

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

**MORFODINÂMICA DO SISTEMA PRAIA-DUNA DA BARREIRA COSTEIRA
HOLOCÊNICA DO SIRIÚ, GAROPABA, SC**

MAIARA RECH DA SILVEIRA

ORIENTADOR – Prof. Dr. Sérgio Rebello Dillenburg

Porto Alegre - 2019

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

**MORFODINÂMICA DO SISTEMA PRAIA-DUNA DA BARREIRA COSTEIRA
HOLOCÊNICA DO SIRIÚ, GAROPABA, SC**

MAIARA RECH DA SILVEIRA

ORIENTADOR – Prof. Dr. Sérgio Rebello Dillenburg

BANCA EXAMINADORA

Prof^a. Dr^a. Graziela Miot da Silva – College of Science and Engineering,
Flinders University (FU), Austrália

Prof^a. Dr^a. Maria Luiza Correa da Camara Rosa – Instituto de Geociências,
Universidade Federal do Rio Grande do Sul (UFRGS)

Prof. Dr. Paulo César Fonseca Giannini – Instituto de Geociências,
Universidade de São Paulo (USP)

Dissertação de Mestrado apresentada como
requisito básico para obtenção do Título de
mestra em Geociências.

FICHA CATALOGRÁFICA

CIP - Catalogação na Publicação

da Silveira, Maiara Rech
MORFODINÂMICA DO SISTEMA PRAIA-DUNA DA BARREIRA
COSTEIRA HOLOCÊNICA DO SIRIÚ, GAROPABA, SC / Maiara
Rech da Silveira. -- 2019.
91 f.
Orientador: Sérgio Rebello Dillenburg.

Dissertação (Mestrado) -- Universidade Federal do
Rio Grande do Sul, Instituto de Geociências, Programa
de Pós-Graduação em Geociências, Porto Alegre, BR-RS,
2019.

1. Campo de dunas transgressivo. 2. Pontal arenoso.
3. Efeito tómbolo. I. Dillenburg, Sérgio Rebello,
orient.

*“Se a educação sozinha não
transforma a sociedade,
sem ela, tampouco, a
sociedade muda.”*

Paulo Freire

AGRADECIMENTOS

Agradeço a todos àqueles que, direta ou indiretamente, contribuíram para que a realização desta pesquisa se concretizasse, em especial:

Ao meu orientador, Prof. Dr. Sérgio Rebello Dillenburg, por me receber e aceitar orientar este trabalho. Sou muito grata pela oportunidade e pelas discussões científicas, aprendizados obtidos e, em especial, pelo incentivo, apoio e paciência, que demonstraram que além de ser um excelente pesquisador e professor, é também um ser humano exemplar e inspiração a ser seguida.

Aos meus pais, Tânia e Jurandir, e a minha irmã, Ana Carolina, pelo apoio, carinho e estrutura que permitiram com que eu conseguisse alcançar meu sonho de me tornar Mestre. Obrigada por sempre acreditarem no meu potencial e por me incentivarem a buscar cada vez mais conhecimento.

Agradeço também ao Programa de Pós-Graduação em Geociências (PPGGEO) da Universidade Federal do Rio Grande do Sul (UFRGS), pela estrutura e oportunidade de me tornar Mestre em uma universidade pública, de extrema qualidade e com professores e pesquisadores de alto nível.

Agradeço ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq) pela concessão da bolsa de Mestrado, que foi fundamental para minha formação. O suporte financeiro disposto por esse conselho, no presente extremamente atacado e ameaçado pelo atual governo brasileiro, é de fundamental importância para que pesquisas possam ocorrer e contribuam para o desenvolvimento do nosso País. É com imensa tristeza que observo a atual insegurança envolvendo o CNPq, uma vez que acredito que a ciência deve ser cada vez mais universalizada, possibilitando a participação de todas as camadas da população no seu desenvolvimento. Expresso aqui minha preocupação, mas também o desejo de que nossa população perceba o mais rápido possível a grande importância que as pesquisas científicas têm para o nosso País, e que cobrem nossos governantes para que esse quadro seja revertido. Vivemos um momento assustadoramente anticientificista, o qual reforça que a comunidade científica deve se engajar e lutar pela preservação, desenvolvimento e valorização da ciência no Brasil.

Ao Prof. Dr. Eduardo Guimarães Barboza pelo auxílio com o método geofísico do GPR em campo, além da colaboração no processamento e interpretações das seções geradas. Agradeço pela disponibilidade, atenção e conhecimentos compartilhados e aplicados nesta pesquisa.

Agradeço também aos professores que compõem a banca avaliadora desta dissertação por aceitarem avaliar e contribuir para minha pesquisa.

Externa-se, também, um agradecimento especial aos colegas Débora Watanabe, Mariah Rocha e Caleb Ribeiro pela amizade, carinho e auxílio durante os trabalhos de campo, além do apoio no processamento e interpretação das seções de GPR utilizadas neste estudo.

Aos professores do Instituto de Geociências da UFRGS pela atenção e conhecimentos transmitidos nas disciplinas oferecidas no decorrer do Mestrado, que possibilitaram a grande ampliação de meus conhecimentos sobre a geologia costeira e sedimentar, áreas pelas quais nutro grande apreço.

Ao técnico do Laboratório de Sedimentologia do Centro de Estudos de Geologia Costeira e Oceânica (CECO) da UFRGS, Gilberto Silveira dos Santos, e à colega Pâmela Azarias pelo auxílio na análise granulométrica das amostras coletadas neste estudo. Agradeço também ao meu grande amigo Rafael Rossi Viegas pela ajuda na elaboração da tabela de frequência dos dados de ventos utilizados neste trabalho.

As minhas grandes amigas Narla Stutz e Catherine Goulart pela amizade, carinho e apoio recebidos, especialmente na etapa final desta dissertação. Obrigada pelo incentivo e consideração, os quais foram fundamentais para que eu concluísse esta pesquisa.

RESUMO

Este trabalho apresenta uma caracterização da barreira costeira do Siriú (localizada no litoral centro-sul do estado de Santa Catarina), no que se refere ao seu processo de formação, e apresenta resultados do estudo do comportamento morfodinâmico do seu sistema praia-duna, com a finalidade de determinar os fatores controladores do desenvolvimento do grande campo de dunas transgressivo da barreira do Siriú. Foram empregadas metodologias distintas, envolvendo métodos diretos (trabalhos de campo com coleta de sedimentos) e indiretos (sensoriamento remoto, posicionamento geográfico e georradar). Uma série temporal de ventos da estação meteorológica do porto de Imbituba (Epagri/CIRAM) foi utilizada com o intuito de definir os potenciais de deriva eólica; e um perfil batimétrico da plataforma continental adjacente à barreira do Siriú foi elaborado com base em cartas náuticas. Os resultados obtidos mostraram que a barreira se desenvolveu, ao menos em parte, pela progradação de um pontal arenoso ancorado em terrenos mais antigos. Simultaneamente ao crescimento do pontal arenoso formou-se a cobertura eólica da barreira, na forma de um campo de dunas transgressivo, com sentido de migração oposto ao desenvolvimento do pontal. As formas eólicas atuais da barreira sugerem que o campo de dunas se formou a partir da coalescência de dunas parabólicas, sendo ainda hoje alimentado pelas areias do sistema praial. O maior desenvolvimento do campo de dunas a partir da porção norte da barreira se deve a maior disponibilidade de sedimentos arenosos no setor norte, como consequência da deriva litorânea, que é dominante para o sentido norte, aliado a maior pista de ação do vento dominante de NNE nesta porção da barreira. O efeito tómbolo proporcionado pela ilha do Siriú provavelmente também contribuiu para a retenção e maior disponibilidade de areia na porção norte do sistema praial da barreira. Os principais fatores que influenciam o sistema praia-duna atual da barreira costeira do Siriú se relacionam à velocidade e à direção dos ventos, à deriva litorânea, à variação longitudinal na energia das ondas, ao estágio morfodinâmico da praia e à orientação da linha de costa.

Palavras-chave: Campo de dunas transgressivo; Pontal arenoso; Efeito tómbolo.

ABSTRACT

This research presents a characterization of the Siriú coastal barrier, located in the center-south coast of Santa Catarina state, in regard of its formation process, and presents results of the study of the morphodynamic behavior of its beach-dune system, with the purpose of determining the controlling factors for the development of the large transgressive dune field of the Siriú barrier. Different methodologies were employed, involving direct methods (field work with sediment collection) and indirect methods (remote sensing, geographical positioning and GPR). A time series of winds from the weather station of the Imbituba port (Epagri / CIRAM) was used to define wind drift potentials; and a bathymetric profile of the continental shelf adjacent to the Siriú barrier was elaborated based on nautical charts. The obtained results showed that the barrier developed, at least in part, by the progradation of a sandy spit anchored at an older terrain. Simultaneously with the growth of the sandy spit, the aeolian cover of the barrier was developed, in the form of a transgressive dune field, with a direction of migration opposite to the development of the spit. The current aeolian forms of the barrier suggest that the transgressive dune field was formed by the coalescence of parabolic dunes, and it is still fed by sands of the beach system. The greater development of the dune field from the northern portion of the barrier is due to the greater availability of sandy sediments in the northern portion, as a consequence of the northbound dominant littoral drift, coupled with the larger dominant NNE wind fetch at this portion of the barrier. The tombolo effect provided by the Siriú islet probably also contributes to the retention and greater availability of sand in the northern portion of the barrier beach system. The main factors influencing the current beach-dune system of Siriú's coastal barrier are relate to wind speed and direction, littoral drift, longitudinal variation in wave energy, beach morphodynamic stage and shoreline orientation.

Keywords: Transgressive dune field; Sandy spit; Tombolo effect.

