Banho de Mar e sua Relação com a Heterogeneidade Morfodinâmica das Praias do Rio Grande do Sul, Brasil: projeto segurança nas praias. In: IX CONGRESSO DA ASSOCIAÇÃO BRASILEIRA DE ESTUDOS DO QUATERNÁRIO, 2003, Recife. *Anais...*, Recife: ABEQUA, 2003.

PEREIRA DA SILVA, R. *Ocorrência, Distribuição e Caracterização dos Sangradouros na Zona Costeira do Rio Grande do Sul: trecho Rio Grande – Chuí, RS*. 1998. 146 p. Dissertação (Mestrado em Geociências) – Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 1998.

PIVEL, M. A. G. *Caracterização Morfodinâmica e Sedimentológica das Praias de Torres (RS)*. 1997. 72 p. Monografia (Graduação em Oceanologia) – Universidade Federal do Rio Grande, Rio Grande, 1997.

PIVEL, M. A. G.; CALLIARI, L. J. Mobilidade das Praias de Torres, RS. In: VII CONGRESSO DA ASSOCIAÇÃO BRASILEIRA DE ESTUDOS DO QUATERNÁRIO, 1999, Porto Seguro. *Anais...*, Porto Seguro: ABEQUA, 1999.

ROELVINK, D.; RENIERS, A.; VAN DONGEREN, A.; VRIES, J. T.; MCCALL, R.; LESCINSKI, J. Modelling Storm Impacts on Beaches, Dunes and Barrier Islands. *Coastal Engineering*, v. 56, p. 1133 – 1152. 2009.

RUGGIERO, P.; KAMINSKY, G. M.; GELFENBAUM, G.; COHN, N. Morphodynamics on Prograding Beaches: a synthesis of seasonal- to century-scale observations of the Columbia River littoral cell. *Marine Geology*, v. 376, p. 51 – 68. 2016.

SARAIVA, J. M. B.; BEDRAN, C.; CARNEIRO, C. Monitoring of Storm Surges on Cassino Beach, RS, Brazil. *Journal of Coastal Research*, SI 35, p. 323 – 331. 2003.

SHERMAN, D. J.; BAUER, B. O. Dynamics of Beach-Dune Systems. *Progress in Physical Geography*, v. 17, n. 4, p. 413 – 447. 1993.

SHERMAN, D. J.; LYONS, W. Beach-State Controls on Aeolian Sand Delivery to Coastal Dunes. *Physical Geography*, v. 15, n. 4, p. 381 – 395. 1994.

- SHORT, A. D.; HESP, P. A. Wave, Beach and Dune Interaction in Southeastern Australia. *Marine Geology*, v. 48, p. 259 – 284. 1982.
- SHORT, A. D.; AAGAARD, T. Single and Multi-Bar Beach Change Models. *Journal of Coastal Research*, SI 15, p. 141 – 157. 1993.
- SHORT, D. A. Role of Geological Inheritance in Australian Beach Morphodynamics. *Coastal Engineering*, v. 57, p. 92 – 97. 2010.
- SILVA, A. R. P.; CALLIARI, L. J. Erosão versus Progradação da Linha de Costa de Praias Expostas e Contíguas a Grandes Estruturas. In: VIII CONGRESSO DA ASSOCIAÇÃO BRASILEIRA DE ESTUDOS DO QUATERNÁRIO, 2001, Imbé, *Anais...*, Imbé: ABEQUA, 2001.
- SILVA, R.; MARTÍNEZ, M. L.; ODÉRIZ, I.; MENDOZA, E.; FEAGIN, R. A. Response of Vegetated Dune–Beach Systems to Storm Conditions. *Coastal Engineering*, v. 109, p. 53 – 62. 2016.
- SPERANSKI, N.; CALLIARI, L. Bathymetric Lenses and Localized Coastal Erosion in Southern Brazil. *Journal of Coastal Research*, SI 34, p. 209 – 215. 2001.
- TABAJARA, L. L.; GRUBER, N. S.; MARTINHO, C. T. Controle Morfodinâmico na Formação das Dunas Frontais e Transgressivas no Litoral Norte do Rio Grande do Sul. In: X CONGRESSO DA ASSOCIAÇÃO BRASILEIRA DE ESTUDOS DO QUATERNÁRIO, 2005, Guarapari, *Anais...*, Guarapari: ABEQUA, 2005.
- TABAJARA, L. L. C. A.; ALMEIDA, L. E. S. B.; MARTINS, L. R. Morfodinâmica Bi-Tridimensional de Praia e Zona de Surfe Intermediária-Dissipativa no Litoral Norte-RS. *Gravel*, n. 1, v. 6, p. 81 – 97. 2008.
- TAMURA, T. Beach Ridges and Prograded Beach Deposits as Palaeoenvironment Records. *Earth-Science Reviews*, v. 114, n. 3 - 4, p. 279 – 297. 2012.
- TOLDO, E. E. Jr.; ALMEIDA, L. E. S. B.; DILLENBURG, S. R.; TABAJARA, L. L.; FERREIRA, E. R.; BORGHETTI, C. Parâmetros Morfodinâmicos e Deriva Litorânea da Praia de Tramandaí – RS. *Geosul*, n. 15, p. 75 – 88. 1993a.
- TOLDO, E. E. Jr.; DILLENBURG, S. R.; ALMEIDA, L. E. S. B.; TABAJARA, L. L.; MARTINS, R. R.; CUNHA, L. O. B. P. Parâmetros Morfodinâmicos da Praia de Imbé, RS. *Pesquisas em Geociências*, n. 20, v. 1, p. 27 – 32. 1993b.
- TOMAZELLI, L. J.; VILLWOCK, J. A. Considerações Sobre o Ambiente Praial e a Deriva Litorânea de Sedimentos ao Longo do Litoral Norte do Rio Grande do Sul, Brasil. *Pesquisas em Geociências*, n. 19, v. 1, p. 3 – 12. 1992.
- TOMAZELLI, L. J. O Regime de Ventos e a Taxa de Migração das Dunas Costeiras do Rio Grande do Sul, Brasil. *Pesquisas em Geociências*, n. 20, v. 1, p. 18 – 26. 1993.

TOMAZELLI, L. J.; DILLENBURG, S. R. O Uso do Registro Geológico e Geomorfológico na Avaliação da Erosão de Longo Prazo na Costa do Rio Grande do Sul. *Geosul*, n. 14, p. 47 – 53. 1998.

TOMAZELLI, L. J.; VILLWOCK, J. A. O Cenozóico Costeiro do Estado do Rio Grande do Sul. In: HOLZ, M.; DE ROS, L. F. (Ed.). *Geologia do Rio Grande do Sul*. Porto Alegre: CIGO, UFRGS, 2000. p. 375 – 406.

TOMAZELLI, L. J.; DILLENBURG, S. R.; VILLWOCK, J. A. Geological Evolution of Rio Grande do Sul Coastal Plain, Southern Brazil. *Journal of Coastal Research*, SI 39, p. 275 – 278. 2004.

TOMAZELLI, L. J.; VILLWOCK, J. A. Mapeamento Geológico de Planícies Costeiras: o exemplo da costa do Rio Grande do Sul. *Gravel*, n. 3, p. 109 – 115. 2005.

TOZZI, H. A. M. *Influência das Tempestades Extratropicais sobre o Estoque subaéreo das Praias entre Rio Grande e Chuí, RS: campanha de outono e inverno de 1996*. 1999. 115 p. Dissertação (Mestrado em Geociências) – Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 1999.

TOZZI, H. A. M.; PEREIRA DA SILVA, R.; CALLIARI, L. J.; BARLETTA, R. C. Variações de Curto e Longo Período na Morfologia das Praias entre Cassino e Hermenegildo. In: VII CONGRESSO DA ASSOCIAÇÃO BRASILEIRA DE ESTUDOS DO QUATERNÁRIO, 1999, Porto Seguro, *Anais...*, Porto Seguro: ABEQUA, 1999.

TOZZI, H. A. M.; CALLIARI, L. J. Morfodinâmica da Praia do Cassino, RS. *Pesquisas em Geociências*, n. 27, v. 1, p. 29 – 42. 2000.

TRAVESSAS, F. A.; DILLENBURG, S. R.; CLEROT, L. C. P. Estratigrafia e Evolução da Barreira Holocênica do Rio Grande do Sul no Trecho Tramandaí-Cidreira. *Boletim Paranaense de Geociências*, n. 57, p. 57 – 73. 2005.

VILLWOCK, J. A. *Contribuição a Geologia do Holoceno da Província Costeira do Rio Grande do Sul – Brasil*. 1972. 134 p. Dissertação (Mestrado em Geociências) – Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 1972.

VILLWOCK, J. A. Geology of the Coastal Province of Rio Grande do Sul, Southern Brazil. A Synthesis. *Pesquisas*, n. 18, p. 5 – 49. 1984.

VILLWOCK, J. A.; TOMAZELLI, L. J.; LOSS, E. L.; DEHNHARDT, E. A.; HORN, N. O.; BACHI, F. A.; DEHNHARDT, B. A. Geology of the Rio Grande do Sul Coastal Province. In: Rabassa, J. (Ed). *Sea-Level Changes and Quaternary Shorelines Quaternary of South America and Antarctic Peninsula*. Rotterdam: Balkema, 1986. p. 79 – 97.

VILLWOCK, J. A.; TOMAZELLI, L. J. Geologia Costeira do Rio Grande do Sul. *Notas Técnicas*, n. 8, p. 1 – 45. 1995.

VILLWOCK, J. A.; TOMAZELLI, L. J. Planície Costeira do Rio Grande do Sul: gênese e paisagem atual. In: BECKER, F. G.; RAMOS, R. A.; MOURA, L. A. (Org.). *Biodiversidade – Regiões da Lagoa do Casamento e dos Butiazais de Tapes*,

*Planície Costeira do Rio Grande do Sul*. Brasília: Ministério do Meio Ambiente, 2007. 388 p.

WALKER, I. J.; DAVIDSON-ARNOTT, R. G. D.; BAUER, B. O.; HESP, P. A.; DELGADO-FERNANDEZ, I.; OLLERHEAD, J. SMYTH, T. A. G. Scale-Dependent Perspectives on the Geomorphology and Evolution of Beach-Dune Systems. *Earth-Science Reviews*, v. 171, p. 220 – 253. 2017.

WANG, Z. B.; HOEKSTRA, P.; BURCHARD, H. RIDDERINKHOF, H.; DE SWART, H. E.; STIVE, M. J. F. Morphodynamics of the Wadden Sea and its Barrier Island System. *Ocean & Coastal Management*, v. 68, p. 39 – 57. 2012.

WESCHENFELDER, J. *Variabilidade Morfodinâmica das Praias Oceânicas entre Imbé e Arroio do Sal, Estado do Rio Grande do Sul, Brasil*. 1996. p. 144. Dissertação (Mestrado em Geociências) – Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 1996.

WESCHENFELDER, J.; AYUP-ZOUAIN, R. N.; ZOMER, S. L. C.; SOUTO, R. P. Caracterização Morfológica das Praias Oceânicas entre Imbé e Arroio do Sal. *Notas Técnicas*, n. 10, p. 35 – 48. 1997.

WESCHENFELDER, J.; AYUP-ZOUAIN, R. N. Variabilidade Morfodinâmica das Praias Oceânicas entre Imbé e Arroio do Sal, RS, Brasil. *Pesquisas em Geociências*, n. 29, v. 1, p. 3 – 13. 2002.

WRIGHT, L. D.; SHORT, A. D. Morphodynamic Variability of Surf Zones and Beaches: A Synthesis. *Marine Geology*, v. 56 p. 93 – 118. 1984.

## CAPÍTULO II

# A MORFODINÂMICA PRAIAL E A BARREIRA HOLOCÊNICA AO LONGO DO ESTADO DO RIO GRANDE DO SUL, BRASIL.

## BEACH MORPHODYNAMICS AND HOLOCENIC BARRIER ALONG RIO GRANDE DO SUL STATE, BRAZIL.

Camila REICHOW<sup>1</sup>, Jair WESCHENFELDER<sup>1,2</sup> & Sérgio Rebello DILLENBURG<sup>1,2</sup>

<sup>(1)</sup> Programa de Pós-Graduação em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Av. Bento Gonçalves, 9500, CEP 91.540-000, Porto Alegre, Brasil. E-mail: cami.reichow@gmail.com.

<sup>(2)</sup> Centro de Estudos Costeiros e Oceânicos, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Av. Bento Gonçalves, 9500, CEP 91.540-000, Porto Alegre, Brasil. E-mail: jair.weschenfelder@ufrgs.br, sergio.dillenburg@ufrgs.br.

**Resumo.** Análise dos parâmetros morfométricos publicados sobre a morfodinâmica praial buscou estabelecer de que maneira ocorre a interação entre o ambiente praial e a barreira costeira holocênica do Rio Grande do Sul (RS). Dados de 31 locais permitiram estabelecer 5 grupos segundo o estado morfodinâmico praial: 1) praias intermediárias de mobilidade moderada à alta, correspondente a barreira agradacional, e, também associadas às praias com característica retrogradante da barreira; 2) praias dissipativas e intermediárias, com mobilidade moderada à alta, associadas à barreira progradante do litoral norte; 3) praias intermediárias de baixa mobilidade, associadas à porção norte da barreira agradacional e às praias do litoral sul, que representam a transição entre a barreira progradante e retrogradante; 4) praias dissipativas e intermediárias, de baixa mobilidade, da barreira progradante do litoral sul; 5) praias intermediárias onde o estágio refletivo ocorre eventualmente, associado a barreira retrogradante. As praias dissipativas e intermediárias possuem energia suficiente para remobilizar sedimentos da antepraia e os transportar para a praia, onde a formação ou não das dunas é influenciada pelo potencial de transporte do vento NE e pela orientação da linha de costa. A alta mobilidade praial torna os ambientes susceptíveis aos episódios de erosão durante a passagem de eventos de tempestades, de forma que a recuperação natural destes ambientes está associada à disponibilidade sedimentar da região. Assim, o comportamento da barreira pode estar associado a múltiplos fatores, como os processos resultantes do comportamento morfodinâmico praial e a disponibilidade sedimentar.

**Palavras-chave.** Morfodinâmica Praial, Evolução Costeira, Barreiras Costeiras, Holoceno.

### Abstract.

An analysis of the morphometric parameters of the published works about the beach morphodynamics searched to establish how the environment and a holocene coastal barrier are related. Data from 31 beaches allowed a separation in 5 morphodynamic groups: 1) intermediate beaches of moderate to high mobility, corresponding to the aggradational barrier, and also associated to the beaches with retrogradational characteristic of the barrier; 2) dissipative and intermediate beaches, with moderate to high mobility, associated to the prograded barrier of the north coastline; 3) intermediate beaches with low mobility, associated with the northern portion of the aggradational barrier and the beaches of the south coast, which represent a transition between a transgressive and regressive barrier; 4) dissipative and intermediate beaches, with low

mobility, of the prograded barrier of the south coast; 5) intermediate beaches where the reflective stage eventually occurs, into the retrogradational barrier. Dissipative and intermediate beaches have enough energy to remobilize sediment from the shoreface and transport to a beach, where the formation or not of the dune is influenced by the potential transport of NE wind and the orientation of the coastline. High beach mobility makes environments susceptible to erosion episodes during a storm event, so the natural recovery of these environments is associated with the sedimentary availability. Thus, the behavior of the barrier may be associated with multiple factors, such as processes resulting from morphodynamic behavior and a positive sediment budget.

**Keywords.** Beach Morphodynamic, Coastal Evolution, Coastal Barrier, Holocene.

## 1 Introdução

A zona costeira compreende um setor de transição marinho e terrestre, onde a velocidade e direção do vento, a ação das ondas e sua interação com o fundo, juntamente com a disponibilidade e tamanho sedimentar, e o transporte longitudinal e perpendicular à costa são responsáveis por setores costeiros diferenciados ao longo da costa. A interação destes fatores que agem de forma distinta no litoral do Rio Grande do Sul (RS) resulta na formação de setores costeiros com características que diferem na morfodinâmica praial, desenvolvimento e morfologia das dunas frontais e dos campos de dunas, e também na evolução da barreira holocênica.

Estudos acerca da morfodinâmica praial no RS iniciaram na década de 1990 (Calliari & Klein, 1993; Toldo *et al.*, 1993a, 1993b; Pivel, 1997; Weschenfelder *et al.*, 1997; Barletta & Calliari, 1999; Tozzi *et al.*, 1999), utilizando a classificação proposta por Wright & Short (1984) para a costa australiana e também os parâmetros morfométricos de Short & Hesp (1982). Segundo Wright & Short (1984) o modelo de classificação praial com influência de micromaré inclui seis estágios, do dissipativo ao refletivo passando por quatro estágios intermediários, cada um com suas características particulares. Os parâmetros de Short & Hesp (1982) permitem associar a mobilidade praial com os respectivos estágios praias, e também relacionar as interações entre a praia, a duna e a energia de ondas. De maneira geral, o modelo propõe que em médio e longo prazo as praias dissipativas apresentam: o transporte máximo de sedimentos em direção à costa pela ação das ondas e também pelo vento, as dunas frontais mais altas e volumosas e os campos de dunas holocênicos mais amplos. Já as praias refletivas exibem o oposto, enquanto as praias intermediárias apresentam uma tendência entre os extremos, com transporte sedimentar variando de relativamente alto para relativamente baixo, assim como o volume das dunas frontais e da barreira costeira.

As barreiras costeiras são os elementos deposicionais ou feições geomorfológicas mais importantes de costas de baixo gradiente dominadas por ondas. Elas ocorrem em diversos ambientes costeiros, especialmente em costas de margem passiva, onde a superfície

topográfica costeira é em geral levemente inclinada e onde os sedimentos tendem a ser mais abundantes (Dillenburg *et al.*, 2009). A barreira costeira holocênica do RS foi classificada inicialmente por Dillenburg *et al.* (2000) como progradante nas reentrâncias costeiras, onde há maior atenuação da energia de ondas, e retrogradantes nas projeções, onde a energia de ondas é maior, e desde então toda a barreira vêm sendo estudada com detalhe (Dillenburg *et al.*, 2004a, 2004b, 2004c, 2005, 2013, 2016, 2017; Travessas *et al.*, 2005; Martinho *et al.*, 2008; Dillenburg & Barboza, 2009; Lima *et al.*, 2013; Caron, 2014), permitindo um aprimoramento deste resultado inicial.

A costa do estado do RS já foi considerada monótona, retilínea e sem variações significativas na região litorânea por muitos anos e conforme houve o avanço das pesquisas neste setor tal ideia foi sendo abandonada. Assim, dada a variabilidade da evolução costeira holocênica ao longo da costa, e visto que muitos fatores já foram estudados e apontados como influenciadores nesta evolução, o presente trabalho tem o objetivo de estabelecer uma relação entre a interação da morfodinâmica praias com as dunas costeiras e os diferentes setores da barreira holocênica no estado do RS, visando um melhor entendimento das ligações entre os fenômenos morfológicos que ocorrem em diferentes escalas temporal e espacial.

## **2 Área, materiais e métodos**

### *2.1 Área de Estudo*

#### *2.1.1 Caracterização da área de estudo*

O RS é o estado mais ao sul do Brasil, com uma linha de costa orientada NE-SW com 620 km de extensão de maneira quase contínua (Fig. 1). O litoral do RS é delimitado ao norte pela desembocadura do Rio Mambituba e ao sul pela desembocadura do Arroio Chuí. Dentro desses limites a linha de costa é interrompida por duas desembocaduras fixadas por molhes, em Rio Grande (Lagoa dos Patos) e em Tramandaí (Laguna de Tramandaí).

O clima é temperado úmido, a precipitação é bem distribuída ao longo do ano e o regime de maré é classificado como de micromaré segundo Davies (1980). A média diária anual de amplitude de maré é de 0,47 m, entretanto, o vento e a pressão atmosférica desempenham o papel principal nas oscilações de curto período do nível do mar ao longo da costa. Durante a passagem de sistemas frontais a linha da água pode atingir a base das dunas, com aproximadamente 1,7 m acima do nível médio do mar (Calliari *et al.*, 1996).

As direções da corrente longitudinal e da deriva litorânea são fortemente influenciadas pela direção e intensidade da componente longitudinal do vento, sendo um transporte bidirecional com resultante para NE (Fontoura *et al.*, 2013). Essa resultante pode ser evidenciada pelos indicadores geomorfológicos (Tomazelli & Villwock, 1992) e também quantitativos (Lima *et al.*, 2001). Conforme Tomazelli (1993) o vento dominante provém de NE e, embora sobre ao longo de todo o ano, é mais ativo nos meses de primavera e verão. O vento de W-SW, secundário, é mais eficaz nos meses de inverno. Os ventos NE são importantes na migração das dunas porque eles predominam durante períodos secos (verão e primavera) enquanto que os ventos S usualmente vêm com precipitação de sistemas frontais durante o inverno (Tomazelli, 1990; Giannini, 1993; Martinho, 2008).

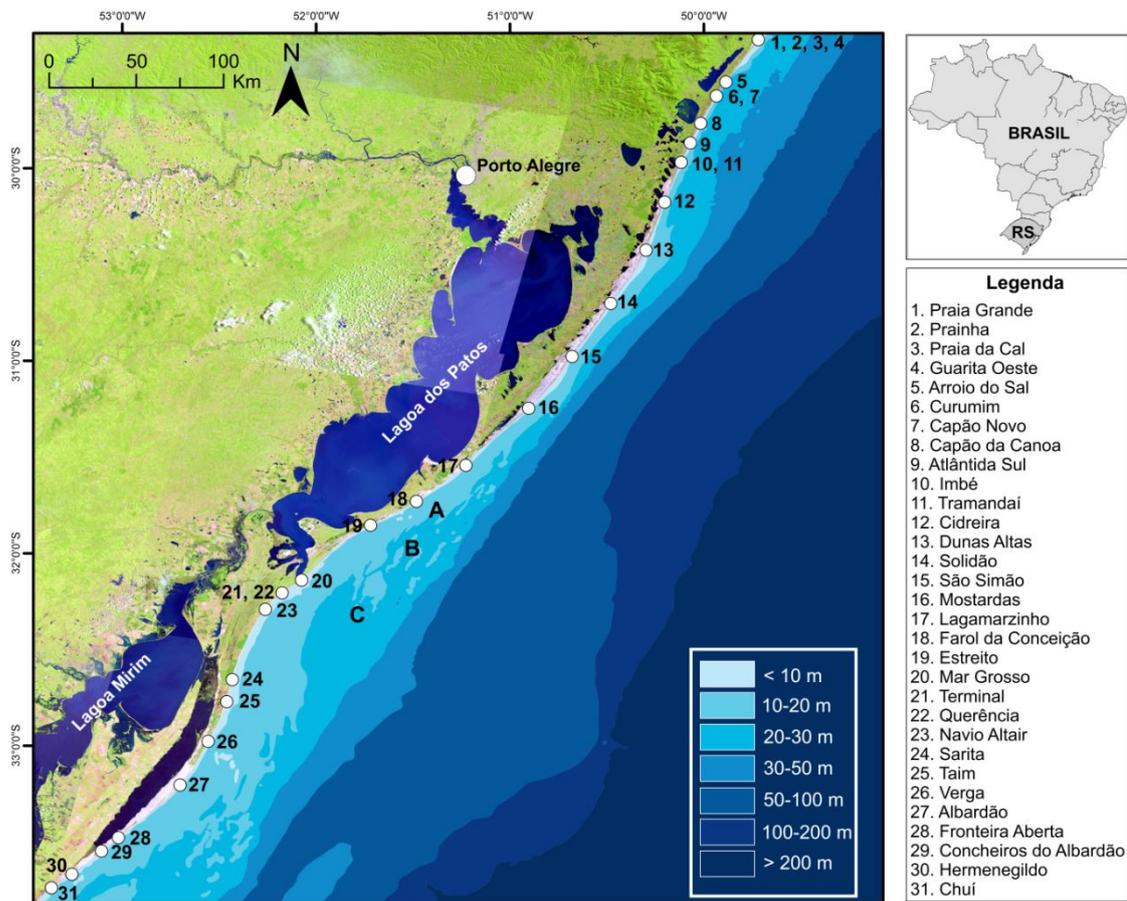


Figura 1. Área de estudo, o litoral do RS, a partir de imagens Landsat 7. Os 31 pontos no mapa indicam as praias estudadas, e as letras A, B e C indicam os altos topográficos, nomeados como: Banco Capela, Banco Minuano e Parcel do Carpinteiro, respectivamente.

*Figure 1. Study area, RS coastline (Landsat 7 images). 31 points in the map indicate the studied beaches, and the letters A, B and C are topographic highs, Capela Bank, Minuano Bank and Parcel do Carpinteiro.*

Segundo Romeu *et al.* (2015) predominam as ondas do quadrante sul na forma de *swell* nas estações inverno e outono, enquanto que as ondas do quadrante leste predominam no verão na forma de vagas e na primavera como *swell*. Atualmente as praias do RS não recebem um aporte sedimentar significativo, isso porque a maior parte da carga de fundo fica trapeada nas lagoas e em outros ambientes costeiros (Figueiredo & Calliari, 2006; Dillenburg *et al.*, 2013).

A plataforma do estado do RS apresenta isolinhas batimétricas paralelas sem altos topográficos no litoral norte e centro-norte (até aproximadamente São Simão) e também nas proximidades do balneário Cassino (Terminal e Querência, Fig. 1), sendo que o litoral centro-sul e ao sul do Cassino são caracterizados por isolinhas irregulares e com a presença de altos topográficos (Corrêa, 1990). A geometria de tais características batimétricas é um parâmetro que pode modificar o padrão de erosão e deposição sedimentar, a refração das ondas, gerar correntes locais e influenciar o movimento de sedimentos arenosos para a praia (Calliari *et al.*, 1998; Dillenburg *et al.*, 2000). Além disso, esses altos topográficos (ou bancos) podem agir como uma importante fonte de sedimentos para as praias adjacentes, modificando sua composição textural (Buchmann & Tomazelli, 2003).

### 2.1.2 Morfodinâmica Praial

As areias praias da barreira costeira holocênica são quartzosas, de granulação fina a muito fina (Martins, 1967) e, em certos locais, apresentam elevadas concentrações de minerais pesados (Tomazelli & Villwock, 2005). Areias e cascalhos bioclásticos aparecem como importantes constituintes dos sedimentos da praia atual no trecho situado entre Cassino e Chuí (Calliari & Klein, 1993), sendo as areias pleistocênicas as principais fontes dos sedimentos das praias modernas (Martins, 1967).

As praias do litoral norte do RS (entre Torres e Cidreira) estão classificadas nos estados morfodinâmicos definidos por Wright & Short (1984) como intermediários a dissipativos (Toldo *et al.*, 1993a, 1993b; Weschenfelder, 1996; Pivel, 1997; Weschenfelder *et al.*, 1997; Pivel & Calliari, 1999; Weschenfelder & Ayup-Zouain, 2002; Pereira *et al.*, 2003; Tabajara *et al.*, 2005, 2008). Já as praias do litoral médio (entre Dunas Altas e Mar Grosso) estão classificadas como intermediárias, com exceção da praia do Mar Grosso, que exibe o estágio dissipativo como predominante e a região do Estreito eventualmente apresenta estado refletivo (Barletta & Calliari, 1999; Barletta, 2000; Oliveira, 2005; Oliveira & Calliari, 2005, 2006). As praias do litoral sul (sul dos molhes de Rio Grande) são principalmente intermediárias, com exceção das praias do Cassino (Terminal, Querência e Navio Altair)

(predominantemente dissipativas) e da região dos Concheiros, que pode se aproximar do estágio refletivo (Calliari & Klein, 1993; Pereira da Silva, 1998; Tozzi, 1999; Tozzi *et al.*, 1999; Tozzi & Calliari, 2000; Pereira *et al.*, 2003; Espírito Santo, 2007; Guedes *et al.*, 2009).

### 2.1.3 Evolução Costeira

A plataforma continental do RS é formada basicamente por sedimentos clásticos, com ampla largura (100 a 200 km), baixa profundidade de quebra (100 a 140 m) e declividade suave ( $0,03^\circ$  a  $0,08^\circ$ ) (Dillenburg *et al.*, 2000). A Província Costeira do Rio Grande do Sul evoluiu para leste através da coalescência lateral de quatro sistemas deposicionais do tipo “laguna-barreira”. Cada um destes sistemas registra o pico de uma transgressão, seguida de um evento regressivo (Villwock & Tomazelli, 2007). A idade relativa dos diversos sistemas laguna-barreira fica clara em sua disposição espacial. O sistema mais antigo (Sistema Laguna-Barreira I) é o mais interiorizado e a idade decresce no sentido do sistema mais externo (Sistema Laguna-Barreira IV) (Villwock *et al.*, 1986; Villwock & Tomazelli, 2007). O campo de dunas eólicas da Barreira IV é bem desenvolvido, mostrando uma largura variável entre 2 e 8 km e se estende praticamente ao longo de toda a linha de costa. Em resposta a um regime de vento de alta energia proveniente de NE, as dunas livres - predominantemente do tipo barcanóide - migram no sentido SW, transgredindo terrenos mais antigos e avançando para dentro dos corpos lagunares adjacentes (Tomazelli, 1990, 1993).

A classificação da barreira costeira holocênica do Rio Grande do Sul foi inicialmente separada em cinco grupos, de Torres até Tramandaí, de Tramandaí até Mostardas, de Mostardas até Estreito, de Estreito até Verga e de Verga ao Chuí (Dillenburg *et al.*, 2000). Desde então, esta barreira vem sendo estudada com detalhe tanto na sua morfologia subaérea quanto em sua estratigrafia.

A evolução costeira foi condicionada por pequenas diferenças na declividade da plataforma continental, sendo que a topografia antecedente à transgressão pós-glacial, além de desempenhar um importante papel na forma da costa do RS, também pré-determinou o tipo de barreira a ser formada (Dillenburg *et al.*, 2000). Além do mais, o transporte longitudinal e a energia de ondas também foram primordiais no processo evolutivo (Martinho *et al.*, 2010). Ou seja, embaiamentos costeiros (linha de costa côncava) experimentam menor energia de ondas e transporte sedimentar, com menor declividade da plataforma continental, o que resulta em progradação da linha de costa com deposição sedimentar. O contrário ocorre nas projeções costeiras, no qual dunas transgressivas estão presentes, ademais, zonas de transição não são dominadas nem por processos deposicionais nem erosionais, apresentando um

balanço sedimentar. Desse modo, a barreira holocênica do RS apresenta duas reentrâncias (linha de costa côncava) e duas projeções costeiras (linha de costa convexa), que de maneira geral correspondem aos estados prográdantes e retrográdantes, respectivamente conectados por setores transicionais de barreiras agradacionais.