SUMÁRIO

1. INTRODUÇÃO	12
1.1. JUSTIFICATIVA	13
1.2. HIPÓTESES DE TRABALHO	14
1.2.1. <i>Mudanças na linha de costa e maior desenvolvimento do campo de dunas transgressivo a partir do setor norte do Siriú</i>	<i>14</i>
1.2.2. <i>Comportamento da barreira costeira holocênica e mecanismos de formação.....</i>	<i>15</i>
1.3. OBJETIVOS	16
1.3.1. <i>Objetivo geral.....</i>	<i>16</i>
1.3.2. <i>Objetivos específicos.....</i>	<i>16</i>
2. LOCALIZAÇÃO E CARACTERIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO	17
2.1. LOCALIZAÇÃO E VIAS DE ACESSO	18
2.2. ASPECTOS GEOGRÁFICOS	18
2.3. PLANÍCIE COSTEIRA.....	19
2.4. FISIOGRAFIA DA COSTA E DA PLATAFORMA CONTINENTAL.....	19
2.5. ASPECTOS CLIMÁTICOS E OCEANOGRÁFICOS	20
2.5.1. <i>Aspectos climáticos</i>	<i>20</i>
2.5.1.1. <i>Precipitação</i>	<i>21</i>
2.5.1.2. <i>Ventos.....</i>	<i>21</i>
2.5.2. <i>Aspectos oceanográficos: ondas, marés e deriva litorânea.....</i>	<i>22</i>
2.6. ASPECTOS HIDROGRÁFICOS	23
2.7. VARIAÇÕES DO NÍVEL RELATIVO DO MAR DURANTE O HOLOCENO	24
3. MATERIAIS E MÉTODOS	25
3.1. ANÁLISE GRANULOMÉTRICA	25
3.1.1. <i>Trabalhos de campo</i>	<i>26</i>
3.1.2. <i>Laboratório.....</i>	<i>27</i>
3.2. POTENCIAIS DE DERIVA EÓLICA, ROSA DE AREIA E ROSA DOS VENTOS	28
3.2.1. <i>Tabela de frequência</i>	<i>28</i>
3.2.2. <i>Cálculo dos potenciais de deriva eólica</i>	<i>29</i>
3.2.3. <i>Rosa de areia e rosa dos ventos</i>	<i>30</i>
3.3. INCLINAÇÃO DA PLATAFORMA CONTINENTAL INTERNA.....	31

3.4. SENSORIAMENTO REMOTO	31
3.4.1. <i>Produtos do sensoriamento remoto utilizados</i>	32
3.4.2. <i>Aplicação: procedimentos realizados e geoprocessamento</i>	33
3.5. SISTEMA DE POSICIONAMENTO (GNSS)	34
3.6. GEORRADAR (GPR)	35
3.6.1. <i>Aplicação</i>	36
4. ESTADO DA ARTE	40
4.1. BARREIRAS COSTEIRAS HOLOCÊNICAS	40
4.2. BARREIRAS COSTEIRAS HOLOCÊNICAS NA PCSC	45
REFERÊNCIAS	48
5. ARTIGO SUBMETIDO	57
6. CONSIDERAÇÕES FINAIS	88
ANEXOS	89
ANEXO A – CARTA DE SUBMISSÃO DO ARTIGO À REVISTA BRASILEIRA DE GEOMORFOLOGIA.	89
ANEXO B – RESUMO DE TRABALHO APRESENTADO NO 49º CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA (2018).	90

Sobre a estrutura desta dissertação:

Esta dissertação está estruturada em torno de um artigo submetido para publicação e, desta maneira, sua organização contém as seguintes seções principais:

- a) Introdução ao tema, envolvendo as considerações iniciais, com a justificativa e importância desta pesquisa, hipóteses de trabalho, objetivos geral e específicos, localização e caracterização da área de estudo, materiais e métodos empregados; e, por fim, uma breve apresentação do estado da arte relativo às barreiras costeiras holocênicas, especialmente na Planície Costeira de Santa Catarina (PCSC).
- b) Artigo submetido à Revista Brasileira de Geomorfologia intitulado “Morfodinâmica do sistema praia-duna da barreira costeira holocênica do Siriú, Garopaba, SC”, que apresenta os resultados, discussões e conclusões desta pesquisa.
- c) Anexos, incluindo a carta de submissão do artigo desenvolvido durante o mestrado e um resumo do trabalho intitulado “Evolução geológica da barreira holocênica da praia do Siriú, Garopaba, SC” apresentado no 49º Congresso Brasileiro de Geologia (2018).

1. INTRODUÇÃO

Barreiras costeiras são feições deposicionais verificadas em costas dominadas por ondas, ocorrendo especialmente nos litorais de margens continentais passivas, em plataformas continentais autóctones e de baixo gradiente (*trailing edge coasts*), as quais tendem a apresentar abundância de sedimentos (DILLENBURG e HESP, 2009). Esse tipo de costa ocorre de forma expressiva no litoral brasileiro, estando o litoral sul do País inserido nessa categoria caracterizada pelo significativo transporte sedimentar gerado pela ação das ondas, o qual prevalece sobre a força de maré e geralmente está relacionado a regiões com regime de micromarés (DAVIES e HAYES, 1984).

As barreiras costeiras correspondem a feições geomorfológicas jovens, altamente dinâmicas, constituindo sistemas costeiros complexos que incluem uma série de ambientes deposicionais distintos, porém, estritamente relacionados, e elementos geomorfológicos de origem e evolução variáveis (TILLMANN e WUNDERLICH, 2013). Atuam basicamente como um “obstáculo” entre o continente e o oceano, e consistem essencialmente na acumulação subaérea e subaquática de sedimentos (areia e cascalho), com orientação paralela à linha de costa, com ou sem um corpo aquoso na retaguarda. Campos de dunas transgressivos podem ocorrer associados às barreiras, o que se verifica em diversas regiões do litoral brasileiro, como na costa centro-sul e sul de Santa Catarina (SC), e no litoral do Rio Grande do Sul (RS) (DILLENBURG *et al.*, 2000; TOMAZELLI *et al.*, 2008).

A formação e a morfodinâmica das dunas costeiras são influenciadas pelas características da praia, como sua largura, tipo morfodinâmico, tamanho dos sedimentos, pluviosidade, presença e tipo de vegetação, disponibilidade de sedimentos, orientação da linha de costa e exposição aos ventos e às ondas (HESP, 1982, 1999; SHORT e HESP, 1982; PSUTY, 1988; MIOT DA SILVA *et al.*, 2008). Desta maneira, os sistemas eólico e praial são, em certa medida, interdependentes e interagem entre si (HESP, 1982, 1999; SHORT e HESP, 1982; MIOT DA SILVA *et al.*, 2012). O termo “morfodinâmica” foi definido por Wright e Thom (1977) como sendo o ajuste recíproco da topografia e da dinâmica do fluido incluindo transporte de sedimentos. Desta maneira, a topografia se ajusta conforme a movimentação do

fluído pelas ondas, marés e correntes associadas através do transporte dos sedimentos (SHORT, 1999), podendo também ser incluída a ação dos ventos.

No litoral centro-sul do estado de SC ocorrem barreiras costeiras, ainda pouco estudadas, de limitada continuidade longitudinal devido à presença de inúmeros promontórios rochosos. Dentre estas se destaca a barreira costeira do Siriú, marcada pela presença de um importante campo de dunas transgressivo. Até o presente não havia sido realizado trabalho voltado à origem e aos controles de desenvolvimento desta barreira. Assim, o objetivo desta pesquisa foi caracterizar a barreira costeira do Siriú, quanto a sua gênese, e estudar o comportamento morfodinâmico do seu sistema praia-duna, a fim de definir os fatores controladores e a dinâmica que influenciaram na evolução do sistema, bem como conhecer as causas do maior desenvolvimento do campo dunas transgressivo a partir da porção norte da área de estudo e das variações observadas na morfologia da sua linha de costa.

1.1. Justificativa

Villwock *et al.* (2005) ressaltaram que a observação e descrição de regiões costeiras permite não somente a sua caracterização, mas também a definição dos principais tipos de processos naturais que controlaram a sua evolução até o momento presente, e, mais ainda, presumir o seu comportamento futuro. A evolução de depósitos costeiros apresenta importante registro das mudanças eustáticas ocorridas durante o Quaternário e das variações do nível relativo do mar (NRM) a elas associadas. O estudo e a caracterização da barreira costeira holocênica do Siriú possibilitaram um maior entendimento sobre a evolução da área de estudo, contribuindo não somente para uma melhor compreensão da evolução dos sistemas estudados neste trabalho, como também poderá colaborar em trabalhos futuros que forem realizados na região, buscando, por exemplo, o entendimento dos processos de erosão e deposição relacionados a esse ambiente.

Dunas costeiras constituem ambientes de transição entre os sistemas marinho e terrestre. Exercem diversas funções ambientais, como estabilizar a linha de costa, atuar como barreira natural contra as ressacas do mar, desempenhar importante papel na formação e recarga de aquíferos, ter fundamental importância na dinâmica da zona costeira e no controle do processo erosivo, além de ser o habitat de diversas espécies da fauna e da flora (FALKENBERG, 1999). Dunas

costeiras ativas são sistemas instáveis e caracterizados como ambientes de alta fragilidade; sendo, desta maneira, considerados Área de Preservação Permanente (APP) protegidas por lei, segundo o Art. 3º da Lei 12.651/2012. Esses sistemas eólicos apresentam importância ecológica, paisagística e cultural, e a sua preservação deve ser defendida e incentivada (TOMAZELLI *et al.*, 2008). Assim, o conhecimento e a compreensão sobre a dinâmica, a evolução e os fatores que influenciam no desenvolvimento do campo de dunas transgressivo da área de estudo, através da presente investigação, compõem importantes ferramentas no auxílio da preservação e manutenção deste significativo sistema eólico, bem como na tentativa de prever seu comportamento futuro.

Além disso, a abordagem da evolução geológica da barreira costeira do Siriú e do seu campo de dunas transgressivo é ainda bastante escassa, exceto pelos trabalhos de Mendes (2012) e Mendes *et al.* (2015a, 2015b) sobre os depósitos eólicos quaternários da costa catarinense, entre a praia do Ouvidor e Florianópolis, no qual os autores estudaram quatro gerações de depósitos sedimentares de dunas e paleodunas eólicas originalmente descritas por Giannini *et al.* (2007), incluído nestas o campo de dunas do Siriú, em Garopaba. As gerações de dunas foram agrupadas por critérios morfológicos, estratigráficos, granulométricos, mineralógicos e por datações LOE (Luminescência Ópticamente Estimulada). Assim, o número ainda pequeno de informações de caráter evolutivo e sedimentológico na região, tendo a barreira holocênica e seu campo de dunas transgressivo como enfoque, motivou a realização deste estudo na barreira costeira do Siriú.

1.2. Hipóteses de trabalho

Partindo-se de algumas premissas sobre a dinâmica e evolução das barreiras costeiras e de seus campos de dunas transgressivos foram levantadas algumas hipóteses sobre o comportamento da barreira holocênica na área de estudo:

1.2.1. Mudanças na linha de costa e maior desenvolvimento do campo de dunas transgressivo a partir do setor norte do Siriú

São consideradas duas importantes variações na praia e no campo de dunas da área de estudo. A primeira se refere à diferença na morfologia da linha de costa da praia do Siriú, em sua vista em planta, onde se observa uma suave projeção no

seu setor centro-norte, a qual pode ter se desenvolvido devido ao efeito de refração das ondas que chegam à costa causado pela ilha do Siriú.

A segunda variação corresponde ao maior desenvolvimento do campo de dunas transgressivo a partir do setor norte da área. Enquanto deste as dunas migram distâncias consideráveis (em torno de 3,3 km), nos setores central e sul do Siriú a mobilização do campo de dunas é restrito a menores distâncias (inferiores a 1,6 km). Essa diferença pode ocorrer pelo efeito de mudança na pista de ação do vento (*fetch*), em razão da morfologia de enseada da linha de costa; pela aceleração do vento na porção norte da praia, devido à topografia (presença de promontório rochoso atingindo a costa); variação na granulometria da areia ao longo da face de praia, dunas frontais e do campo de dunas, e a pequenas mudanças na inclinação da plataforma continental. Além disso, supõe-se que os principais fatores que controlam o desenvolvimento das dunas transgressivas sejam a velocidade e, especialmente, a direção principal dos ventos atuantes na área.

1.2.2. Comportamento da barreira costeira holocênica e mecanismos de formação

Estudos como os de Hesp (2013), Dillenburg *et al.* (2000), Pye e Bowman (1984) e Short (1988) associaram a ocorrência de campos de dunas transgressivos à erosão da linha de costa e da *shoreface*. Desta maneira, estes autores concluíram que dunas transgressivas representam perda de areia da costa em sentido ao continente; sendo, portanto, uma indicação de retração costeira. Partindo-se deste pressuposto, presume-se inicialmente que a barreira holocênica da praia do Siriú apresente comportamento retrogradacional. Contudo, é importante destacar que campos de dunas transgressivos também são verificados associados às barreiras progradacionais e agradacionais (HESP *et al.* 2005, 2007, DILLENBURG *et al.* 2009).

Em relação aos mecanismos de formação da barreira costeira do Siriú, presume-se que a mesma foi formada como consequência da migração de uma barreira de natureza transgressiva, durante a última transgressão marinha que findou há 6 ka, aproximadamente.

1.3. Objetivos

A seguir são listados o objetivo geral e os objetivos específicos deste trabalho.

1.3.1. *Objetivo geral*

- Estudar e caracterizar o comportamento morfodinâmico do sistema praia-duna da barreira costeira holocênica do Siriú, a fim de definir os fatores controladores e a dinâmica que influenciaram no desenvolvimento do sistema praia-duna, bem como conhecer as causas do maior desenvolvimento do campo de dunas transgressivo a partir do setor norte do Siriú e das variações observadas na morfologia da sua linha de costa.

1.3.2. *Objetivos específicos*

- Identificar o padrão de empilhamento dos depósitos da barreira costeira holocênica de forma a ser possível interpretações da sua gênese e de seu comportamento evolutivo;
- Gerar um mapa com informações relacionadas ao contexto geológico e geomorfológico da área de estudo, aos sistemas deposicionais costeiros e seus subambientes associados.

2. LOCALIZAÇÃO E CARACTERIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO

Garopaba está inserida no litoral centro-sul de SC (HORN FILHO, 2003). Conforme Fernandez *et al.* (2019), morfológicamente, a região é caracterizada pela presença da Serra do Mar junto à costa, inibindo, deste modo, a formação de grandes planícies costeiras. Na porção N-NE do município se localiza a praia do Siriú (**Fig. 1**), a qual junto à praia de Garopaba, situada imediatamente ao sul, constituem a enseada de Garopaba. A barreira costeira do Siriú integra um sistema deposicional do tipo Laguna-Barreira, cuja formação está associada às variações relativas do nível do mar ocorridas durante o Quaternário (VILLWOCK *et al.*, 1986; VILLWOCK e TOMAZELLI, 1995; TOMAZELLI e VILLWOCK, 2000, ROSA *et al.*, 2011, 2017).

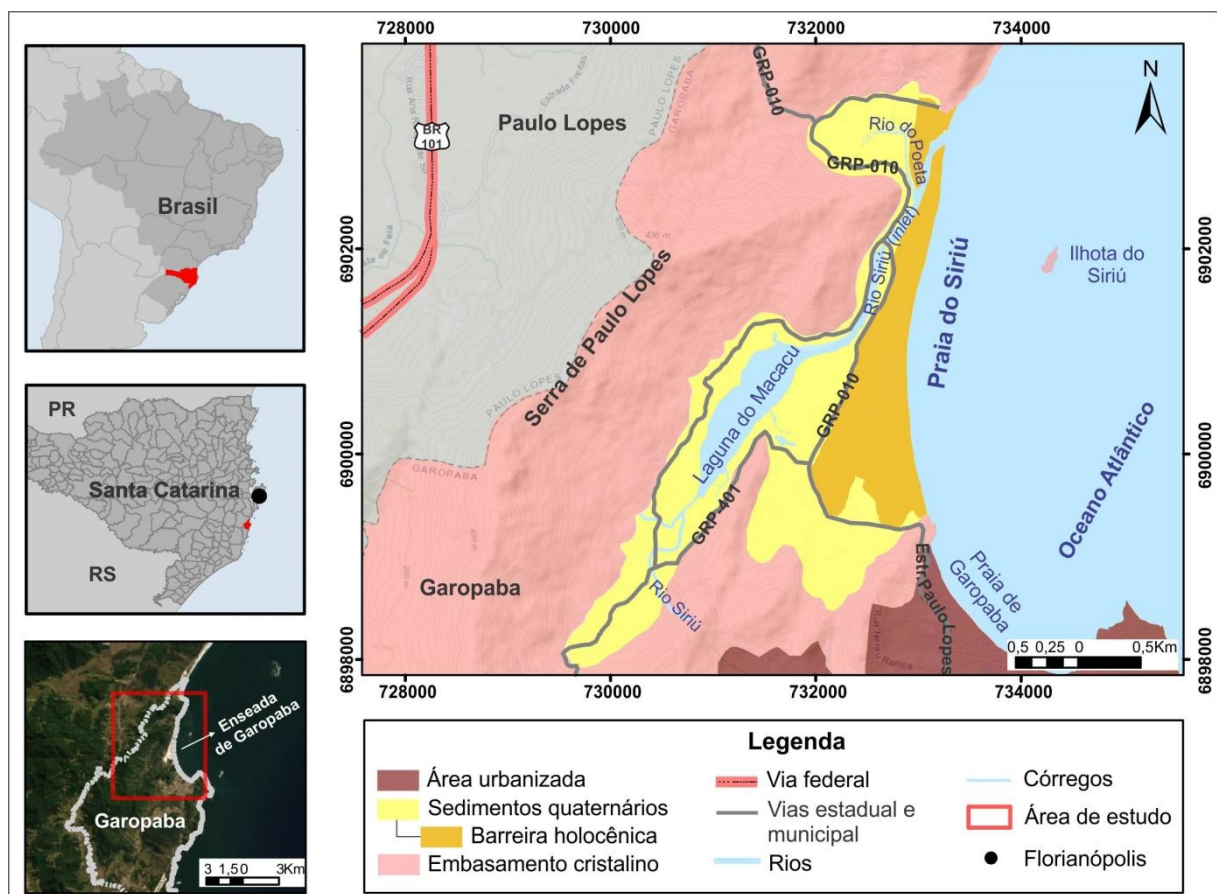


Figura 1: Mapa de localização da área de estudo.

A barreira holocênica do Siriú ocupa a porção N-NW da enseada de Garopaba, sendo composta por depósitos sedimentares dos sistemas praiar e eólico.

Destaca-se pela presença de um expressivo campo de dunas transgressivo. Esses sistemas evoluíram desde o Holoceno médio, durante uma fase de baixa taxa de queda do NRM, após um máximo transgressivo de cerca de 2,1 m acima do nível atual (ANGULO *et al.*, 2006). O campo de dunas transgressivo do Siriú compreende depósitos eólicos não vegetados e vegetados. As dunas não vegetadas são representadas principalmente por cadeias barcanoides, enquanto as vegetadas incluem dunas parabólicas, *blowouts* e dunas frontais. Este campo de dunas é resultado da intensificação da força do vento e do aumento da disponibilidade de areia na costa sul do Brasil durante o Holoceno tardio (GROHMANN e SAWAKUCHI, 2013).

Dillenburg e Hesp (2009) salientaram que os fatores mais críticos que determinam as características das barreiras costeiras são o comportamento do nível do mar, a morfologia do substrato (topografia antecedente), a disponibilidade de sedimentos (especialmente areias), e a ação das ondas, das marés e dos ventos. Fatores primários, tais como declividade da plataforma continental interna, sedimentos disponíveis e ondas produzirão um perfil praial formado por uma praia e uma antepraia (*shoreface*), sem dunas e sem canais (HESP e SHORT, 1999). Fatores secundários, como marés e ventos, apenas modificarão esse modelo básico abrindo canais e formando dunas.