## 2.2 Metodologia

Para compartimentar setores costeiros com semelhanças morfodinâmicas foi feito inicialmente um levantamento bibliográfico dos dados publicados sobre a morfodinâmica praial na costa do Rio Grande do Sul. Foram utilizados os dados publicados considerados representativos dos locais estudados, desconsiderando aqueles que por algum motivo não se mostraram satisfatórios para este estudo (pouco tempo de abrangência dos dados coletados, dados coletados em apenas uma estação do ano ou dados coletados por diferentes metodologias), pois este trabalho é de escala regional, que considera aproximadamente 620 km de linha de costa. A triagem e compilação dos dados resultaram em 31 locais na costa do RS considerados com dados suficientes para a classificação morfodinâmica subsequente (Calliari & Klein, 1993; Toldo *et al.*, 1993a, 1993b; Pivel, 1997; Weschenfelder *et al.*, 1997; Barletta & Calliari, 1999; Pivel & Calliari, 1999; Tozzi *et al.*, 1999; Barletta, 2000; Tozzi & Calliari, 2000; Silva & Calliari, 2001; Weschenfelder & Ayup-Zouain, 2002; Pereira *et al.*, 2003; Oliveira, 2005; Oliveira & Calliari, 2005, 2006; Tabajara *et al.*, 2005, 2008; Espirito Santo, 2007; Guedes *et al.*, 2009).

Foi utilizado o parâmetro adimensional ômega ( $\Omega$ ) (Equação 1) e o parâmetro dimensionador do surfe (*surf scalling parameter*) ( $\varepsilon$ ) (Equação 2) para a classificação morfodinâmica, sendo que a altura das ondas, declividade da região praial, período da onda e velocidade de queda do grão (associada ao tamanho de grão) estão implícitas nestes parâmetros. O ômega foi introduzido por Dean (1973) e proposto para a classificação dos estados morfodinâmicos por Wright & Short (1984), segundo a equação:

$$\Omega = H_b / W_s.T \text{ (Eq. 1)}$$

onde  $H_b$  é altura de onda,  $W_s$  a velocidade de queda do grão e  $T$  o período da onda, sendo que conforme os autores sugerem, valores de  $\Omega < 1$  correspondem ao estágio refletivo,  $1 < \Omega < 6$  estágios intermediários, e  $\Omega > 6$  ao estágio dissipativo. Alguns trabalhos utilizam também o parâmetro  $\varepsilon$  de Guza & Inman (1975):

$$\varepsilon = a.w^2 / g.\tan^2\beta \text{ (Eq. 2)}$$

onde  $a$  = amplitude de quebra da onda,  $w$  = frequência de onda ( $2\pi/T$ , onde  $T$  = período),  $g$  = aceleração da gravidade e  $\beta$  = gradiente da praia / zona de surfe. Segundo os autores, valores

de  $\varepsilon < 1$  indicam praia extremamente refletiva,  $1 < \varepsilon < 2,5$  indica forte reflexão com alguma dissipação, enquanto que a dissipação completa ocorre com  $\varepsilon > 20$ .

Ambos os parâmetros foram analisados, associados em alguns locais com a resultante interpretativa do autor, visto que muitas vezes apenas o  $\Omega$  ou  $\varepsilon$  pode não ser representativo para a praia, uma vez que um tempo de ajuste é necessário para a praia mudar o seu estado, ou seja, uma rápida mudança no valor de  $\omega$  não vai ser acompanhada imediatamente por uma mudança no estado da praia (Wright & Short, 1984), sendo necessário que entre em questão a análise visual do ambiente.

A mobilidade praial é definida como o desvio padrão da posição média da linha de costa, e a mobilidade do pós-praia é definida, segundo Short & Hesp (1982), como o coeficiente de variação da posição média da linha de costa (CV). Assim, para este trabalho, as praias de baixa mobilidade são aquelas que apresentam CV de 1,3 até 10, praias de mobilidade moderada entre 10 e 15 e praias de mobilidade alta com valores superiores a 15.

A partir das cartas náuticas da marinha foi gerado um *shapefile* da linha de costa do RS separado de 1 em 1 km no software ArcGIS 10.2. A partir destas linhas foi possível obter o azimute da linha de costa para posteriormente relacioná-lo com a direção e potencial do vento ao longo do litoral.

Para a compartimentação da barreira costeira holocênica também foi realizada uma revisão bibliográfica (Clerot *et al.*, 2003; Dillenburg *et al.*, 2004a, 2004b, 2004c, 2005, 2007, 2013, 2016, 2017; Travessas *et al.*, 2005; Martinho *et al.*, 2008; Dillenburg & Barboza, 2009; Caron *et al.*, 2011; Lima *et al.*, 2013; Caron, 2014). Posteriormente, esses dados foram comparados com as características evolutivas da barreira costeira holocênica, com as características subaéreas desta, com características morfológicas do ambiente praial, além de relacionados com as características de ventos, das ondas, da antepraia e também das correntes costeiras, buscando encontrar uma inter-relação destes fatores.

### 3 Resultados

A partir do levantamento e análise dos dados (Tab. 1), segundo a metodologia proposta, foi possível elaborar um mapa da morfodinâmica praial no litoral do estado do Rio Grande do Sul, com a identificação de cinco grupos distintos e também dos principais tipos de barreiras costeiras (Fig. 2). Os parâmetros  $\varepsilon$  e  $\Omega$  foram analisados para identificação dos estágios morfodinâmicos, assim como a declividade praial.

Tab. 1. Parâmetros morfométricos e morfodinâmicos das praias do RS, onde: Hb - altura das ondas,  $\Omega$  - parâmetro ômega,  $\varepsilon$  - parâmetro dimensionador de surfe,  $\beta$  declividade da região praias, Yb - largura média da praia, e, CV - coeficiente de variação da largura média da praia.

*Tab. 1. Morphometric and morphodynamic parameters of the RS beaches, where: Hb - wave height,  $\Omega$  - ômega parameter,  $\varepsilon$  - surf scalling parameter,  $\beta$  slope of beach, Yb - mean beach width and CV - coefficient of variation of the mean beach width.*

Praias	Hb (m)	$\Omega$	$\varepsilon$	$\beta$ (°)	Yb (m)	CV
<b>Praia Grande</b>	1 <sup>(10)</sup> ; (1,8; 1,8; 1,8) <sup>(13)</sup>	4,2 <sup>(10)</sup> ; (5,7; 5,7; 5,7) <sup>(13)</sup>	26,9 <sup>(10)</sup> ; (10,3; 5,7; 7,8) <sup>(13)</sup>	1,56 <sup>(10)</sup> ; (1,85; 2,5; 2,12) <sup>(13)</sup>	133,7 <sup>(10;11)</sup> ; (111; 88; 109) <sup>(13)</sup>	15 <sup>(10;11)</sup> ; (17; 10; 21) <sup>(13)</sup>
<b>Prainha</b>	1,1 <sup>(10)</sup>	4,6 <sup>(10)</sup>	14 <sup>(10)</sup>	2,13 <sup>(10)</sup>	78,4 <sup>(10;11)</sup>	26 <sup>(10;11)</sup>
<b>Praia da Cal</b>	1,3 <sup>(10)</sup>	5,8 <sup>(10)</sup>	16,1 <sup>(10)</sup>	2,3 <sup>(10)</sup>	90,7 <sup>(10;11)</sup>	20 <sup>(10;11)</sup>
<b>Guarita Oeste</b>	1,3 <sup>(10)</sup>	4,5 <sup>(10)</sup>	23,6 <sup>(10)</sup>	2,04 <sup>(10)</sup>	68,9 <sup>(10;11)</sup>	27 <sup>(10;11)</sup>
<b>Arroio do Sal</b>	1,36 <sup>(20)</sup>	6,68 <sup>(20)</sup>	38,35 <sup>(20)</sup>	1,34 <sup>(19,20)</sup>	83,31 <sup>(19)</sup>	16,07
<b>Curumim</b>	2 <sup>(13)</sup>	8,4 <sup>(13)</sup>	17,2 <sup>(13)</sup>	2,3 <sup>(13)</sup>	58 <sup>(13)</sup>	11 <sup>(13)</sup>
<b>Capão Novo</b>	1,34 <sup>(20)</sup>	6,79 <sup>(20)</sup>	41,8 <sup>(20)</sup>	1,08 <sup>(19)</sup>	111,9 <sup>(19)</sup>	13,7
<b>Capão da Canoa</b>	2 <sup>(13)</sup>	8,5 <sup>(13)</sup>	18,3 <sup>(13)</sup>	1,97 <sup>(13)</sup>	75 <sup>(13)</sup> ; (120,6; 138,1) <sup>(9)</sup>	9 <sup>(13)</sup> ; (10,3; 9,2) <sup>(9)</sup>
<b>Atlântida Sul</b>	2,1 <sup>(13)</sup> ; 1,7 <sup>(14)</sup>	8,9 <sup>(13)</sup> ; 7,5 <sup>(14)</sup>	19,4 <sup>(13)</sup> ; (27; 30; 28; 30; 33) <sup>(14)</sup>	1,85 <sup>(13)</sup> ; (2,29; 2,2; 2,49; 1,98; 2,39) <sup>(14)</sup>	68 <sup>(13)</sup> ; (62; 64; 57; 59; 78; 51; 71; 60) <sup>(14)</sup>	12 <sup>(13)</sup> ; (15,2; 19; 17; 19,1; 16,1; 19,8; 23,3; 15,6) <sup>(14)</sup>
<b>Imbé</b>	1,5 <sup>(16)</sup> ; 1,21 <sup>(20)</sup>	6,75 <sup>(20)</sup>	53 <sup>(16)</sup> ; 32,04 <sup>(20)</sup>	1,53 <sup>(19)</sup>	70,99 <sup>(19)</sup>	24,52
<b>Tramandaí</b>	1,48 <sup>(15)</sup>	-	40 <sup>(15)</sup>	1,68 <sup>(15)</sup>	(117,4; 95,6) <sup>(9)</sup>	(14,7; 18,1) <sup>(9)</sup>
<b>Cidreira</b>	-	-	-	1,55 <sup>(13)</sup>	98 <sup>(13)</sup>	2 <sup>(13)</sup>
<b>Dunas Altas</b>	2,3 <sup>(13)</sup>	12,9 <sup>(13)</sup>	52 <sup>(13)</sup>	1,68 <sup>(13)</sup>	100 <sup>(13)</sup>	8 <sup>(13)</sup>
<b>Solidão</b>	1,46 <sup>(1)</sup> ; 1,3 <sup>(2)</sup>	6 <sup>(1)</sup> ; 5,5 <sup>(2)</sup>	-	1,72 <sup>(1)</sup> ; 2,12 <sup>(2)</sup>	86 <sup>(1)</sup> ; 89,12 <sup>(2)</sup>	17 <sup>(1)</sup> ; 16,5 <sup>(2)</sup>
<b>São Simão</b>	1,15 <sup>(1)</sup> ; 1 <sup>(2)</sup>	5 <sup>(1)</sup> ; 4,7 <sup>(2)</sup>	-	1,58 <sup>(1)</sup> ; 1,96 <sup>(2)</sup>	85,65 <sup>(1)</sup> ; 90,65 <sup>(2)</sup>	11 <sup>(1)</sup> ; 16 <sup>(2)</sup>
<b>Mostardas</b>	1,04 <sup>(1)</sup> ; 1,1 <sup>(2)</sup>	4,5 <sup>(1)</sup> ; 4,8 <sup>(2)</sup>	-	1,68 <sup>(1)</sup> ; 2,34 <sup>(2)</sup>	75 <sup>(1)</sup> ; 75,79 <sup>(2)</sup>	9 <sup>(1)</sup> ; 12 <sup>(2)</sup>
<b>Lagamarzinho</b>	1,15 <sup>(1)</sup> ; 1,3 <sup>(2)</sup>	5 <sup>(1)</sup> ; 5,5 <sup>(2)</sup>	-	1,52 <sup>(1)</sup> ; 1,81 <sup>(2)</sup>	73,4 <sup>(1)</sup> ; 64,6 <sup>(2)</sup>	23 <sup>(1)</sup> ; 32,5 <sup>(2)</sup>
<b>F. Conceição</b>	1 <sup>(1;2)</sup>	5,5 <sup>(1)</sup> ; 4,8 <sup>(2)</sup>	-	1,95 <sup>(1)</sup> ; 1,14 <sup>(2)</sup>	67,6 <sup>(1)</sup> ; 62,2 <sup>(2)</sup>	15 <sup>(1)</sup> ; 23,5 <sup>(2)</sup>
<b>Estreito</b>	0,86 <sup>(1;2)</sup>	4 <sup>(1;2)</sup>	-	1,73 <sup>(1;2)</sup>	87,6 <sup>(1;2)</sup>	14 <sup>(1;2)</sup>
<b>Mar Grosso</b>	-	-	-	2 <sup>(6;7;8;12)</sup>	(94; 98; 107; 132) <sup>(6;7;8)</sup> ; 45 <sup>(12)</sup>	(9; 6; 6; 6) <sup>(6;7;8)</sup>
<b>Terminal</b>	0,7 <sup>(3)</sup> ; 1,25 <sup>(18)</sup>	7 <sup>(3;18)</sup> ; 6 <sup>(17)</sup>	-	1,9 <sup>(3)</sup> ; (1-2) <sup>(17)</sup> ; 18	77 <sup>(9)</sup> ; 183 <sup>(3;18)</sup> ; 110 <sup>(17)</sup>	8,1 <sup>(9)</sup> ; 3 <sup>(3;18)</sup> ; 3,5 <sup>(17)</sup>
<b>Querência</b>	0,64 <sup>(3)</sup> ; 1,13 <sup>(4)</sup> ; 0,8 <sup>(18)</sup>	5 <sup>(3;18)</sup> ; 5,87 <sup>(4)</sup> ; 5,8 <sup>(5)</sup>	-	1,9 <sup>(3)</sup> ; 1,78 <sup>(4)</sup> ; (1- 3) <sup>(18)</sup> ; 1,26 <sup>(5)</sup>	134 <sup>(3;18)</sup> ; 122,31 <sup>(4)</sup> ; 122,2 <sup>(5)</sup>	5 <sup>(3;18)</sup> ; 4,18 <sup>(4)</sup> ; 4,2 <sup>(5)</sup>
<b>Navio Altair</b>	1,13 <sup>(4)</sup>	4,86 <sup>(4)</sup>	-	2,22 <sup>(4)</sup>	94,24 <sup>(4)</sup>	5,82 <sup>(4)</sup>
<b>Sarita</b>	0,74 <sup>(3)</sup>	5 <sup>(3;17)</sup>	-	2,5 <sup>(3)</sup> ; (1-2) <sup>(17)</sup>	70 <sup>(3;17)</sup>	14 <sup>(3)</sup> ; 18,5 <sup>(17)</sup>
<b>Taim</b>	0,8 <sup>(3)</sup>	5 <sup>(3)</sup>	-	2,6 <sup>(3)</sup>	85 <sup>(3)</sup>	7 <sup>(3)</sup>
<b>Verga</b>	0,77 <sup>(3)</sup>	5 <sup>(3;17)</sup>	-	3,18 <sup>(3)</sup> ; (1-2) <sup>(17)</sup>	63 <sup>(3)</sup> ; 80 <sup>(17)</sup>	8 <sup>(3)</sup> ; 17,5 <sup>(17)</sup>
<b>Albardão</b>	1,02 <sup>(3)</sup>	5 <sup>(3;17)</sup>	-	3 <sup>(3)</sup> ; 2 <sup>(17)</sup>	170 <sup>(3)</sup> ; 80 <sup>(17)</sup>	6 <sup>(3)</sup> ; 15 <sup>(17)</sup>
<b>Fronteira Aberta</b>	-	4 <sup>(17)</sup>	-	(3-5) <sup>(17)</sup>	80 <sup>(17)</sup>	12,5 <sup>(17)</sup>
<b>C. Albardão</b>	0,99 <sup>(3)</sup>	(0,5/4) <sup>(3)</sup> ; 3 <sup>(17)</sup>	-	4,4 <sup>(3)</sup> ; (3-5) <sup>(17)</sup>	109 <sup>(3)</sup> ; 80 <sup>(17)</sup>	2 <sup>(3)</sup> ; 6,25 <sup>(17)</sup>
<b>Hermenegildo</b>	0,86 <sup>(3)</sup>	4 <sup>(17)</sup>	-	2,6 <sup>(3)</sup> ; (2-3) <sup>(17)</sup>	118 <sup>(3)</sup> ; 85 <sup>(17)</sup>	12 <sup>(3)</sup> ; 23,5 <sup>(17)</sup>
<b>Chuí</b>	0,9 <sup>(3)</sup>	-	-	1,98 <sup>(3)</sup>	147 <sup>(3)</sup>	8 <sup>(3)</sup>

1. Barletta & Calliari, 1999. 2. Barletta, 2000. 3. Calliari & Klein, 1993. 4. Espirito Santo, 2007. 5. Guedes *et al.*, 2009. 6. Oliveira, 2005. 7. Oliveira & Calliari, 2005. 8. Oliveira & Calliari, 2006. 9. Pereira *et al.*, 2003. 10. Pivel, 1997. 11. Pivel & Calliari, 1999. 12. Silva & Calliari, 2001. 13. Tabajara *et al.*, 2005. 14. Tabajara *et al.*, 2008. 15. Toldo *et al.*, 1993a. 16. Toldo *et al.*, 1993b. 17. Tozzi *et al.*, 1999. 18. Tozzi & Calliari, 2000. 19. Weschenfelder *et al.*, 1997. 20. Weschenfelder & Ayup-Zouain, 2002.