2.1. Localização e vias de acesso

A área de estudo se localiza na Planície Costeira de Santa Catarina (PCSC), no município de Garopaba, inserido no litoral centro-sul catarinense. Garopaba se localiza no extremo norte da Baía de Pelotas, no limite desta com a Baía de Santos correspondente ao Alto Estrutural de Florianópolis. Na porção N-NE do município se encontra a praia do Siriú, entre as coordenadas 730063 e 733670 mE e 6903599 e 6899113 mN (Zona 22S), distante cerca de 90 km ao sul de Florianópolis, capital do estado (**Fig. 1**).

2.2. Aspectos Geográficos

O município de Garopaba possui extensão territorial de 115,405 km², limitando-se ao norte e ao oeste com o município de Paulo Lopes; ao sul com o município de Imbituba e ao leste com o oceano Atlântico (**Fig. 1**). Seu bioma

característico é formado pela Mata Atlântica, presente em parte expressiva do litoral brasileiro. Caruso Jr. (1995) afirmou que a vegetação da área se enquadra no tipo fitoecológico da Floresta Ombrófila Densa, a qual equivale à região de floresta pluvial da costa atlântica, incluindo as planícies litorâneas e as encostas íngremes da Serra do Mar, as quais formam vales estreitos e profundos. A base cartográfica da planície costeira do município de Garopaba é composta pelas folhas Paulo Lopes (IBGE, 1983) e Imbituba (IBGE, 1995), na escala 1:50.000.

2.3. Planície Costeira

O litoral centro-sul catarinense apresenta feições típicas dos sistemas deposicionais do tipo Laguna-Barreira, cuja formação está associada às variações do nível relativo do mar ocorridas durante o Quaternário (VILLWOCK *et al.*, 1986; VILLWOCK e TOMAZELLI, 1995; TOMAZELLI e VILLWOCK, 2000). No mapeamento realizado por Rech-Silveira (2016), na região do entorno do Siriú, foi verificado que nesta área a planície costeira é formada por depósitos pertencentes ao sistema deposicional continental, ou sistema de Leques Aluviais, representado pelos depósitos coluvial (tálus), de leque aluvial e fluvial; e aqueles pertencentes aos sistemas deposicionais do tipo Laguna-Barreira III e IV. Relacionados ao sistema Laguna-Barreira III afloram somente os sedimentos da Barreira III, representada pelo Depósito eólico do Pleistoceno superior, que se sobrepõe ao Depósito marinho pleistocênico (CARUSO JÚNIOR, 1995). Associados ao sistema Laguna-Barreira IV foram identificados depósitos da Barreira IV, representados pelos sedimentos dos depósitos eólico e praias, e ao sistema Lagunar IV, composto pelos depósitos lagunar, paludal e deltaico intralagunar.

2.4. Fisiografia da costa e da Plataforma Continental

No contexto fisiográfico-estrutural da costa brasileira, a área de estudo está inserida no setor entre Laguna e Joinville (SC) referido por Giannini (2007). Esse setor coincide com a Plataforma de Florianópolis (GIANNINI, 1993) e se apresenta bastante escarpado e recortado, exibindo orientação geral NNE. As praias são restritas, com menos de 12 km de extensão em sua maioria, e as planícies de cordões litorâneos e vales incisos afogados (baías e lagunas) são os sistemas deposicionais mais relevantes. A plataforma continental interna é mais estreita e

íngreme quando comparada à dos setores adjacentes ao norte (Joinville – Angra dos Reis) e ao sul (Chuí-Laguna), possuindo entre 0,07° e 0,26° de declividade na plataforma interna (GIANNINI, 2007). Conforme Giannini *et al.* (2007), no litoral sul de SC a distância da costa até a borda da plataforma continental (no nível batimétrico de -200 m) é em torno de 140 km. Na latitude de Jaguaruna a plataforma continental interna (até o nível batimétrico de -40 m) possui cerca de 25 km de largura, reduzindo para menos de 10 km de largura entre o Cabo de Santa Marta e Imbituba, município localizado imediatamente ao sul de Garopaba.

2.5. Aspectos climáticos e oceanográficos

2.5.1. Aspectos climáticos

Garopaba apresenta características climáticas típicas do litoral sul do Brasil. Encontra-se inserida na Zona Subtropical Sul, de acordo com a classificação de Strahler (1967), reconhecido por apresentar estações bem definidas e chuvas bem distribuídas ao longo do ano. Segundo a classificação de Köppen (1948), o clima do município pode ser definido como mesotérmico do tipo Cfa. Em geral, as temperaturas variam entre 23°C em janeiro e 14°C em julho, com médias anuais de cerca de 19°C e umidade relativa do ar em torno de 80% (ORSELLI, 1986).

A posição geográfica de Garopaba favorece a influência das massas de ar oceânicas. O clima é controlado especialmente por duas dessas massas: pela Massa Tropical Atlântica, associada ao Anticiclone do Atlântico Sul (ASAS), e pela Massa Polar Atlântica, relacionada ao Anticiclone Móvel Polar (AMP). O ASAS corresponde a um centro de alta pressão que produz uma massa de ar quente e úmida, com posição semipermanente entre as latitudes 18°S e 35°S. Já o AMP é um centro de alta pressão migratório alimentado por massas de ar frias da Antártida, movimentando-se na direção NE. Este deslocamento aproxima esses dois centros de alta pressão originando uma zona de baixa pressão entre eles e frentes frias. Tais frentes estão relacionadas aos ventos ciclônicos, instabilidade nas condições do tempo e precipitação. Além disso, os dois anticiclones se alternam sazonalmente: o ASAS predomina durante os meses quentes (primavera e verão), atuando normalmente na costa e gerando ventos da direção E e NE, enquanto o AMP prevalece ao longo do outono e inverno. Sua maior atividade nos meses mais frios

origina as frentes frias, as quais produzem ventos ciclônicos de S e SW que predominam nessa época do ano (HESP *et al.*, 2009).

2.5.1.1. Precipitação

De acordo com Orselli (1986), a taxa de precipitação para a região da área de estudo está compreendida entre 1.250 mm (Imbituba) e 1.400 mm (Laguna), com número de dias de chuva entre 110 e 120. Estes geralmente estão associados aos ventos de SW (GIANNINI,1993). As características topográficas da área adjacente à costa atuam como um grande controle na geração da precipitação e, conseqüentemente, no controle climático da região. Uma vez que as massas de ar úmidas vindas do oceano são barradas e impedidas de se deslocarem devido aos altos topográficos do Escudo Catarinense, condensando e ocasionando precipitação orográfica. Através do estudo de uma série temporal de dados de precipitação do período de 1962 a 2010 da estação meteorológica do Instituto Nacional de Meteorologia (INMET) de São José, 80 km ao norte de Garopaba, Mendes (2012) constatou que as chuvas na região se concentram no verão (36%) e na primavera (27%), seguidos do inverno (19%) e outono (18%). O autor salientou a importância dos eventos extremos nesses resultados, uma vez que 10% dos dias mais chuvosos foram responsáveis por 30 a 52% da precipitação anual.

2.5.1.2. Ventos

Os ventos que prevalecem na região de Garopaba são originários dos quadrantes NE, SW e S e as intensidades destes são modificadas em função dos meses do ano. Como já mencionado anteriormente, a geração dos ventos na área se relaciona aos anticiclones ASAS e AMP. O vento atua como um importante agente de transporte dos sedimentos, apresentando importância fundamental na formação e desenvolvimento dos depósitos eólicos da área de estudo. De acordo com medidas realizadas na estação meteorológica do Farol de Santa Marta (município de Laguna), localizada 90 km ao sul de Garopaba, existe franco predomínio da Deriva Eólica Potencial (DEP) no sentido SW (HESP *et al.*, 2009). A **Figura 2A** mostra a rosa de areia da estação meteorológica do Farol de Santa Marta exposta por Hesp *et al.* (2006).

Visto que, para que o transporte eólico seja efetivo é necessário que os

sedimentos estejam livres de umidade, a combinação da DEP com a distribuição da pluviosidade e o aporte sedimentar estabelece a deriva eólica efetiva ou DEE. De acordo com Giannini (1993), os ventos de SW em Laguna são preferivelmente seguidos de chuvas quando comparados aos ventos de NE, o que reforça o domínio da DEE para SW. Em seu trabalho, Mendes (2012) avaliou a distribuição da DEP por estação do ano, tendo como base uma série temporal de 1962 a 2010 da estação meteorológica de São José. O autor verificou grande concentração da DEP na primavera (43%), seguida do inverno (23%), verão (22%), e outono (12%). A diferença entre a DEP e a DEE variou ao longo da série histórica estudada, atingindo os maiores valores na década de 1990 e os menores entre os anos de 1978 e 1982, refletindo períodos de maior e menor precipitação, respectivamente. O gráfico apresentado na **Figura 2B** mostra que durante o período estudado por Mendes (2012), de maneira geral, a precipitação aumentou, enquanto a DEP diminuiu.

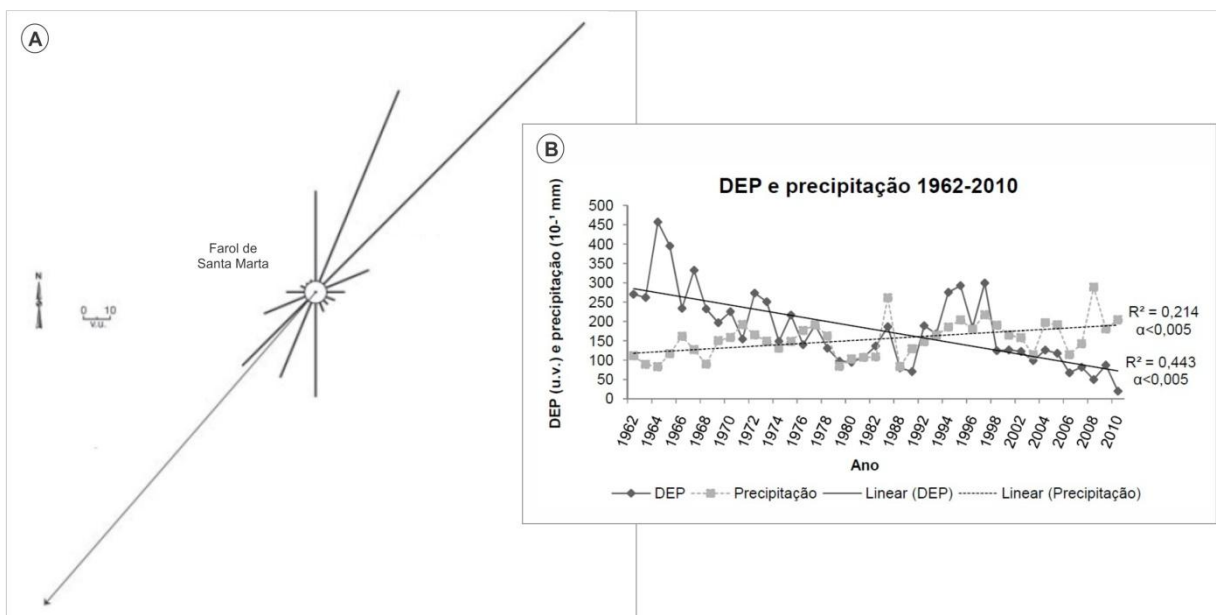


Figura 2: Deriva eólica potencial e precipitação. **A.** Rosa de areia exibindo o potencial de transporte eólico de areia no Farol de Santa Marta, Laguna – SC (Fonte: modificado de HESP *et al.*, 2006). **B.** Variação da precipitação e da DEP, entre 1962 e 2010, baseado em dados da estação meteorológica do INMET de São José, SC (Fonte: MENDES, 2012).

2.5.2. Aspectos oceanográficos: ondas, marés e deriva litorânea

Segundo Hesp *et al.* (2009), a direção da ondulação mais frequente na Ilha do Arvoredo, 125 km ao norte de Garopaba, é de 170° (S), com período de 12 s e

altura média de onda de 1 a 1,5 m. As ondas geradas localmente afluem de 70° (ENE), com 7 s de período e altura média de 1 m.

A costa de Garopaba possui amplitude de maré típica de um regime de micromarés, com amplitudes inferiores a 2 m. Através da tábua de marés do porto de Imbituba, Giannini (1993) apontou que a média da oscilação das marés astronômicas é de 0,6 m, apresentando regime semi-diurno. Conforme Leal (2005), as marés interagem na dinâmica oceanográfica causando erosão das praias, sendo também importantes para a dinâmica estuarina das lagoas e dos rios da região.

Giannini (1993, 2002) e Martinho (2004) indicaram que, via de regra, a deriva litorânea de sedimentos predominante na área é de S-SW para N-NE. Conforme Leal (2005), a região em que Garopaba está inserida apresenta comportamentos hidrodinâmicos condicionados pela ação marinha e lagunar. Isto permite a subdivisão da costa em dois setores: um exposto de elevada energia e sujeito à dinâmica das correntes, ondas e marés do oceano Atlântico; e outro caracterizado pelos corpos lagunares, semiprotetido e de baixa energia, influenciado pelas marés.

Conforme dados do Plano de Gerenciamento Costeiro de Santa Catarina de 2010 (GERCO/SC, 2010), o litoral de Garopaba mostra, do ponto de vista sedimentar e morfológico, configuração heterogênea, uma vez que promontórios rochosos individualizam praias retilíneas, parabólicas e de bolso. Desta maneira, o litoral de Garopaba é descontínuo e interrompido por cursos fluviais. As ondas e demais correntes litorâneas compõem os agentes principais da dinâmica costeira, construindo ou erodindo progressivamente as feições que estruturam a planície costeira.

2.6. Aspectos hidrográficos

A rede hidrográfica de Garopaba é formada por uma série de pequenos rios e lagoas. Entre estes se destaca o rio Siriú, que deságua na lagoa do Macacu. O canal de comunicação entre esta e o oceano volta a ser chamado de rio Siriú, banhando toda a localidade da Costa do Macacu. Na porção norte do município, encontra-se o rio do Poeta (**Fig. 1**). Os rios Linhares, Palhocinha e da Ponte Grande desembocam na lagoa de Garopaba, ligada ao oceano Atlântico pelo canal do Capão. Os rios da Penha e Cova Triste marcam o limite territorial entre os municípios de Garopaba e Paulo Lopes (IBGE, 1983, 1995).

2.7. Variações do nível relativo do mar durante o Holoceno

Diversos pesquisadores fizeram estudos sistemáticos a fim de desenvolver uma curva da variação do NRM para o litoral brasileiro durante o Holoceno (MARTIN *et al.*, 1980; SUGUIO *et al.*, 1985; ANGULO e LESSA, 1997; MILNE *et al.*, 2005; ANGULO *et al.*, 2006; ANGULO e SOUZA, 2014). Angulo *et al.* (2006) propuseram uma curva com base no paleoindicador de nível de mar conhecido como vermetídeo, propondo que o NRM em ascensão ultrapassou o nível atual há cerca de 7 ka, atingindo na região de Laguna-Imbituba uma elevação máxima de 2,1 m há 5,6 ka, seguido de um declínio até atingir os níveis atuais. Por meio de um modelo geofísico de flutuações do NRM induzidas por glacio-isostasia para a região de SC, Milne *et al.* (2005) apontaram que o nível atual teria sido alcançado/ultrapassado no Holoceno em torno de 7 ka, com seu nível máximo alcançando cerca de 2,5 m acima do atual (Fig. 3).

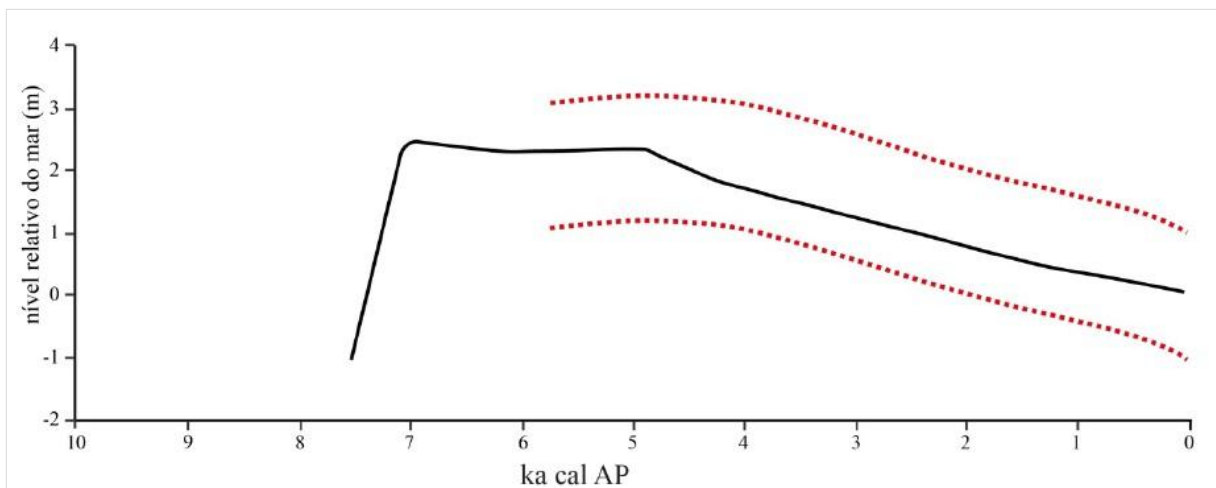


Figura 3: Intervalo de curva do NRM ao longo dos últimos 6 ka, de acordo com Angulo *et al.* (2006), para o litoral sul de SC (linhas tracejadas em vermelho) e curva do NRM ao longo dos últimos 7,5 ka proposta por Milne *et al.* (2005) para o mesmo setor costeiro (linha preta contínua) com base em simulações geofísicas (cal = calibrada) (Fonte: SILVA, 2015).

3. MATERIAIS E MÉTODOS

A realização desta pesquisa se dividiu em três etapas: pré-campo, trabalhos de campo e atividades pós-campo (**Fig. 4**).