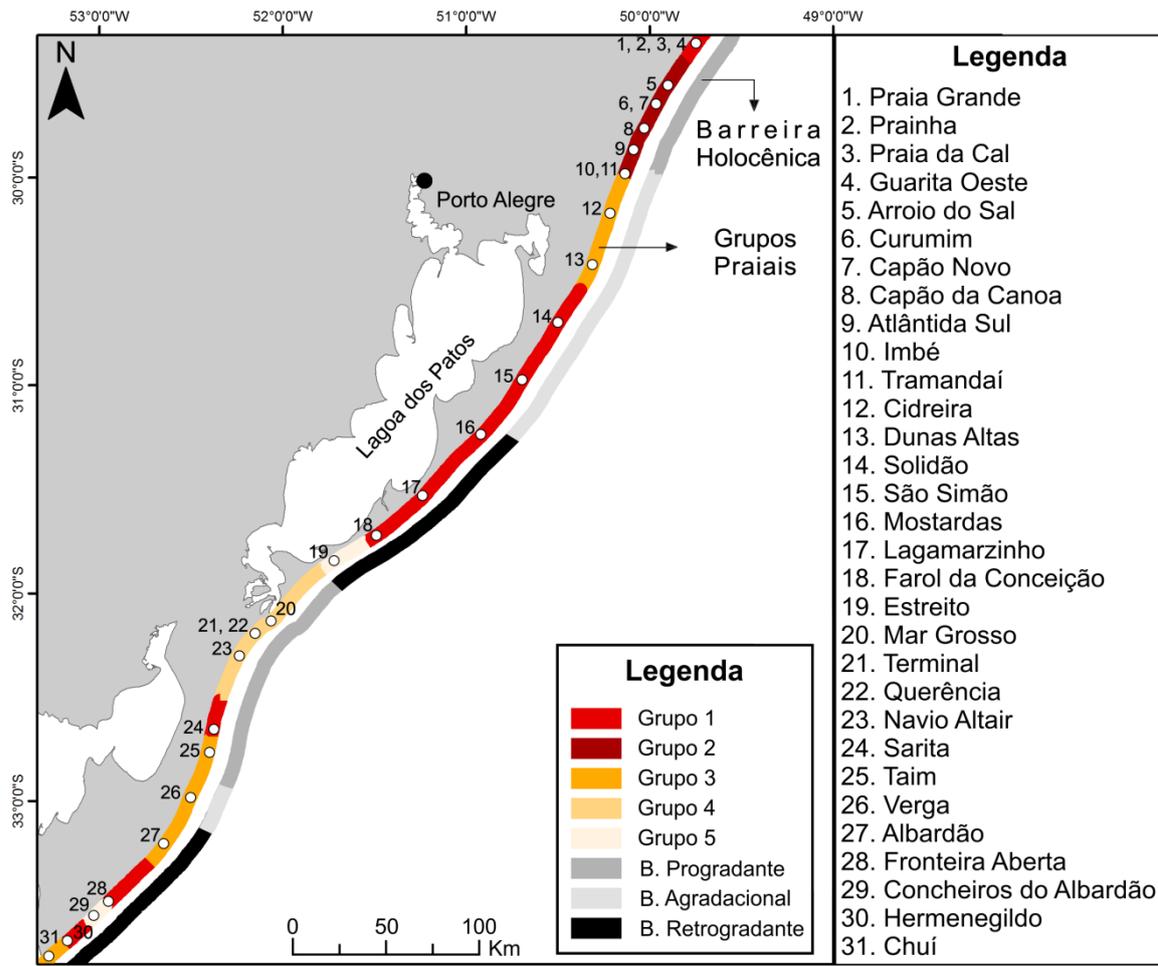


Figura 2. Representação dos cinco grupos praias baseados no estado modal morfodinâmico e na mobilidade praias, juntamente com a divisão das barreiras holocênicas em progradantes, agradacionais e retrogradantes.

*Figure 2. Representation of the five beach groups based on modal morphodynamic state and beach mobility, combined with the division of holocene barriers in prograded, agradating and retrograded.*

A orientação da linha de costa em relação ao norte é apresentada na figura 3, onde no litoral norte ocorre o predomínio da orientação entre 30 e 45° na região de Torres (Praia Grande, Prainha, Praia da Cal e Guarita Oeste), e também no litoral médio, onde ocorrem os maiores campos de dunas do estado. Locais com orientação menor que 30° incluem as proximidades de Imbé e também o sul do Cassino, onde estão localizados os embaiamentos e as barreiras progradantes. Na porção da projeção sul do estado ocorre uma variação entre a orientação entre 30 e 45° como também maior que 45°. Ao sul de Mostardas, próximo de Lagamarzinho a orientação da linha de costa se torna predominantemente maior que 45°.

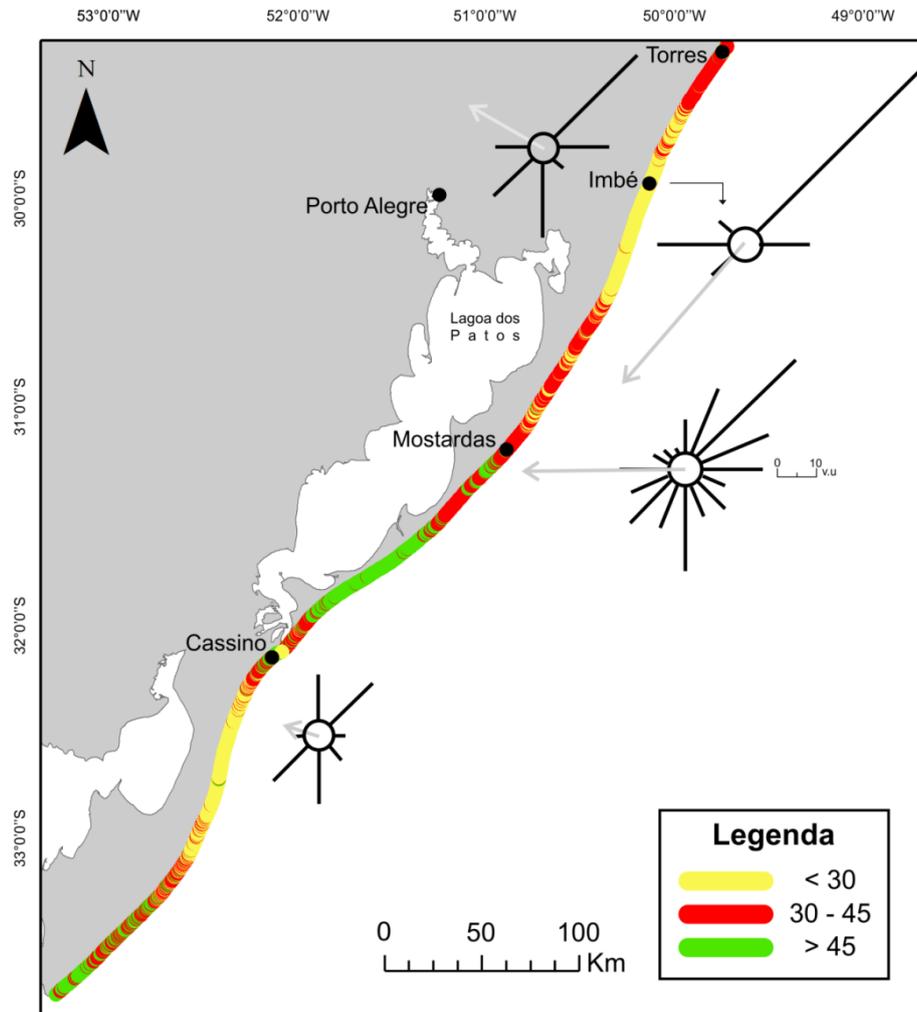


Figura 3. Orientação da linha de costa em relação ao norte, em graus, e a rosa dos ventos para quatro localidades mostrando o potencial de deriva do vento para cada direção. A seta representa a resultante da deriva potencial e a direção.

*Figure 3. Coast line orientation, in degrees, and sand roses from four locations showing the drift potential for each direction. The arrow represents the resultant drift potential and the resultant drift direction.*

Os estágios morfodinâmicos foram definidos tanto pelos valores encontrados na tabela 1 quanto pelas interpretações dos autores, que através das análises visuais dos seus estudos em determinados momentos evidenciam que nem sempre o comportamento morfodinâmico condiz com os valores dos parâmetros, isso porque o ambiente praial necessita de um tempo de ajuste para que os parâmetros e o comportamento da praia estejam em harmonia. Além disso, os valores CV são muito importantes, pois dizem respeito à mobilidade praial, mobilidade esta associada a estágios intermediários quando os valores são altos. Assim, um valor de  $\omega$  dissipativo associado a um alto CV indica, em alguns casos, uma praia

intermediária, segundo os autores. Por isso, a análise combinada de parâmetros com as observações dos pesquisadores se mostra fundamental para uma boa interpretação morfodinâmica do RS. Estudo realizado por Pereira *et al.* (2010) utilizou diferentes métodos estatísticos para diferenciar morfodinamicamente o estado do RS, no qual apenas os parâmetros morfométricos foram utilizados. Os resultados desses autores foram em partes semelhantes ao deste trabalho, ainda que em determinados pontos as praias são classificadas de modo diferente, possivelmente devido ao fato da série de dados ser menor e de não considerar a parte interpretativa dos autores que coletaram os dados originalmente.

A altura das ondas tem uma tendência a ser maior no litoral norte do que no litoral médio e sul do estado, enquanto que a declividade da praia é, em geral, situada entre  $1^\circ$  e  $2,5^\circ$ , sendo que as praias da região do Concheiros do Albardão apresentam valores superiores a estes. A plataforma continental interna até a profundidade de 20 m apresenta maior declividade no litoral norte, que diminui ao sul (Dillenburg *et al.*, 2000), enquanto que a regularidade da antepraia é mais evidente no litoral norte. Quanto a largura da antepraia, ela diminui de norte para sul, partindo de 5000 m, com Lagamarzinho e o Farol da Conceição apresentando valor de 4000 m, e as praias ao sul de 3000 m (Dillenburg *et al.*, 2000). Assim, a maior declividade da antepraia ao norte está em acordo com o aumento geral da altura das ondas.

O grupo 1 compreende as praias localizadas em Torres (Praia Grande, Prainha, Praia da Cal e Guarita Oeste), Solidão, São Simão, Mostardas, Lagamarzinho, Farol da Conceição, Sarita, Fronteira Aberta e Hermenegildo. Estas praias se apresentam no estágio morfodinâmico intermediário com mobilidade moderada à alta. As praias de Torres têm largura de praia de moderada a alta, com bisazonalidade, se aproximando de estágios mais dissipativos em estações frias, sendo que seu comportamento é típico intermediário. Os parâmetros apresentados na tabela 1 são semelhantes para as praias do grupo 1, demonstrando semelhanças entre estes ambientes. A largura média da praia diminui a partir de Solidão, para as praias mais ao sul, atingindo o mínimo no Farol da Conceição, local este com alta mobilidade, o qual apresenta alta susceptibilidade a episódios erosivos. Nas praias ao sul do litoral, a Sarita, a Fronteira Aberta e o Hermenegildo, a alta mobilidade praias também está associada com a susceptibilidade erosiva da região, sendo que no Hermenegildo as características praias são muito semelhantes ao Farol da Conceição.

O grupo 2 é constituído pelas praias de Arroio do Sal, Curumim, Capão Novo, Capão da Canoa, Atlântida Sul, Imbé, Tramandaí. Elas exibem preferencialmente o estado morfodinâmico dissipativo e em segundo plano o intermediário, evidenciado pelos altos

valores de mobilidade (CV). São praias muito parecidas, de baixa declividade e características basicamente dissipativas.

O grupo 3 é caracterizado pelo estágio intermediário, porém de baixa mobilidade, incluindo Cidreira, Dunas Altas, Taim, Verga, Albardão e Chuí. Sendo que estes locais não apresentam um número de amostras tão grande como outros locais do estado, e em Dunas Altas o comportamento praias apresenta tanto o estágio dissipativo quanto intermediário. Em Verga e Albardão os valores de mobilidade são variados, demonstrando que a variação da linha de costa após eventos de tempestades podem indicar uma mobilidade moderada, necessitando que estes locais sejam mais bem estudados, enquanto que segundo Calliari & Klein (1993) são ambientes de baixa mobilidade.

O grupo 4 pertence ao setor costeiro localizado no embaçamento sul, nos municípios de São José do Norte e Rio Grande, incluindo as praias do Mar Grosso, Terminal, Querência e Navio Altair. O estágio predominante é o dissipativo, com estágio intermediário ocorrendo de maneira secundária. A mobilidade é baixa. A largura média da região praias possui a maior média do estado, assumindo valores maiores de 100 m.

O grupo 5 envolve apenas duas praias, Estreito e Concheiros do Albardão. Essas praias apresentam preferencialmente o estágio intermediário, porém, nas estações quentes pode se aproximar do estágio refletivo e por isso estão alocadas em um grupo separado, com mobilidade moderada no Estreito e baixa no Concheiros do Albardão. Na região do Concheiros do Albardão a presença de areias médias confere este comportamento diferencial, com a maior declividade praias encontrada no RS. O Estreito apresenta baixa declividade e mobilidade moderada com  $\Omega$  intermediário, entretanto, segundo as observações de Barletta & Calliari (1999) e Barletta (2000) o ambiente apresenta características refletivas no verão.

De maneira geral os valores de mobilidade se mantêm altos entre Torres e Tramandaí, diminuindo muito em Cidreira e Dunas Altas (2 e 8), atingindo o máximo em Lagamarzinho (32,5), voltando a diminuir até o Mar Grosso. Ao sul do Navio Altair os valores voltam a aumentar, porém, se mantendo bem menores que o litoral norte, estando em sua maioria classificados com mobilidade entre baixa e moderada. Assim, as praias do litoral sul apresentam um comportamento mais variável, sem uma continuidade de estágios morfodinâmicos e mobilidade tão bem definidos como no litoral norte.