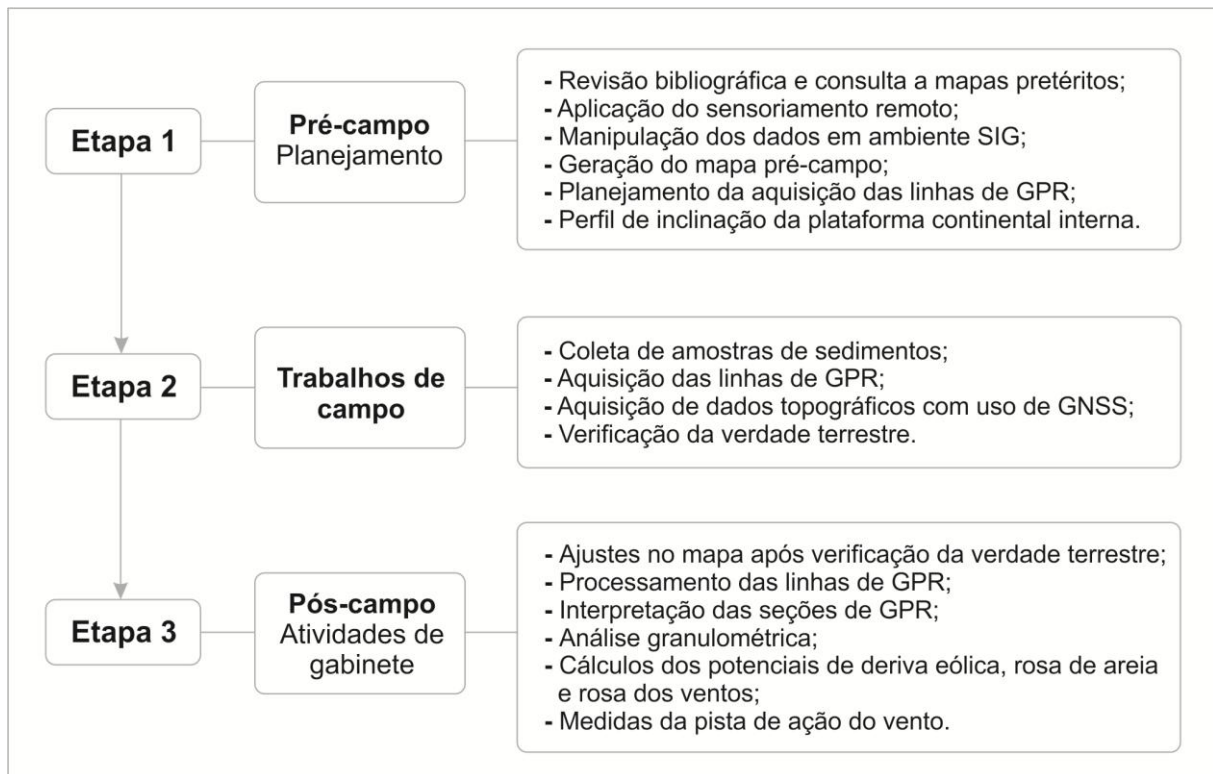


Figura 4: Resumo da estrutura de trabalho adotada.

3.1. Análise granulométrica

Para a realização da análise granulométrica foi empregado o uso do analisador de partículas a laser Horiba, modelo LA-950V2. O limite entre as frações arenosas e finas utilizado foi o de 62 μm , correspondente ao extremo inferior (areia muito fina) de granulação para diferentes classes de areias na classificação de Wentworth (1922). Em seguida, executou-se o tratamento estatístico dos dados baseado nos parâmetros de Folk e Ward (1957), determinando-se as medidas de tendência central (M_z) e grau de seleção (σ). A análise estatística foi realizada através do programa *Sysgran 3*, desenvolvido por Camargo (2005).

3.1.1. Trabalhos de campo

O sistema praial corresponde a principal fonte de sedimentos para os campos de dunas transgressivos, podendo influenciar no volume de sedimentos e migração do sistema eólico. Com o intuito de verificar a existência de variações na granulometria dos sedimentos foram coletadas 38 amostras superficiais em perfis a cada 200 m no sistema praia-duna frontal. Na praia coletaram-se 19 amostras da face de praia, enquanto na duna frontal foram obtidas 19 amostras na porção média da sua altura na face marinha. Também foram coletadas amostras em um perfil longitudinal ao longo de toda a extensão do campo de dunas transgressivo da área. As amostras foram recolhidas na face de barlavento das dunas, totalizando 34 amostras de sedimentos (**Fig. 5**, **Fig. 6** e **Fig. 7**). Além disso, foram observadas características do sistema praia-duna frontal, como: a morfologia da praia, o estado morfodinâmico dominante, a altura aproximada da duna frontal e as características gerais dos sedimentos superficiais no momento da coleta de amostras.



Figura 5: Mapa dos pontos de amostragem de sedimentos realizados ao longo da barreira holocênica do Siriú (Fonte: *World Imagery – Basemap ESRI, ArcGis™*).

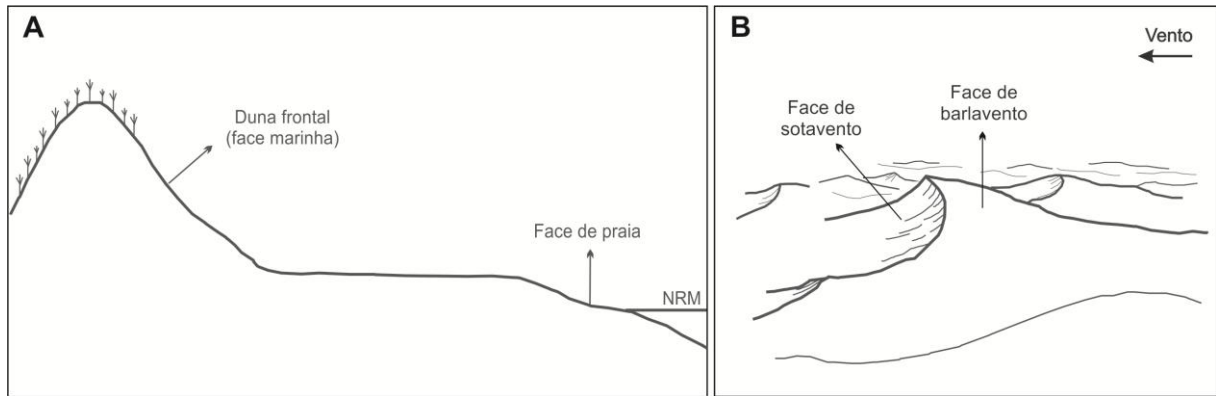


Figura 6: Locais definidos para coleta de amostras para a análise granulométrica. **A.** Locais de amostragem nos perfis realizados no sistema praia-duna frontal e **B.** no campo de dunas transgressivo.



Figura 7: Locais de coleta de amostras: **A.** nos perfis realizados na região de face da praia e duna frontal da praia do Siriú indicados pelas setas brancas (visada para N). **B.** Perfil de amostragem no campo de dunas transgressivo assinalado pela linha branca pontilhada (vista para NNE).

3.1.2. Laboratório

Para a realização das atividades de laboratório foi utilizada a infraestrutura do Centro de Estudos em Geologia Costeira (CECO) do Instituto de Geociências (IG) da UFRGS, através do suporte oferecido pelo Laboratório de Sedimentologia. Antes que as amostras fossem trabalhadas no analisador de partículas os sedimentos foram lavados repetidas vezes para dessalinização e retirada de sais hidrossolúveis. Em seguida, procedeu-se a secagem das amostras em estufa regulada para uma temperatura relativamente baixa, da ordem de 60°C. Após a secagem, as amostras foram quarteadas para obtenção de uma porção representativa do total da amostra em um quarteador de câmaras do tipo Jones. Além disso, os sedimentos também passaram por processos específicos para a eliminação de biodetritos de origem carbonática. A retirada destes, quando presentes nos sedimentos amostrados, foi

efetuada com o uso de reagente ácido clorídrico (HCl) diluído a partir de HCl puro com 37% de concentração. Em seguida, os sedimentos foram lavados, e esse processo repetido diversas vezes quando necessário, para a retirada de impurezas e do reagente HCl. Após a secagem as amostras foram levadas ao analisador de partículas e a análise estatística dos dados foi realizada.

3.2. Potenciais de deriva eólica, rosa de areia e rosa dos ventos

Os cálculos dos potenciais de deriva eólica e a construção da rosa de areia para a região da área de estudo puderam ser realizados por meio de dados disponibilizados pela Epagri/CIRAM (Empresa de Pesquisa Agropecuária e Extensão Rural de SC/Centro de Informações de Recursos Ambientais e de Hidrometeorologia de SC), que corresponderam a uma série temporal de velocidade e de direção dos ventos. Esses dados foram coletados na estação meteorológica automática da Epagri/CIRAM do porto de Imbituba (SC), 25 km ao sul da área de estudo, compreendendo o período de 23/03/2016 a 26/11/2017 (~1 ano e 8 meses), totalizando 614 registros. O número limitado destes se deve a instalação recente dessa estação, que ocorreu no início de 2016. Mesmo com os registros de ventos ainda escassos, optou-se por utilizar esses dados devido à proximidade da área de estudo.

Excluindo-se a estação meteorológica de Imbituba, a estação localizada no Farol de Santa Marta, em Laguna (SC), é a mais próxima de Garopaba. Hesp *et al.* (2006) expuseram uma rosa de areia para essa região (**Fig. 2A**). Os dados de vento foram examinados a fim de produzir a rosa dos ventos e a rosa de areia para Imbituba, localizada imediatamente ao sul de Garopaba. Os cálculos das Derivas Eólicas Potenciais (DEPs) foram realizados utilizando-se o método proposto por Fryberger e Dean (1979), o qual é detalhado a seguir.

3.2.1. Tabela de frequência

A partir dos dados de velocidade e direção dos ventos foi elaborada a tabela de frequência por meio do *software* R[®] (linguagem de programação)¹. Os registros de ventos foram agrupados em classes de direções e classes de velocidades. As

¹ R Core Team (2013). R: A language and environment for statistical computing. R Foundation for Statistical Computing, Vienna, Austria. URL: <http://www.R-project.org>.

classes de direções utilizadas correspondem a 16 setores de 22,5° cada (**Tab. 1**). Essas classes foram sugeridas por Pearce e Walker (2005) como as mais convenientes para reduzir a influência de frequências sistemáticas e tendências, conformando o método original de Fryberger e Dean (1979).

Tabela 1: Classes de direções dos ventos empregadas neste estudo (valores dos ângulos apresentados em graus).

Dir	Ângulo	Dir	Ângulo	Dir	Ângulo	Dir	Ângulo
N	0	E	90	S	180	W	270
NNE	22,5	ESE	112,5	SWS	202,5	WNW	292,5
NE	45	SE	135	SW	225	NW	315
ENE	67,5	SSE	157,5	WSW	247,5	NNW	337,5

As classes de velocidades empregadas foram alteradas de Pearce e Walker (2005) e transformadas para m/s (**Tab. 2**). Algumas classes foram incluídas em relação às propostas pelos autores a fim de impedir que o fator de ponderação (*weighting factor*) calculado para a classe entre 5,7 m/s e 8,8 m/s fosse negativo e, conseqüentemente, excluído nos cálculos dos potenciais de deriva. Isto ocasionaria a eliminação da primeira classe de velocidade de vento considerada como a mínima necessária para o transporte eólico de sedimentos (MIOT DA SILVA, 2006). Desta maneira, foram adicionadas as classes de velocidades entre $>5,6$ e ≤ 7 m/s e as classes entre >7 e $\leq 8,7$ m/s.