Com relação ao número de dados de cada local, as praias ao norte de Tramandaí e as praias do Cassino (Terminal, Querência e Navio Altair) são bem estudadas, motivo esse, em parte pelo fácil acesso e também pela proximidade de instituições de pesquisa. Os perfis praias foram sendo adquiridos ao longo de anos, mostrando uma alta representatividade dos locais em questão. As praias ao sul de Tramandaí e ao sul do Cassino apresentam estudos

mais limitados, sendo o litoral médio melhor estudado por Barletta (2000) e o litoral sul por Calliari & Klein (1993).

#### 4 Discussão

Os resultados permitiram a compartimentação praial do estado do Rio Grande do Sul em cinco setores, baseado em seu estágio praial predominante e na sua mobilidade. O estágio praial modal representa uma resposta às características modais das ondas e das características sedimentares (Wright & Short, 1984). Considerando apenas o estágio praial predominante, sem considerarmos a mobilidade destes ambientes, encontraríamos nitidamente que no Rio Grande do Sul as praias predominantemente dissipativas estão associadas aos embaiamentos e às barreiras progradantes, enquanto que os estágios intermediários predominam nas demais praias, associadas às barreiras retrogradantes e também a barreira agradacional do litoral médio. Duas localidades apresentam um comportamento diferenciado, a região do Concheiros do Albardão e do Estreito, que podem se aproximar de estágios refletivos no verão e estão associadas às barreiras retrogradantes.

De maneira geral, no estado do RS, o tipo de barreira costeira holocênica é condicionado pela declividade da plataforma interna, energia de ondas e taxa de transporte longitudinal (Dillenburg *et al.*, 2000, 2003; Dillenburg & Hesp, 2009; Martinho *et al.*, 2009). A morfologia do campo de dunas é condicionada pela umidade, transporte do vento (velocidade e tamanho do grão) e disponibilidade de areia para transporte eólico (pós-praia/estirâncio) (Martinho, 2008).

As dunas frontais são controladas pela orientação da linha de costa em relação ao vento predominante (Calliari *et al.*, 2005), e o estado praial é condicionado pela granulometria (Calliari & Klein, 1993). Sendo que o tamanho das dunas frontais não está associado à largura da praia nem a concentração de sangradouros, ainda que estes últimos sejam a principal causa de descontinuidade das dunas (Calliari *et al.*, 2005).

A formação das dunas no litoral do RS depende fortemente do potencial do vento Nordeste, visto que este é dominante nas estações quentes, como também da relação deste com a orientação da linha de costa. Na figura 3 é possível observar os potenciais dos ventos para cada direção em quatro localidades do estado, assim como a resultante do vento. Além disso, a direção da linha de costa para todo o litoral é demonstrada no mapa, de forma que este comportamento diferenciado juntamente com as diferentes resultantes do vento acarreta em grande variabilidade nos campos de dunas. Torres e Mostardas apresentam maior

variabilidade na rosa dos ventos, enquanto Imbé demonstra o maior potencial de transporte sedimentar e Cassino o menor.

Assim, a formação das dunas no RS está condicionada pelo potencial e direção do vento predominante, assim como com a disponibilidade sedimentar, sendo que as maiores dunas ocorrem onde o potencial do vento é maior e a linha de costa apresenta orientação favorável a este vento. No caso de Imbé e Mostardas a resultante entre a direção do vento de maior potencial de transporte e a orientação da linha de costa é em direção ao continente, favorecendo o desenvolvimento de campos de dunas transgressivas. No caso da região ao norte do Cassino, onde a orientação da linha de costa é maior que  $45^\circ$  as dunas se mostram pouco desenvolvidas ou não existem em alguns locais. Neste setor a orientação da linha de costa é desfavorável ao desenvolvimento de dunas, pois nas estações quentes, onde as dunas são construídas predominam o vento Nordeste, e este apresenta sua resultante em direção ao mar.

Segundo o modelo de interação entre praia, duna e onda, de Short & Hesp (1982) as praias dissipativas possuem o maior potencial de transporte sedimentar para o continente induzido por ventos e por ondas, considerando que a declividade do pós-praia é mínima, com alta largura de praia, sendo o contrário ocorrendo em praias refletivas, enquanto que praias intermediárias acometem inúmeras formas, variando de acordo com a energia do ambiente praiar. Portanto, para Short & Hesp (1982), em praias dissipativas o potencial de desenvolver dunas frontais é máximo, e considerando uma escala de milhares de anos, o alto potencial de transporte fornece os maiores volumes de sedimentos, sendo que os campos de dunas encontram os maiores volumes e extensão em praias dissipativas. Logo, era de se esperar que as praias dos grupos 2 e 4 apresentassem as maiores dunas frontais e também campos de dunas, entretanto, as maiores dunas são encontradas no litoral médio, nas proximidades de Dunas Altas, praias pertencentes ao grupo 3. Entretanto, Hesp (2012) argumenta que isso pode não ser verdadeiro, visto que existem poucas medições sobre o transporte sedimentar na zona de surfe e ainda que as escalas de tempo sejam diferentes (horas e dias na zona de surfe versus 6-7 mil anos nos cálculos volumétricos da barreira holocênica), assim, um maior estudo nesta região é fundamental. Ainda que seja um fato que muitas das maiores barreiras e campos de dunas costeiros no mundo são encontrados em praias dissipativas e intermediárias de alta energia (Hesp, 2011). Miot da Silva & Hesp (2010) e Miot da Silva *et al.* (2012) em estudo em um embaiamento no sul do Brasil encontraram que a orientação da linha de costa ao vento predominante e o regime de ondas são importantes em transportar sedimentos para as dunas frontais, mas também que o tipo de praia e zona de surfe resultou em maior aporte sedimentar e maiores dunas frontais na porção de maior energia, em praias dissipativas. Hesp

& Smyth (2016) afirmam que as praias dissipativas possuem o maior potencial de transporte para o pós-praia em longo prazo, ou seja, alto potencial de desenvolver dunas ou ainda de progradação costeira. Para Short & Hesp (1982) praias dissipativas são caracterizadas por lençóis de dunas transgressivas, condizente ao que ocorre nas praias do Cassino, enquanto que campos de dunas transgressivos estão associados tanto em praias dissipativas quanto intermediárias de alta energia (Hesp, 2012), o que também condiz com os maiores campos de dunas transgressivas do RS na região de Dunas Altas.

Comparando a região de Curumim (Fig. 4A) e do Cassino (Fig. 4B) (praias Terminal, Querência e Navio Altair), praias do grupo 2 e 4 respectivamente, encontramos praias predominantemente dissipativas e secundariamente intermediárias. A região do Cassino apresenta baixa mobilidade com largura de praia muito alta (maior que 100 m) com baixa energia de ondas (menor que 1 m) e de Curumim de moderada mobilidade com largura de praia menor (em torno de 60 m) com alturas de ondas maiores que 1,5 m. Nas praias do Mar Grosso e do Cassino, o caráter variável do vento com menor intensidade e frequência de ventos NE, juntamente com a orientação da linha de costa aproximadamente paralela ao vento NE não favorece o desenvolvimento de grandes dunas frontais, segundo Calliari *et al.* (2005). Entretanto, é muito provável que o grande aporte sedimentar disponibilizado pelo transporte longitudinal e pela antepraia, transportado através do alto potencial das ondas associadas ao estado dissipativo, e à morfologia antecedente da plataforma interna, que neste caso apresenta a menor declividade de todo o estado ( $0,027^\circ$ ) (Dillenburg *et al.*, 2000), favorece a progradação da linha de costa, consideravelmente maior que em Curumim (17 e 5 km, respectivamente) (Dillenburg *et al.*, 2016). Para Wright & Short (1984) a mudança temporal no estado praial e as mudanças do perfil praial depende não apenas da variabilidade das ondas de águas profundas, mas também na rugosidade e no gradiente da plataforma continental interna, enquanto que segundo Dillenburg *et al.* (2000) pequenas diferenças na declividade da plataforma, na ordem de poucos minutos, podem produzir diferenças na taxa de translação da barreira durante um aumento do nível do mar, o que resultou nas projeções e reentrâncias costeiras, ou seja, tal fator pode ser condicionante tanto na variabilidade morfodinâmica quanto evolutiva.

A barreira do Cassino é coberta por cristas de dunas frontais, enquanto que a de Curumim é coberta por fases de dunas transgressivas, sendo que a morfologia superficial pode ser consequência da energia das ondas (Dillenburg *et al.*, 2016). Para Short & Hesp (1982) as dunas instáveis em praias dissipativas são encontradas após eventos de tempestades, quando elas são erodidas pelas ondas tornando o sedimento disponível para ser transportado em direção ao continente, sendo que, se tal fato ocorre em larga escala, lençóis de dunas

transgressivas podem ser formadas. Segundo Dillenburg *et al.* (2016) campos de dunas transgressivos e dunas parabólicas podem se desenvolver a partir da desestabilização da duna frontal, seguida pela ação dos ventos, sendo possível que no Cassino as ondas não sejam fortes o suficiente para desestabilizar o sistema de dunas frontais, fornecendo as condições para a formação de uma planície de cristas de dunas frontais. Segundo os autores, tanto a energia das ondas quanto o potencial eólico é maior em Curumim, região entre a estação de Torres e Imbé (Fig. 3), sendo mais efetivos em desestabilizar o sistema de dunas frontais, permitindo a formação de múltiplas fases de campos de dunas transgressivos durante a progradação da barreira.

Aagaard *et al.* (2004), em 30 anos de estudo de campo e experimentos de curta escala, propõe que as barras subaquosas da zona de surfe se originam na profundidade de 3,5 m e migram em direção à praia especialmente em eventos de tempestade, visto que a migração observada em eventos de alta energia era na mesma ordem de magnitude que a média anual de migração. Para os autores, este movimento é devido ao transporte sedimentar induzido por ondas em eventos de tempestade, e mais, sendo a antepraia de baixa declividade e de granulometria fina, a corrente de fundo é relativamente fraca, contribuindo para que não ocorra a migração em direção ao mar da barra. Ou seja, o tipo de transporte sedimentar dominante também é um fator a ser considerado na evolução da barreira costeira. Isso porque a troca sedimentar em uma praia dissipativa de baixa declividade que apresenta transporte em direção ao continente de sedimentos provenientes da antepraia para a zona de surfe, região na qual a areia é eventualmente transportada para as dunas frontais, caracteriza uma agradação ou progradação costeira (Aagaard *et al.*, 2004). Considerando ainda que as trocas sedimentares em direção ao continente e ao mar não estão confinadas à zona de surfe, mas se estendem até a plataforma continental interna nas profundidades de 20 m e os processos operando sobre a plataforma continental interna parcialmente determinam a natureza, intensidade e variabilidade nos processos que atuam na zona de surfe (Wright & Short 1984).

As praias na região de Torres estão condicionadas, além dos processos devido à interação entre os agentes dinâmicos e os sedimentos inconsolidados, à influência dos costões rochosos (Pivel, 1997). Sendo o único local onde as praias não apresentam um comportamento aproximadamente retilíneo e contínuo. As praias de Torres são intermediárias de mobilidade alta à moderada, sendo que a orientação da linha de costa não favorece o desenvolvimento de dunas frontais, ainda que dunas entre 2 e 3 m são encontradas em locais não urbanizados (Calliari *et al.*, 2005). Neste local, além do vento de NE, os de S-SW possuem também papel importante (Fig. 3). Como consequência da ação alternada destes ventos praticamente opostos, o campo eólico de Torres é dominado por dunas reversas, que se

caracterizam por apresentar uma baixa taxa de migração (Tomazelli *et al.*, 2008). As praias de Torres pertencem ao grupo 1, juntamente com as praias entre Solidão e o Farol da Conceição, no litoral médio, e as praias da Sarita, Fronteira Aberta e Hermenegildo, no litoral sul.

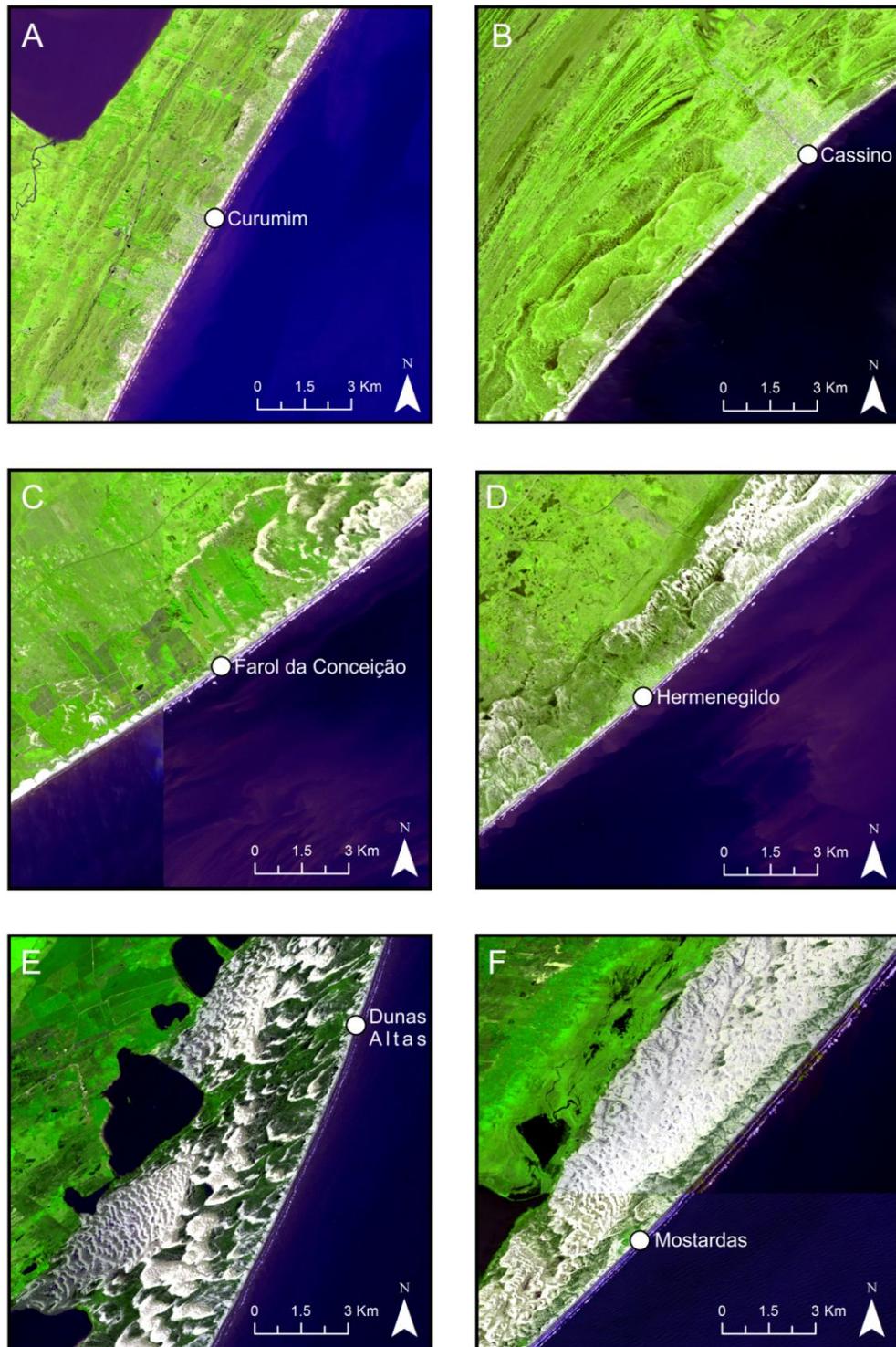


Figura 4. Imagens Rapideye representando os três tipos de barreiras do estado, com exemplos das praias inseridas em cada uma. A e B barreiras progradantes, C e D barreiras retrogradantes e E e F barreiras agradacionais.