Tabela 2: Classes de velocidades aplicadas neste trabalho, as quais foram modificadas de Pearce e Walker (2005) e convertidas para m/s.

Classes de velocidades		
0 a ≤ 3	>7 a $\leq 8,7$	$>14,3$ a $\leq 17,4$
>3 a $\leq 5,6$	$>8,7$ a $\leq 11,3$	$>17,4$ a $\leq 20,6$
$>5,6$ a ≤ 7	$>11,3$ a $\leq 14,3$	$>20,6$

3.2.2. Cálculo dos potenciais de deriva eólica

Os potenciais de transporte de areia foram calculados através do *software Microsoft Excel*[®], empregando-se o método proposto por Fryberger e Dean (1979). Este utiliza dados diários de velocidade e direção dos ventos para calcular o transporte de sedimentos, tendo como base a determinação dos Potenciais de Deriva Eólica de areia (DEPs) para cada classe de velocidade e direção. A deriva de areia corresponde ao processo de movimento dos sedimentos como resultado dos

ventos de superfície. Os autores desenvolveram o método aplicando medições de ventos a uma altura de 10 m e diâmetro médio dos grãos de areia quartzosos entre 0,25 mm e 0,3 mm.

A partir dos dados foram calculados os fatores de ponderação (*weighting factors*), que correspondem ao número que retrata as taxas relativas em que os ventos com diferentes médias de velocidades podem transportar os sedimentos, refletindo a importância relativa que cada classe apresenta em comparação ao total dos dados. Para isso, as classes de velocidades de ventos foram derivadas por meio de uma média da classe de velocidade, sendo este valor adicionado na equação modificada de Lettau e Lettau (1978).

As DEPs correspondem à soma dos fatores de ponderação multiplicada pelas frequências para cada classe de velocidade-direção dos ventos. As classes de velocidades que obtiveram fatores de ponderação negativos foram excluídas nos cálculos das DEPs, uma vez que refletem valores mais baixos que a velocidade mínima para iniciar o transporte do tamanho de grão considerado (MIOT DA SILVA, 2006). A soma de todas as DEPs definidas para cada classe de velocidade-direção equivale ao valor total da deriva eólica potencial de sedimentos, ou DEP total. A partir das DEPs de cada classe foram calculadas a Direção de Deriva Resultante (DDR), que representa a direção resultante do transporte de sedimentos ou a direção em que a areia tenderia a se deslocar sob a influência dos ventos de todas as direções, e o Potencial de Deriva Resultante (PDR), o qual corresponde ao potencial eólico de transporte de sedimentos quando ventos de várias direções interagem. Uma vez que o vento é analisado como um vetor, os valores numéricos obtidos através desses cálculos são considerados unidades vetoriais (u.v.).

Ainda, foi calculada a razão entre o potencial de deriva resultante e a deriva eólica potencial total (PDR/DEP_T), que reflete o índice da variabilidade direcional do vento. Em locais onde o vento se origina da mesma direção (ventos unimodais) a razão PDR/DEP_T se aproxima de um, enquanto onde os ventos sopram de várias direções (regimes complexos de ventos) a PDR/DEP_T se aproxima de zero, uma vez que o potencial de deriva resultante é muito baixo (FRYBERGER e DEAN, 1979).

3.2.3. Rosa de areia e rosa dos ventos

A rosa de areia, conforme Fryberger e Dean (1979), é um histograma circular que retrata o potencial de deriva eólica de areia para as diferentes direções de uma

bússola. Ela expressa graficamente tanto a quantidade da deriva eólica potencial de areia (DEP), quanto sua variabilidade direcional. Os braços da rosa de areia são proporcionais em comprimento ao potencial de deriva de areia de uma determinada direção, os quais são representados em unidades de vetor (u.v.) e apontam para a direção para a qual os sedimentos estão sendo transportados. Vale ressaltar que as rosas de areia se baseiam somente nos ventos superficiais, reproduzindo apenas o transporte potencial de areia, padrão que pode ser consideravelmente alterado pelas condições locais. A rosa dos ventos, por sua vez, foi construída através do *software* WRPLOT (<http://www.weblakes.com/lakewrpl>).

3.3. Inclinação da Plataforma Continental Interna

As cartas náuticas se aplicam à navegação e consistem em documentos cartográficos provenientes de levantamentos de áreas oceânicas, rios, lagos e quaisquer massas de água navegáveis. Tomando-se como base a Carta Náutica da Marinha do Brasil da Ilha de Coral à Ilha das Araras (1956), na escala 1:49.740, foram realizados cálculos para determinar a declividade da plataforma continental interna na enseada de Garopaba, através da relação das distâncias das linhas isobatimétricas. Desta maneira, a fim de averiguar a declividade do substrato oceânico na área de estudo, um perfil transversal à linha de costa foi definido e derivado a partir da carta batimétrica para profundidades de -55 a -45 m, -45 a -35 m, -35 a -25 m e -25 a -15 m.

3.4. Sensoriamento Remoto

A utilização de técnicas de sensoriamento remoto permite a identificação, análise e interpretação de feições costeiras de maneira indireta, facilitando e permitindo o avanço nos estudos das regiões litorâneas e podendo servir como base para estudos relacionados à evolução e à gestão da costa. O sensoriamento remoto faz uso de sensores para a aquisição de informações sobre alvos e fenômenos presentes na superfície terrestre através da radiação eletromagnética (REM) refletida por eles. Desta maneira, não há o contato físico entre o sensor e o objeto estudado (NOVO, 1989).

A REM consiste em ondas eletromagnéticas que podem ser ordenadas de forma contínua de acordo com o seu comprimento de onda ou frequência,

originando o espectro eletromagnético (**Fig. 8**). Este é dividido em faixas (bandas) conforme as características da radiação, englobando desde comprimentos de onda curtos (raios gama) aos longos (ondas de rádio), os quais se relacionam a frequências altas e baixas, respectivamente (ROSA, 2012). Desta maneira, o sensoriamento remoto foi aplicado no estudo da barreira costeira holocênica do Siriú e seu campo de dunas transgressivo. Para isso, foi empregada a combinação de diferentes imagens de satélite com características distintas. Os produtos do sensoriamento remoto utilizados e os procedimentos realizados são descritos a seguir.



Figura 8: Espectro eletromagnético. Na figura é destacada a posição da frequência de operação do método geofísico do GPR, também empregado neste estudo. (Fonte: JARENTCHUCK JÚNIOR, 2013).

3.4.1. Produtos do sensoriamento remoto utilizados

Para realizar o mapeamento da geologia, geomorfologia, ambientes deposicionais e subambientes associados da barreira holocênica da área de estudo foram combinadas imagens de satélites distintos. A seguir são especificadas as características de cada imagem utilizada. A **Tabela 3** expõe as resoluções espectral, espacial, radiométrica e temporal de cada uma destas.

Tabela 3: Características das imagens orbitais empregadas no estudo.

Satélite	<i>Landsat 8</i> OLI	<i>RapidEye</i>	<i>Basemap ESRI</i> - ArcGIS™	MDE do SRTM
Resolução Espectral	B1, B2, B3, B4, B5, B6, B7, B8 e B9	B1 (0,44 – 0,51 μm) B2 (0,52 – 0,59 μm) B3 (0,63 – 0,68 μm) B4 (0,69 – 0,73 μm) B5 (0,76 – 0,85)	Composições RGB Satélites e sensores variados	BANDA C BANDA X
Resolução Espacial	B1-7 e B9 (MULTI)= 30 m B8 (PAN)= 15 m	~ 5 m	Diversa, geralmente entre 2 – 0,5 m	30 a 90 m
Resolução Radiométrica	8 bits (256 níveis)	8 bits (256 níveis)	-	32 bits
Resolução Temporal	~ 16 dias	Diária	-	-
Dado	Reflectância	Reflectância	Reflectância	Altitude

3.4.2. Aplicação: procedimentos realizados e geoprocessamento

As imagens de satélite foram processadas e analisadas através do *software ArcGis™ 10.5*, a fim de servirem como base para o mapeamento pré-campo da área de estudo. Para isso, o sistema de projeção de coordenadas e o *datum* das imagens foram homogeneizados e padronizados para o sistema Universal Transversa de Mercator (UTM) *datum* WGS84. Para melhorar a qualidade da visualização das altitudes e da topografia da área foram aplicados contrastes no modelo digital de elevação (MDE) e, com base neste, extraídas curvas de nível com intervalo de 10 m.

Algumas composições coloridas RGB de imagem de abril de 2017 do satélite *Landsat 8* foram utilizadas. A combinação entre as bandas RGB 543 gerou composição falsa cor do infravermelho, destacando de maneira satisfatória áreas vegetadas das não vegetadas. Além disso, plumas de sedimentos também ficaram bastante evidentes na costa. As bandas RGB 432 foram combinadas para gerar a imagem em cor natural. A composição de cor natural simulada RGB 654 mostrou-se bastante eficaz na identificação de corpos d'água. A partir da imagem do *RapidEye* também foram realizadas composições coloridas RGB. A combinação em falsa cor entre as bandas RGB 135 destacou de forma bastante satisfatória as porções vegetadas das não vegetadas da barreira e seu campo de dunas transgressivo, assim como as bandas RGB 543 e as bandas RGB 521.