*Figure 4. Representation of the three barriers types, with examples of beaches of each. A and B prograded barrier, C and D retrograded barrier and E and F stationary barrier. Rapideye images.*

Entre Solidão e Mostardas ocorre o crescimento de um vasto campo de dunas transgressivas, existindo um aumento no volume dos depósitos eólicos do norte para o sul. Com relação às dunas frontais, elas são desenvolvidas, entretanto diminuem sua altura em direção ao sul, até se tornarem reduzidas na região do Estreito (Calliari *et al.*, 2005). Solidão, São Simão e Mostardas mostram depósitos eólicos largos e de grande altura, sendo que os processos eólicos têm atuado nesta área por um longo tempo (Martinho *et al.*, 2008). Solidão e São Simão fazem parte da barreira agradacional do litoral médio, enquanto que a partir de Mostardas, em direção ao sul nas localidades de Lagamarzinho e Farol da Conceição a barreira se torna retrogradante conforme indicam dados inéditos de GPR ainda não publicados (informação verbal de Volney Bitencourt). As praias entre Solidão e o Farol da Conceição apresentam mobilidade de moderada a alta, com o predomínio do estágio morfodinâmico intermediário. Esta mobilidade atinge os maiores valores em Lagamarzinho e o Farol da Conceição, indicando alta susceptibilidade aos processos erosivos, que, sem aporte sedimentar suficiente não apresentam recuperação natural do ambiente praial com indícios claros de erosão costeira em longo prazo.

Em direção ao sul Seeliger (1992) identificou, entre Cassino e Hermenegildo, três tipos diferentes de sistemas de dunas frontais, o qual associa o maior desenvolvimento de dunas ao estágio praial dissipativo. A região mais ao norte, entre Cassino e Verga, caracterizada por dunas frontais desenvolvidas, o extremo sul da área caracterizado por planícies arenosas sem expressões topográficas significativas, e, separando estas duas áreas extremas existe uma região de transição dominada por dunas do tipo *hummocks*, representando um tipo de fisiografia intermediária entre a planície arenosa e as dunas frontais.

Ao comparar a região do Bojuru (próximo ao Farol da Conceição) (Fig. 4C) e do Hermenegildo (Fig. 4D) (grupo 1) encontramos praias intermediárias de mobilidade moderada à alta, com baixa energia de ondas (até 1 m de altura). Segundo Speranski & Calliari (2001), próximo da praia do Hermenegildo e do Farol da Conceição (ao sul de Bojuru), grupos de cristas e bancos arenosos na profundidade de 25 a 15 m podem funcionar como lentes batimétricas côncavas, ocasionando um foco erosivo nestes locais, especialmente durante eventos de tempestade, focalizando os raios de ondas. As regiões são muito semelhantes, com afloramentos de turfás e lamas lagunares no pós-praia, com natureza de retração da barreira em longo prazo, associado também em maior escala às duas projeções costeiras do RS. O

caráter intermediário das praias de alta mobilidade também torna este setor sujeito a episódios de erosão e acresção, entretanto, um déficit sedimentar associado a maior energia de ondas nestas projeções que nas reentrâncias próximas, além do possível foco de ondas podem ser os fatores responsáveis pela retrogradação da barreira. A desestabilização das dunas frontais em eventos de tempestades não encontra recuperação natural visto que o balanço sedimentar é negativo.

Condições mais propícias para o desenvolvimento de dunas frontais resultam da associação entre a orientação da linha de costa com a maior frequência e potencial de deriva de vento, situação que ocorre entre Cidreira e Dunas Altas (grupo 3) (ambas sob a influência dos ventos de Imbé). Além disso, ambos locais apresentam uma baixa mobilidade, ou seja, maior estabilidade da linha de costa. O estado praiado intermediário de alta energia associado com as condicionantes anteriores propicia as maiores dunas frontais do estado. Em longo prazo a barreira costeira neste setor apresentou uma estabilidade comprovada pelo comportamento agradacional da barreira, que intercalou momentos de progradação e retrogradação, enquanto ocorria um crescimento vertical do setor (Dillenburg *et al.*, 2013). Segundo Toldo *et al.* (2004), em Dunas Altas (Fig. 4E) e Mostardas (Fig. 4F) uma grande quantidade de sedimento sendo transportado pela deriva litorânea, associada a mudança no alinhamento da linha de costa, causa um engarrafamento deste sedimento, de forma que tal acumulação é uma importante fonte para o campo de dunas e também para a antepraia. Mostardas apresenta uma região de conexão da barreira retrogradante ao sul, com diminuição dos campos de dunas, e agradacional ao norte, no qual o campo de dunas é bem desenvolvido. Em resposta aos ventos NE, o transporte eólico é ativo e as dunas migram na direção SW (Tomazelli *et al.*, 2000), desenvolvendo largos campos de dunas. Segundo Dillenburg *et al.* (2013) um grande volume de dunas transgressivas foram formadas durante a erosão da linha de costa (fases transgressivas), devido a desestabilização das dunas frontais ou sistema de dunas, permitindo um maior transporte sedimentar para o continente durante a ação de fortes ventos para o continente. A acresção da duna frontal pode ainda estar condicionada pela migração dos bancos arenosos em direção à costa nos últimos séculos (Anthony, 2013), em eventos de alta energia. As praias pertencentes ao grupo 3 do litoral sul, estão submetidas a um menor potencial de vento e ainda a um menor aporte sedimentar associado a deriva litorânea resultante para NE, que não favorecem o desenvolvimento de campos de dunas significativos.

O equilíbrio entre deposição e erosão na região de Dunas Altas garantem a estabilidade da linha de costa na região, que congrega uma barreira agradacional, com a ocorrência de grandes campos de dunas transgressivas e dunas frontais, associados a uma

praia intermediária. A maior mobilidade do setor centro-sul torna o setor susceptível a episódios de erosão e acresção, o que pode facilitar o desenvolvimento do campo de dunas transgressivas, ao sinal de que durante eventos de tempestade, este setor, de alta susceptibilidade, disponibiliza sedimentos para serem transportados pela ação dos ventos, que é, neste local, de grande potencial para a formação dos campos de dunas (potencial de ventos de Imbé). Assim, durante estações mais quentes, o estado acrescido da praia, evidenciado pela bisazonalidade no regime de ondas, favorece a formação de grandes dunas frontais, juntamente com a orientação favorável da linha de costa ao vento NE e ao balanço sedimentar positivo na região.

Na região do Estreito, apesar do vento NE ser mais frequente, as dunas reduzidas ou ainda inexistentes são decorrentes da orientação da linha de costa em relação ao norte ser superior a  $45^\circ$ , fazendo com que o vento sopra em direção ao oceano e não ao continente. O estado aproximadamente refletivo no verão também pode colaborar para o não desenvolvimento de dunas frontais (Calliari *et al.*, 2005), ao passo que o transporte sedimentar em praias dissipativas é 20% maior que em praias refletivas, considerando apenas a declividade e a granulometria (Sherman & Lyons, 1994). Em contrapartida, na região do Concheiros do Albardão, o estado morfodinâmico aproximadamente refletivo está condicionado pela granulometria bimodal e pela alta declividade do pós-praia (Calliari & Klein, 1993), além disso, evidências de sedimentos pleistocênicos de textura grossa, com características fluviais, foram detectadas a profundidade em torno de 20 metros, nas proximidades do Parcel do Carpinteiro (Calliari & Abreu, 1984), que podem estar sendo fonte de tais sedimentos no pós-praia. Em praias dissipativas e refletivas condicionadas ao mesmo regime de ventos, o aporte sedimentar é 60% maior na primeira (Hesp, 1988), sendo que o aporte é um limitador para o desenvolvimento de dunas frontais (Psuty's, 1988), de acordo com o pequeno desenvolvimento de dunas nestas praias com características refletivas (Estreito e Concheiros do Albardão).

O estado praiar é um fator muito importante em um ambiente costeiro, visto que este inclui fatores como granulometria e energia das ondas, e conseqüentemente repercute em diferentes padrões de transporte sedimentar. Sendo que o estado morfodinâmico da praia subaquosa depende apenas da condição incidente de ondas, alcance da maré e natureza do suprimento sedimentar. Similarmente, o estado morfológico das dunas frontais depende do regime de ventos, características dos sedimentos praias, tipo e densidade da vegetação, e magnitude e frequência do ataque das ondas (Sherman & Bauer 1993). Anthony (2013) sugere que condições de estabilidade ou erosão da linha de costa estão associadas a um suprimento sedimentar limitado, sendo que, esta situação em uma antepraia com abundância

sedimentar pode resultar de um equilíbrio hidrodinâmico em larga escala. Associando a característica da linha de costa com as dunas, Fredrikson *et al.* (2017) evidenciam que em praias em acresção as dunas não crescem rapidamente e criam cristas litorâneas progradantes, onde uma duna frontal irá se formar na frente de outra, criando pequenas dunas, visto que estas não têm tempo suficiente para crescerem na vertical; em uma praia estável as dunas permanecem no mesmo local e alcançam grandes alturas, devido ao escarpamento e sucessiva recuperação; em praias erosivas elas podem se desenvolver de diferentes formas. Tais características estão de acordo com o encontrado na costa do RS, podendo ser associadas estas propriedades com a evolução em larga escala. O comportamento da linha de costa ainda é pouco entendido quando relacionado com as trocas entre a antepraia, sendo esta considerada fonte de sedimentos para muitos ambientes praias (Cowell *et al.*, 2000), podendo compensar outros fatores que causam recessão costeira, como o transporte longitudinal. A erosão costeira recente em muitas barreiras progradantes ou estacionárias pode refletir uma disponibilidade reduzida de sedimentos após 6.000 anos (Chapman *et al.*, 1982), sendo o comportamento costeiro uma resposta ao desequilíbrio entre a antepraia e a zona litorânea após a última grande transgressão pós-glacial (Thom, 1984), que pode ocasionalmente encontrar uma condição de equilíbrio. Sendo assim, é de grande importância o maior estudo da antepraia no entendimento do comportamento costeiro do RS.

Assim, as trocas entre a praia e as dunas são governadas por complexos mecanismos de retroalimentação que podem ter importante repercussão na evolução integrada do sistema praia-duna (Chapman, 1989 apud Sherman & Bauer, 1993). Em qualquer instante, a paisagem pode ser um estado de ajuste ou troca, devido ao desequilíbrio entre forças construtivas e destrutivas em curto prazo. Entretanto, em longo prazo, a forma “instantânea” flutua em torno de uma morfologia média ou característica, que pode ser identificada através de sua recorrência (Sherman & Bauer, 1993). Assim, o estudo da morfodinâmica praias, quanto mais tempo abranger mais significativo é para haver uma comparação fidedigna entre a evolução holocênica e o comportamento do sistema praia-duna. Neste trabalho, uma série de dados que começaram a ser coletados na década de 1990 e se estendem até hoje foram utilizados, podendo ser considerado um estudo representativo. Entretanto, pode ser que o estado que hoje consideramos característico seja modificado, visto que a zona costeira está cada vez mais sendo afetada pela ocupação humana.

Nos últimos 50 anos a região costeira do RS tem sofrido grandes mudanças, tanto pela ocupação urbana em áreas de campos de dunas (especialmente no litoral norte) (Martinho *et al.*, 2008) quanto pelas mudanças naturais, verificadas em grande aumento da vegetação no campo de dunas e diminuição das dunas livres. Tais modificações podem ainda acarretar em

uma mudança no estado praiial, visto que a influência antrópica causa um desequilíbrio no perfil praiial, fixando a linha de costa e barrando a troca entre a praia e a duna e conseqüentemente com a antepraia. Além disso, mudanças climáticas ao longo do tempo podem causar mudanças no clima de ondas e intensidade das tempestades, na precipitação e vegetação, podendo causar variações no aporte sedimentar, taxa de progradação costeira, episódios erosivos, grau de estabilização e desestabilização das dunas e na sua forma (Dillenburg & Hesp, 2009). Assim, o ambiente costeiro, altamente dinâmico, revela um leque de interações, de extrema complexidade, no qual todos os fatores interagem entre si.

## 5 Conclusões

O litoral do RS foi compartimentado em cinco grupos morfodinâmicos. O grupo 1 engloba as praias de Torres (Praia Grande, Prainha, Praia da Cal, Guarita Oeste), Solidão, São Simão, Mostardas, Lagamarzinho, Farol da Conceição, Sarita, Fronteira Aberta e Hermenegildo, sendo estas intermediárias de mobilidade moderada a alta. As praias do grupo 2 são as de Arroio do Sal, Curumim, Capão Novo, Capão da Canoa, Atlântida Sul, Imbé e Tramandaí, de estágio morfodinâmico preferencialmente dissipativo e secundariamente intermediário, com mobilidade moderada a alta. O grupo 3 é composto por praias intermediárias de baixa mobilidade, incluindo Cidreira, Dunas Altas, Taim, Verga, Albardão e Chuí. O grupo 4 possui estágio morfodinâmico predominantemente dissipativo, com estágio intermediário ocorrendo de maneira secundária, de baixa mobilidade. Inclui as praias do Mar Grosso, Terminal, Querência e Navio Altair. O grupo 5 é composto por duas praias, Estreito e Concheiros do Albardão.

De acordo com o estágio praiial predominante as praias dissipativas do RS estão associadas aos embaixamentos e, portanto, às barreiras progradantes. Os estágios intermediários predominam nas demais praias, associadas às barreiras retrogradantes e também à barreira agradacional do litoral médio.

As praias predominantemente dissipativas (grupos 2 e 4) apresentam alta disponibilidade sedimentar com alto potencial de transporte sedimentar pelas ondas, com características progradantes da linha de costa. O grande aporte sedimentar disponibilizado pelo transporte longitudinal e pela antepraia em eventos de grande energia, em longo prazo, associados ao estado dissipativo, e também com a morfologia da plataforma interna de baixa declividade e de sedimentos finos, favorece a progradação costeira.

A barreira agradacional do litoral médio (grupos 1 e 3) apresenta o maior desenvolvimento de dunas frontais e também de campo de dunas, pela associação do alto

potencial de transporte pelo vento em direção ao continente e alta disponibilidade sedimentar. A baixa mobilidade praial da porção norte da barreira garante a estabilidade da linha de costa e o alto desenvolvimento vertical das dunas. O estado praial intermediário de alta energia garante a energia necessária para o transporte sedimentar efetivo no sentido do continente. Apesar da porção sul da barreira apresentar maior mobilidade o equilíbrio entre erosão e deposição em longo prazo favorece agradação da barreira.

Os setores retrogradantes da costa estão associados a estágios praias intermediários de mobilidade variável. Praias de maior mobilidade associadas aos estados intermediários e com déficit sedimentar apresentam evidências claras do processo erosivo ocorrendo em longo prazo, como o afloramento de turfas e lamas lagunares. A desestabilização das dunas frontais em eventos extremos não apresenta recuperação natural, ocorrendo retração costeira, com o sedimento sendo transportado para outros setores da costa. A associação de estágios intermediários juntamente com a falta de sedimentos finos na antepraia, associada a deriva litorânea direcionada a nordeste e também a uma maior energia de onda nas projeções que nos embaiamentos tem condicionado estas barreiras a uma retração de longo prazo.

A disponibilidade sedimentar da antepraia ao sistema praial e dunas é uma condicionante que ainda necessita ser mais estudada, mas que demonstra ser fundamental para o completo entendimento do comportamento costeiro em curto e longo prazo.

### **Referências bibliográficas**

- Aagaard, T.; Davidson-Arnott, R.; Greenwood, B. & Nielsena, J. 2004. Sediment Supply from Shoreface to Dunes: linking sediment transport measurements and long-term morphological evolution. *Geomorphology*, 60: 205-224.
- Anthony, E.J. 2013. Storms, Shoreface Morphodynamics, Sand Supply, and the Accretion and Erosion of Coastal Dune Barriers in the Southern North Sea. *Geomorphology*, 199: 8-21.
- Barletta, R.C. & Calliari, L.J. 1999. Análise Morfodinâmica do Litoral Central do RS, SJN ao Farol da Solidão, entre 1996 e 1997. In: CONGRESSO DA ASSOCIAÇÃO BRASILEIRA DE ESTUDOS DO QUATERNÁRIO, VII, 1999, Porto Seguro. *Anais...* Porto Seguro, ABEQUA.
- Barletta, R.C. 2000. *Efeito da Interação Oceano-Atmosfera sobre a Morfodinâmica das Praias do Litoral Central do Rio Grande do Sul, Brasil*. Rio Grande, 134p. Dissertação de Mestrado, Programa de Pós-Graduação em Oceanografia Física, Química e Geológica, Instituto de Oceanografia, Universidade Federal do Rio Grande.

- Buchmann, F.S.C & Tomazelli, L.J. 2003. Relict Nearshore Shoals of Rio Grande do Sul, Southern Brazil: Origin and Effects on Nearby Modern Beaches. *Journal of Coastal Research*, 35(SI): 318-322.
- Calliari, L.J. & Abreu, J.G.N. 1984. Litologia da Plataforma Continental Interna Adjacente à Cidade de Rio Grande, RS, Através da Interpretação de Registros de Sonar de Varredura Lateral e Amostragem Superficial. *In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, XXXIII, 1984, Rio de Janeiro. Anais...* Rio de Janeiro, CBG, v. 4, p. 1153-1564.
- Calliari, L.J. & Klein, A.H.F. 1993. Características Morfodinâmicas e Sedimentológicas das Praias Oceânicas Entre Rio Grande e Chuí, RS. *Pesquisas em Geociências*, 20(1): 48-56.
- Calliari, L.J.; Klein, A.H.F. & Barros, F.C.R. 1996. Beach Differentiation along the Rio Grande do Sul Coastline (Southern Brazil). *Revista Chilena de História Natural*, 69: 485-493.
- Calliari, L.J.; Speranski, N. & Boukareva, I. 1998. Stable Focus of Wave Rays as a Reason of Local Erosion at the Southern Brazilian Coast. *Journal of Coastal Research*, 26(SI): 19-23.
- Calliari, L.J.; Pereira, P.S.; Oliveira, A.O. & Figueiredo, S.A. 2005. Variabilidade das Dunas Frontais no Litoral Norte e Médio do Rio Grande do Sul, Brasil. *Gravel*. 3: 15-30.
- Caron, F.; Tomazelli, L.J.; Lima, L.G.; Barboza; E.G.; Rosa, M.L.C. & Dillenburg, S.R. 2011. Características Estratigráficas da Barreira Transgressiva Holocênica na Praia dos Concheiros, Planície Costeira do Rio Grande do Sul, Brasil. *In: CONGRESSO DA ASSOCIAÇÃO BRASILEIRA DE ESTUDOS DO QUATERNÁRIO, XIII, 2011, Búzios. Anais...* Búzios, ABEQUA.
- Caron, F. 2014. *Estratigrafia e Evolução da Barreira Holocênica na Região Costeira de Santa Vitória do Palmar, Planície Costeira do Rio Grande do Sul, Brasil*. Porto Alegre, 172p. Tese de Doutorado, Programa de Pós-Graduação em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- Chapman, D.M.; Geary, M.; Roy, P.S. & Thom, B.G. 1982. *Coastal Evolution and Coastal Erosion in New South Wales*. Sydney: Coastal Council of New South Wales, 341p.
- Chapman, D.M. 1989. *Coastal Dunes of New South Wales: status and management*. Sydney, Coastal Studies Unit (technical report 89/3), 228p.
- Clerot, L.C.P.; Medeanic, S.; Torgan, L.C; Dillenburg, S.R. & Tomazelli, L.J. 2003. Evolução da Barreira IV na Região do Cassino, Rio Grande – RS. *In: CONGRESSO DA*

- ASSOCIAÇÃO BRASILEIRA DE ESTUDOS DO QUATERNÁRIO, IX, 2003, Recife. *Anais...* Recife, ABEQUA.
- Corrêa I.C.S. 1990. *Analyse morphostructurale et evolution paleogeographique de la plate-forme continentale atlantique sud bresilienne (Rio Grande do Sul - Bresil)*. Bourdeaux, 314p. Tese de Doutorado em Oceano, Universidade de Bourdeaux.
- Cowell, P.J.; Stive, M.J.F.; Roy, P.S.; Kaminsky, G.M.; Buijsman, M.C.; Thom, B.G. & Wrigth, L.D. 2000. Shoreface Sand Supply to Beaches. *Coastal Engineering*, 2495-2508.
- Davies, J.L. 1980. *Geographical Variation in Coastal Development*. Nova York, Longman, 224p.
- Dean, R.G. 1973. Heuristic Models of Sand Transport in the Surf Zone. In: CONFERENCE ON ENGINEERING DYNAMICS OF THE COASTAL ZONE, I, 1973, Sydney. *Proceedings...* Sydney, Institute of Engineers, 215-221.
- Dillenburg, S.R.; Roy, P.S.; Cowell, P.J. & Tomazelli, L.J. 2000. Influence of Antecedent Topography on Coastal Evolution as Testes by the Shoreface Translation-Barrier Model (STM). *Journal of Coastal Research*, 16(1): 71-81.
- 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, V, 2003*, Clearwater Beach. *Proceedings...* Clearwater Beach, CD-ROM.
- Dillenburg, S.R.; Esteves, L.S. & Tomazelli, L.J. 2004a. A Critical Evaluation of Coastal Erosion in Rio Grande do Sul, Southern Brazil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 76(3): 611-623.
- Dillenburg, S.R.; Tomazelli, L.J. & Barboza, E.G. 2004b. Barrier Evolution and Placer Formation at Bujuru southern Brazil. *Marine Geology*, 203: 43-56.
- Dillenburg, S.R.; Tomazelli, L.J.; Hesp, P.A.; Barboza, E.G; Clerot, L.C.P. & da Silva, D.B. 2004c. Stratigraphy and Evolution of a Prograded Transgressive Dunefield Barrier in Southern Brazil. *Journal of Coastal Research*, 39(SI): 132-135.
- Dillenburg, S.R.; Tomazelli, L.J.; Martins, L.R. & Barboza, E.G. 2005. Modificações de Longo Período da Linha de Costa das Barreiras Costeiras do Rio Grande do Sul. *Gravel*, 3: 4-9.
- Dillenburg, S.R.; Barboza, E.G.; Tomazelli, L.J.; Lima, L.G. & Becker, J.E.G. 2007. A Barreira Costeira de Dunas Altas no Litoral Médio do Rio Grande do Sul: um exemplo de barreira agradacional ou estacionária. In: CONGRESSO DA ASSOCIAÇÃO

- BRASILEIRA DE ESTUDOS DO QUATERNÁRIO, XI, 2007, Belém. *Anais...* Belém, ABEQUA.
- 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. (Authors). Geology and Geomorphology of Holocene Coastal Barriers of Brazil.* Berlim, Springer, p. 53-91.
- Dillenburg, S.R. & Barboza, E.G. 2009. Long- and Short-term Progradation of a Regressive Barrier in Southern Brazil. *Journal of Coastal Research*, 56(SI): 599-601.
- Dillenburg, S.R. & Hesp, P.A. 2009. *Geology and Geomorphology of Holocene Coastal Barriers of Brazil.* Berlim, Springer. 380p.
- Dillenburg, S.R.; Barboza, E.G.; Tomazelli, L.J.; Rosa, M.L.C.C. & Maciel, G.S. 2013. Aeolian Deposition and Barrier Stratigraphy of the Transition Region Between a Regressive and a Transgressive Barrier: an exemple from Southern Brazil. *Journal of Coastal Research*, 65(SI): 464-469.
- Dillenburg, S.; Hesp, P.; Cecílio, R. & 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(SI): 273-277.
- 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*, 390: 106-119.
- Espírito Santo, R.M. 2007. *Variabilidade morfodinâmica entre as Regiões da Querência e do Navio Altair na Praia do Cassino, RS.* Rio Grande, 159p. Dissertação de Mestrado, Programa de Pós-Graduação em Oceanografia Química, Física e Geológica, Instituto de Oceanologia, Universidade Federal do Rio Grande.
- Figueiredo, S.A. & Calliari, L.J. 2006. Sedimentologia e suas Implicações na Morfodinâmica das Praias Adjacentes às Desembocaduras da Linha de Costa do Rio Grande do Sul. *Gravel*, 4: 73-87.
- Fontoura, J.A.S.; Almeida, L.E.; Calliari, L.J.; Cavalcanti, O.M.; Möller Jr, O.O.; Romeu, M.A.R. & Christófaró, B.R. 2013. Coastal Hydrodynamics and Longshore Transport of Sand on Cassino Beach and on Mar Grosso Beach, Southern Brazil. *Journal of Coastal Research*, 289(4): 855-869.
- Fredrikson, C.; Larson, M. & Hanson, H. 2017. Long-Term Modelling of Aeolian Transport and Beach-Dune Evolution. *Coastal Dynamics*, 62: 715-726.

- Giannini, P.C.F. 1993. *Sistemas Depositionais no Quaternário Costeiro entre Jaguaruna e Imbituba, SC*. São Paulo, 304p. Tese de Doutorado, Programa de Pós-Graduação em Geologia Sedimentar, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.
- Guedes, R.M.C.; Calliari, L.J. & Pereira, P.S. 2009. Morfodinâmica da Praia e Zona de Arrebentação do Cassino, RS através de técnicas de Vídeo Imageamento e Perfis de Praia. *Pesquisas em Geociências*, 36(2): 165-180.
- Guza, R.T. & Inman, D.L. 1975. Edge Waves and Beach Cusps. *Journal of Geophysical Research*, 80(21): 2997-3012.
- Hesp, P. 1988. Surfzone, Beach, and Foredune interactions on the Australian South East Coast. *Journal of Coastal Research*, 3(SI): 15-25.
- Hesp, P. 2011. Dune Coasts. In: Wolanski, E. & McLusky, D.S. (Eds.). *Treatise on Estuarine and Coastal Science*. Waltham, Academic Press, p. 193-221.
- Hesp, P.A. 2012. Surfzone-Beach-Dune Interactions. In: Kranenburg, W.M.; Horstman, E.M.; Wijnberg, K.M. (Eds.), NCK-days. *Crossing Borders in Coastal Research (Jubilee Conference)*, Netherlands Center for Coastal Research, p. 35-40.
- Hesp, P.A. & Smyth, A.G. 2016. Surfzone-Beach-Dune Interactions: flow and sediment transport across the intertidal beach and backshore. *Journal of Coastal Research*, 75(SI): 8-12.
- Lima, S.F.; Almeida, L.E.S.B. & Toldo Jr, E.E. 2001. Estimativa da Capacidade de Transporte Longitudinal de Sedimentos a partir de Dados de Ondas para a Costa do Rio Grande do Sul. *Pesquisas em Geociências*, 28(2): 99-107.
- Lima, L.G.; Dillenburg, S.R.; Medeanic, S.; Barboza, E.G.; Rosa, M.L.C.C.; Tomazelli, L.J.; Dehnhardt, B.A. & Caron, F. 2013. Sea-level Rise and Sediment Budget Controlling the Evolution of a Transgressive Barrier in Southern Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 42: 27-38.
- Martinho, C.T. 2008. *Morfodinâmica e Evolução de Campos de Dunas Transgressivos Quaternários do Litoral do Rio Grande do Sul*. Porto Alegre, 215p. Tese de Doutorado, Programa de Pós-Graduação em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- 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*, 256: 49-64.
- Martinho, C.T.; Dillenburg, S.R. & Hesp, P. 2009. Wave Energy and Longshore Sediment Transport Gradients Controlling Barrier Evolution in Rio Grande do Sul, Brazil. *Journal of Coastal Research*, 25(2): 285-293.

- 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*, 117: 14-32.
- Martins, L.R.S. 1967. *Aspectos Texturais e Depositionais dos Sedimentos Praiais e Eólicos da Planície Costeira do Rio Grande do Sul*. Porto Alegre, Escola de Geologia da UFRGS, 100p.
- Miot da Silva, G. & Hesp, P. 2010. Coastline Orientation, Aeolian Sediment Transport and Fore-dune and Dunefield Dynamics of Moçambique Beach, Southern Brazil. *Geomorphology*, 120: 258-278.
- Miot da Silva, G.; Mousavi, S.M.S. & Jose, F. 2012. Wave-driven Sediment Transport and Beach-Dune Dynamics in a Headland Bay Beach. *Marine Geology*, 323-325: 29-46.
- Oliveira, A.O. 2005. *Subsídios para o Planejamento do Balneário do Mar Grosso, São José do Norte, RS: avaliação de aspectos geomorfológicos e morfodinâmicos com auxílio de geotecnologias*. Rio Grande, 157p. Dissertação de Mestrado, Programa de Pós-Graduação em Oceanografia Física Química e Biológica, Instituto de Oceanografia, Universidade Federal do Rio Grande.
- Oliveira, A.O. & Calliari, L.J. 2005. Mobilidade das Praias do Mar Grosso, São José do Norte, RS. In: CONGRESSO DA ASSOCIAÇÃO BRASILEIRA DE ESTUDOS DO QUATERNÁRIO, X, 2005, Guapari. *Anais...* Guapari, ABEQUA.
- Oliveira, A.O. & Calliari, L.J. 2006. Morfodinâmica da Praia do Mar Grosso, São José do Norte/RS. *Gravel*, 4: 23-36.
- Pereira, P.S.; Calliari, L.J.; Lélis, R.J.F. & Figueiredo, S.A. 2003. Riscos Associados ao Banho de Mar e sua Relação com a Heterogeneidade Morfodinâmica das Praias do Rio Grande do Sul, Brasil: Projeto Segurança nas Praias. In: CONGRESSO DA ASSOCIAÇÃO BRASILEIRA DE ESTUDOS DO QUATERNÁRIO, IX, 2003, Recife. *Anais...* Recife, ABEQUA.
- Pereira, P.S.; Calliari, L.J. & Barletta, R.C. 2010. Heterogeneity and Homogeneity of Southern Brazilian Beaches: a morphodynamic and statistical approach. *Continental Shelf Research*, 30: 270-280.
- Pereira da Silva, R. 1998. *Ocorrência, Distribuição e Caracterização dos Sangradouros na Zona Costeira do Rio Grande do Sul: trecho Rio Grande – Chuí, RS*. Porto Alegre, 146p. Programa de Pós-Graduação em Geociências, Instituto de Geociências. Porto Alegre, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.

- Pivel, M.A.G. 1997. *Caracterização Morfodinâmica e Sedimentológica das Praias de Torres (RS)*. Rio Grande, 72p. Monografia de Graduação, Curso de Oceanologia, Universidade Federal do Rio Grande.
- Pivel, M.A.G. & Calliari, L.J. 1999. Mobilidade das Praias de Torres, RS. *In: CONGRESSO DA ASSOCIAÇÃO BRASILEIRA DE ESTUDOS DO QUATERNÁRIO, VII, 1999, Porto Seguro. Anais...* Porto Seguro, ABEQUA.
- Psuty's, N.P. 1988. Sediment Budget and Beach/Dune Interaction. *Journal of Coastal Research*, 3(SI): 1-4.
- Romeu, M.A.R.; Fontoura, J.A.S. & Melo, E. 2015. Typical Scenarios of Wave Regimes off Rio Grande do Sul, southern Brazil. *Journal of Coastal Research*, 31(1): 61-68.
- Seeliger, U. 1992. Coastal Foredunes of Southern Brazil: physiography, habitats and vegetation. *In: Seeliger, U. (Ed.). Coastal Plant Communities of Latin America*. San Diego, Academic Press, Inc, p. 367-381.
- Sherman, D.J. & Bauer, B.O. 1993. Dynamics of Beach-Dune Interaction. *Progress in Physical Geography*, 17(4): 413-447.
- Sherman, D.J. & Lyons, W. 1994. Beach-State Controls on Aeolian Sand Delivery to Coastal Dunes. *Physical Geography*, 15(4): 381-395.
- Silva, A.R.P. & Calliari, L.J. 2001. Erosão versus Progradação da Linha de Costa de Praias Expostas e Contíguas a Grandes Estruturas. *In: CONGRESSO DA ASSOCIAÇÃO BRASILEIRA DE ESTUDOS DO QUATERNÁRIO, VIII, 2001, Imbé. Anais...* Imbé, ABEQUA.
- Short, A.D. & Hesp, P.A. 1982. Wave, Beach and Dune Interactions in Southeastern Australia. *Marine Geology*, 48: 259-284.
- Speranski, N. & Calliari, L. 2001. Bathymetric Lenses and Localized Coastal Erosion in Southern Brazil. *Journal of Coastal Research*, 34(SI): 209-215.
- Tabajara, L.L.; Gruber, N.S. & Martinho, C.T. 2005. Controle Morfodinâmico na Formação das Dunas Frontais e Transgressivas no Litoral Norte do Rio Grande do Sul. *In: CONGRESSO DA ASSOCIAÇÃO BRASILEIRA DE ESTUDOS DO QUATERNÁRIO, X, 2005, Guapari. Anais...* Guapari, ABEQUA.
- Tabajara, L.L.C.A.; Almeida, L.E.S.B. & Martins, L.R. 2008. Morfodinâmica Bi-Tridimensional de Praia e Zona de Surfe Intermediária-Dissipativa no Litoral Norte-RS. *Gravel*, 6(1): 81-97.
- Thom, B.G. 1984. Transgressive and Regressive Stratigraphies of Coastal Sand Barriers in Southeast Australia. *Marine Geology*, 56: 137-158.

- Toldo, E.E.Jr.; Almeida, L.E.S.B.; Dillenburg, S.R.; Tabajara, L.L.; Ferreira, E.R. & BORGHETTI, C. 1993a. Parâmetros Morfodinâmicos e Deriva Litorânea da Praia de Tramandaí - RS. *Geosul*, 15: 75-88.
- Toldo, E.E.Jr.; Dillenburg, S.R.; Almeida, L.E.S.B.; Tabajara, L.L.; Martins, R.R. & Cunha, L.O.B.P. 1993b. Parâmetros Morfodinâmicos da Praia de Imbé, RS. *Pesquisas em Geociências*, 20(1): 27-32.
- Toldo, E.E.Jr.; Nicolodi, J.L.; Almeida, L.E.S.B.; Corrêa, I.C.S. & Esteves, L.S. 2004. Coastal Dunes and Shoreface Width as a Function of Longshore Transport. *Journal of Coastal Research*, 39(SI): 390-394.
- 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.
- Tomazelli, L.J. & Villwock, J.A. 1992. Considerações Sobre o Ambiente Praial e a Deriva Litorânea de Sedimentos ao Longo do Litoral Norte do Rio Grande do Sul, Brasil. *Pesquisas em Geociências*, 19(1): 3-12.
- Tomazelli, L.J. 1993. Regime de Ventos e a Taxa de Migração de Dunas Eólicas Costeiras do Rio Grande do Sul, Brasil. *Pesquisas em Geociências*, 20(1): 18-26.
- Tomazelli, L.J.; Dillenburg, S.R. & Villwock, J.A. 2000. Late Quaternary Geological History of Rio Grande do Sul Coastal Plain, Southern Brazil. *Revista Brasileira de Geociências*, 30(3): 474-476.
- Tomazelli, L.J. & Villwock, J.A. 2005. Mapeamento Geológico de Planícies Costeiras: o Exemplo da Costa do Rio Grande do Sul. *Gravel*, 3: 109-115.
- Tomazelli, L.J.; Dillenburg, S.R.; Barboza, E.G. & Rosa, M.L.C.C. 2008. Geomorfologia e Potencial de Preservação dos Campos de Dunas Transgressivos de Cidreira e Itapeva, Litoral Norte do Rio Grande do Sul, Brasil. *Pesquisas em Geociências*, 35(2): 47-55.
- Tozzi, H.A.M. 1999. *Influência das Tempestades Extratropicais sobre o Estoque subaéreo das Praias entre Rio Grande e Chuí, RS: campanha de outono e inverno de 1996*. Porto Alegre, 115p. Dissertação de Mestrado, Programa de Pós-Graduação em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- Tozzi, H.A.M.; Pereira da Silva, R.; Calliari, L.J. & Barletta, R.C. 1999. Variações de Curto e Longo Período na Morfologia das Praias entre Cassino e Hermenegildo. In: CONGRESSO DA ASSOCIAÇÃO BRASILEIRA DE ESTUDOS DO QUATERNÁRIO, VII, 1999, Porto Seguro. *Anais...* Porto Seguro, ABEQUA.

- Tozzi, H.A.M. & Calliari, L.J. 2000. Morfodinâmica da Praia do Cassino, RS. *Pesquisas em Geociências*, 27(1): 29-42.
- Travessas, F.A.; Dillenburg, S.R. & Clerot, L.C.P. 2005. Estratigrafia e Evolução da Barreira Holocênica do Rio Grande do Sul no Trecho Tramandaí-Cidreira. *Boletim Paranaense de Geociências*, 57: 57-73.
- 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. (Ed). *Sea-Level Changes and Quaternary Shorelines Quaternary of South America and Antarctic Peninsula*. A. A. Rotterdam, Balkema, p. 79-97.
- Villwock, J.A. & Tomazelli, L.J. 2007. Planície Costeira do Rio Grande do Sul: gênese e paisagem atual. In: Becker, F.G.; Ramos, R.A. & Moura, L.A. (Eds.). *Biodiversidade - Regiões da Lagoa do Casamento e dos Butiazais de Tapes, Planície Costeira do Rio Grande do Sul*. Brasília, Ministério do Meio Ambiente, p. 20-33.
- Weschenfelder, J. 1996. *Variabilidade Morfodinâmica das Praias Oceânicas entre Imbé e Arroio do Sal, Estado do Rio Grande do Sul, Brasil*. Porto Alegre, 144p. Dissertação de Mestrado, Curso de Pós-Graduação em Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- Weschenfelder, J.; Ayup-Zouain, R.N.; Zomer, S.L.C. & Souto, R.P. 1997. Caracterização Morfológica das Praias Oceânicas entre Imbé e Arroio do Sal, RS. *Notas Técnicas*, 10: 35-48.
- Weschenfelder, J. & Ayup-Zouain, R.N. 2002. Variabilidade Morfodinâmica das Praias Oceânicas entre Imbé e Arroio do Sal, RS, Brasil. *Pesquisas em Geociências*, 29(1): 3-13.
- Wright, L.D. & Short, A.D. 1984. Morphodynamic Variability of Surf Zones and Beaches: A Synthesis. *Marine Geology*, 56: 93-118.

### **CAPÍTULO III**

## 1. CONSIDERAÇÕES FINAIS

Esta dissertação buscou integrar dados coletados para estudos de morfodinâmica praial, focados em variações sazonais ou ainda anuais no comportamento da praia e da linha de costa, com os dados de comportamento da barreira costeira holocênica em longo prazo. Apesar de ser difícil comparar estes ambientes, visto que ainda existe uma falta de estudos sobre o efetivo transporte sedimentar da antepraia para a praia, é possível afirmar a partir de estudos anteriores que a antepraia foi a principal fonte para a formação e posterior progradação das barreiras, como também para a formação das dunas frontais e campos de dunas.

O litoral do RS apesar de já ter sido considerado homogêneo, apresenta 5 grupos com características praias distintas. Com relação a altura das ondas, elas são de maior altura nas projeções e menor nos embaiamentos, além disso, a energia de ondas é maior no litoral norte que no litoral sul. O regime de ventos, apesar de possuir a predominância dos ventos NE, também é variável, com pontos de maior potencial de deriva e outros de menor, que, juntamente com a orientação da linha de costa afeta o desenvolvimento das dunas. Logo, percebemos que são muitos fatores que influenciam no comportamento do ambiente praial.

Os setores com domínio dissipativo são aqueles com progradação da barreira costeira, no qual a combinação de transporte longitudinal, geologia antecedente, energia de ondas e disponibilidade sedimentar é considerada fundamental para este comportamento progradante. O estado dissipativo se mostra o mais efetivo no transporte sedimentar da antepraia para a praia, sendo o responsável por remobilizar grandes volumes sedimentares de um ambiente para o outro, favorecendo também a progradação costeira.

As barreiras agradacionais com maior desenvolvimento de dunas frontais apresentam baixa mobilidade praial juntamente com estágios intermediários de alta energia, que têm capacidade de transportar o sedimento para a praia. Mas, diferentemente do que ocorre em setores progradantes, apresentam este estoque sedimentar na forma de grandes campos de dunas e dunas frontais. Isso ocorre também pela combinação das condicionantes citadas anteriormente.

Já as barreiras retrogradantes estão associadas com estágios intermediários de energia e mobilidade variável, sem um padrão nítido quanto a este setor. Sendo ambientes de déficit sedimentar, o transporte para a praia se torna menos efetivo.

Além disso, a constatação da ocorrência de estágios intermediários que se aproximam do refletivo demonstra também uma zona de surfe com pouco estoque sedimentar. A alta susceptibilidade à erosão costeira é constatada em muitos locais, pela alta mobilidade e também pelo fato de apresentarem depósitos holocênicos compactados no pós-praia, recobertos por uma fina camada sedimentar. A associação desses fatores resulta neste comportamento erosivo costeiro, que na região do Hermenegildo ainda causa um problema social devido à ocupação desordenada da zona costeira.

A integração destes dados é de extrema importância para o entendimento do comportamento das praias, dunas e barreiras costeiras. Ainda, estudos sobre o transporte sedimentar para o continente e para o mar com a intenção de quantificar a troca que de fato ocorre entre estes setores é fundamental para que estimativas futuras possam ocorrer, além disso, fornece um entendimento mais completo da evolução costeira na região.

A morfodinâmica praial deve ainda ser objeto de muitos estudos, visto que quanto maior a série de dados mais completa será a interpretação do comportamento da praia. Isso pode ainda acarretar em uma compreensão mais fidedigna no futuro quanto às interações entre o ambiente praial e a evolução em longo prazo. Além disso, dado o aumento do uso e ocupação da região litorânea, muitas vezes de forma irresponsável, quanto maior for nosso entendimento e capacidade de prever a reação do ambiente, mais preparados estaremos para tomar as providências de preservação ou ainda mitigação de problemas ambientais da zona costeira.

**ANEXO I** - Atestado de Submissão do Artigo para a Revista Pesquisas em Geociências.



UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL  
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS  
*Pesquisas em Geociências*

---

Porto Alegre, 26 de fevereiro de 2018.

À Camila Reichow e colaboradores

Comunico o recebimento do manuscrito listado, submetido para publicação em *Pesquisas em Geociências*, órgão de divulgação científica editado pelo Instituto de Geociências da Universidade Federal do Rio Grande do Sul.

Contudo, para dar prosseguimento às atividades editoriais, é necessário realizar ajustes, **parte dos quais** apontados no arquivo em anexo. Lembro que a submissão é por meio de arquivo pdf.

**Observações:**

- a) Salvar a nova versão como o nome Man 759 Reichow et al v2.
- b) Na mensagem eletrônica, no campo "assunto", inserir: Man 759 Reichow et al.

Aguardo nova submissão até 06/03/2018. Agradeço a seleção de *Pesquisas em Geociências* para a publicação de sua contribuição.

**Manuscrito 759: Manuscrito: A morfodinâmica praial e a barreira holocênica ao longo do Estado do Rio Grande do Sul, Brasil.**

**Autores: Camila Reichow, Jair Weschenfelder & Sérgio Rebello Dillenburg.**

Atenciosamente,

A handwritten signature in blue ink, appearing to be 'Paulo Alves de Souza', written over a horizontal line.

Prof. Dr. Paulo Alves de Souza - Editor Chefe

## ANEXO II – Histórico Escolar.



Pág.: 1  
Data: 16/01/2018 16:26:11

## Histórico Curso

Instituto de Geociências  
Programa de Pós-Graduação em Geociências

Situação: ATIVO

Cartão: 279368

Nome: Camila Reichow

Identidade: 9096567566 CPF: 025866659040 Data de Nascimento: 04/09/1991

Curso: GEOCIÊNCIAS - Mestrado Acadêmico

Ingresso: 01/03/2016 - Normal

Area Concentração: GEOLOGIA MARINHA

Orientador:

JAIR WESCHENFELDER

Proficiência no(s) idioma(s): Inglês

Período	Código	Atividade de Ensino/Professor	Créditos	Carga Horária	Conceito	Frequência (%)	Situação	Instituição
2017/01	GEP00091	Ambientes deposicionais clássicos costeiros Palestrante: MARIA LUIZA CORREA DA CAMARA ROSA Titulação: Doutorado	5	75	A	100.00	Aprovado	UFRGS
2017/01	SERP21	Professor: EDUARDO GUIMARAES BARBOZA Titulação: Doutorado Geoprocessamento	3	45	A	100.00	Validação	UFRGS
2016/02	GEB00063	Professor: LAURINDO ANTONIO GUASSELLI Titulação: Doutorado Evolução Costeira	4	60	A	100.00	Aprovado	UFRGS
2016/02	GEB00028	Professor: SERGIO REBELLO DILLENBURG Titulação: Doutorado Sensoriamento Remoto Aplicado a Geologia Marinha e Costeira	5	75	A	100.00	Aprovado	UFRGS
2016/01	GEB00130	Professor: RICARDO NORBERTO AYUP ZOUJAIN Titulação: Doutorado LEVANTAMENTOS GEOACÚSTICOS EM AMBIENTES SUBMERSOS	2	30	A	-	Aprovado	UFRGS
2016/01	GEB00131	Professor: JAIR WESCHENFELDER Titulação: Doutorado MORFOLOGIA E SEDIMENTOLOGIA DO AMBIENTE MARINHO	3	45	A	100.00	Aprovado	UFRGS
2016/01	GEB00070	Professor: IRAN CARLOS STALLIVIERE CORREA Titulação: Doutorado Processos Costeiros	5	75	A	-	Aprovado	UFRGS
		Professor: ELIRIO ERNESTINO TOLDO JUNIOR Titulação: Doutorado	24					

Créditos cursados com Aprovação neste Curso: 24

Créditos por Validação: 3

Total de Créditos: 27

Universidade Federal do Rio Grande do Sul

Instituto de Geociências

Programa de Pós-Graduação em Geociências

Profa. Marina Bento Soares

Coordenadora Substituta

INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS  
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS

*[Assinatura]*

Leila Maria Soares

Assessora em Administração

Coordenadora Substituta

*[Assinatura]*

Coordenador