Após as correções e análises das imagens de satélite e das composições coloridas RGB dos satélites *Landsat 8* e *RapidEye*, os polígonos referentes à geologia e aos ambientes e subambientes deposicionais pertencentes à barreira

holocênica do Siriú e seu campo de dunas transgressivo foram definidos e elaborados em ambiente SIG, através do *software ArcGis™* 10.5. A aplicação das técnicas de sensoriamento remoto teve expressiva contribuição na etapa pré-campo, especialmente no reconhecimento e análise de alvos que permitiram a produção do mapa geológico pré-campo da área, de grande importância na execução das etapas posteriores. Os alvos que geraram dúvidas na interpretação durante a etapa pré-campo foram verificados e confrontados com a verdade terrestre durante os trabalhos de campo e, na etapa seguinte (pós-campo), ajustadas para gerar o mapa geológico final do Siriú.

O sensoriamento remoto também foi aplicado na inferência da dimensão da pista de ação do vento (*fetch*) nas praias da enseada de Garopaba (Siriú e Garopaba) através de medidas realizadas em imagens de satélite. Comparou-se a largura do pós-praia com a dimensão do *fetch* do vento com direção de maior DEP encontrada na região de Imbituba. Os perfis foram definidos e distribuídos ao longo da linha de costa, de norte para sul, com uma distância de 200 m entre eles.

3.5. Sistema de posicionamento (GNSS)

O sistema de posicionamento apresenta extrema importância para a correta aplicação de Sistemas de Informação Geográfica (SIG), uma vez que os dados utilizados devem apresentar informações que possibilitem o seu georreferenciamento (ROSA, 2012). O sistema GNSS (*Global Navigation Satellite System*) engloba diversos sistemas de posicionamento via satélite, sendo os sistemas estadunidense (NAVSTAR-GPS), europeu (Galileu) e chinês (Compass) os mais relevantes (DUARTE, 2016).

Conforme Rosa (2012), o sistema de posicionamento aplicado por meio do método diferencial abrange o cruzamento dos dados obtidos pelo receptor do equipamento (móvel) com os de uma estação (base) com coordenadas conhecidas, o que permite o cálculo de erros e possibilita que o usuário possa corrigir as suas posições. Durante trabalho de campo foram adquiridos dados georreferenciados através do método de posicionamento diferencial com GNSS geodésico Trimble® ProXRT (*datum: WGS84*). Esses dados foram de extrema importância na etapa pós-campo para a correção topográfica das seções geradas a partir das linhas de georradar (GPR) realizadas no Siriú.

3.6. Georradar (GPR)

Com o objetivo de caracterizar o padrão de empilhamento da barreira holocênica do Siriú, quanto a sua origem e evolução, foram coletados dados de subsuperfície através de um sistema geofísico de georradar ou GPR (*Ground Penetrating Radar*). De acordo com Bristow e Jol (2003), a aplicação do GPR em geologia sedimentar pode auxiliar na determinação da arquitetura estratigráfica em subsuperfície, da geometria e arquitetura dos corpos arenosos e na correlação e quantificação das estruturas sedimentares. Esse método se baseia na detecção de descontinuidades nas propriedades elétricas dos materiais presentes em subsuperfície, as quais serão responsáveis pela reflexão de ondas eletromagnéticas (EM) emitidas pelo equipamento. Essas ondas permitem a geração de uma seção de georradar (radargrama), possibilitando a visualização do comportamento dos estratos sedimentares em subsuperfície.

Neal (2004) expôs que o GPR detecta essas descontinuidades elétricas na subsuperfície, em geral em profundidades menores que 50 m, através da geração, transmissão, propagação, reflexão e recepção de pulsos de radiação eletromagnética (REM) de alta frequência (**Fig. 9**), funcionando na faixa de frequência entre rádio e micro-ondas (ROSA, 2012) (**Fig. 8**). Desta maneira, o princípio físico do GPR envolve a emissão de ondas EM geradas por meio de um curto pulso de alta frequência que, por sua vez, são continuamente radiadas para a subsuperfície do terreno através de uma antena transmissora. A frequência do sinal emitido e as propriedades elétricas dos materiais (condutividade elétrica, permissividade dielétrica e permeabilidade magnética) influenciam diretamente na propagação do sinal e na profundidade de alcance das ondas EM (PORSANI, 1999). Quanto menor a frequência da antena utilizada, maior a profundidade de alcance das ondas EM e menor a resolução. As variações nas propriedades elétricas dos materiais fazem com que parte do sinal emitido seja refletida. As ondas refletidas e difratadas em subsuperfície são recebidas por outra antena, denominada receptora, a qual envia o sinal para um coletor que registra a radiação EM de forma digital. A energia refletida é registrada em função do tempo de percurso das ondas EM e, em geral, os contrastes detectados estão relacionados à granulometria, à porosidade, ao conteúdo de água presente nos sedimentos e ao grau de compactação dos depósitos.

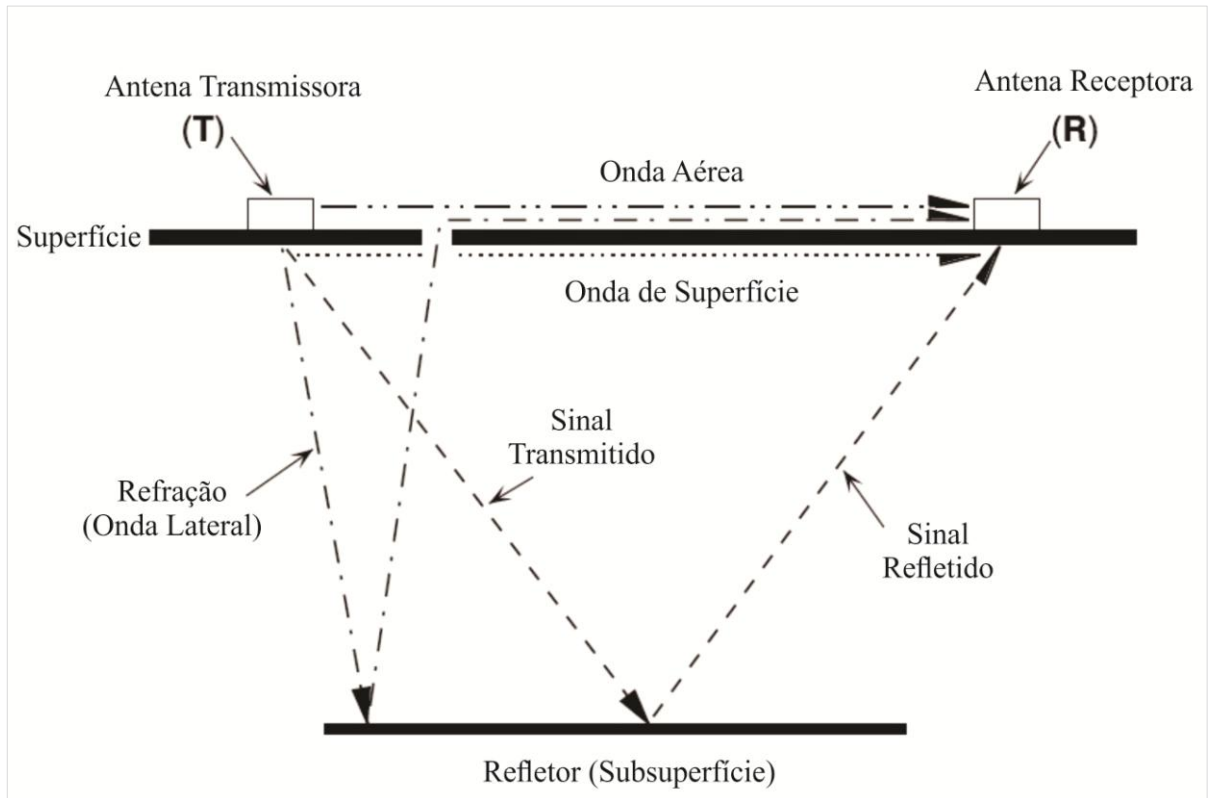


Figura 9: Representação hipotética do funcionamento de emissão e recepção das ondas EM em subsuperfície pelo GPR. (Fonte: modificado de NEAL, 2004).

Bristow e Jol (2003) salientaram que a alta resistividade das areias eólicas permite uma boa penetração do sinal do GPR na subsuperfície, podendo chegar a profundidades superiores a 10 m. Por conseguinte, grandes estruturas sedimentares no interior das dunas eólicas podem ser facilmente visualizadas nos perfis de GPR, como estratificações cruzadas e superfícies delimitadoras, revelando sua estrutura interna e cronologia relativa. Assim, dunas eólicas compõem alvos adequados para pesquisas com o uso de GPR. Por outro lado, substratos que apresentam siltes e argilas pedogênicas, carbonatos e óxidos de ferro ocasionam atenuação expressiva do sinal do aparelho. Além disso, os autores ainda mencionaram que apesar da proximidade com o oceano e, dessa maneira, de grande volume de água salgada condutora, o GPR pode funcionar de forma bastante satisfatória em sedimentos costeiros na presença de um aquífero de água doce.

3.6.1. Aplicação

O levantamento com GPR executado neste estudo foi dividido em três etapas: aquisição, processamento dos dados obtidos nos trabalhos de campo e

interpretação das seções geradas. Na etapa de aquisição a escolha das linhas propostas levaram em conta alguns fatores, como as condições de acesso à área, tipo de solo e de terreno. Assim, as linhas foram posicionadas acima da barreira holocênica, que constitui substrato arenoso, esperando-se uma boa resposta do equipamento, uma vez que esses substratos apresentam alta resistividade, baixa condutividade e baixa atenuação do sinal de GPR. De maneira distinta, evitaram-se terrenos alagados por água salgada, uma vez que esta possui alta condutividade, baixa resistividade e, conseqüentemente, alta atenuação do sinal do aparelho (BRISTOW e JOL, 2003). Durante os trabalhos de campo foram realizados 22 perfis dispostos longitudinalmente e transversalmente à barreira holocênica, utilizando o sistema de aquisição Cobra Plug-In GPR (*Radarteam Sweden AB*) com uma antena aérea Subecho SE-70 com frequência central de 80 MHz (**Fig. 10A**).

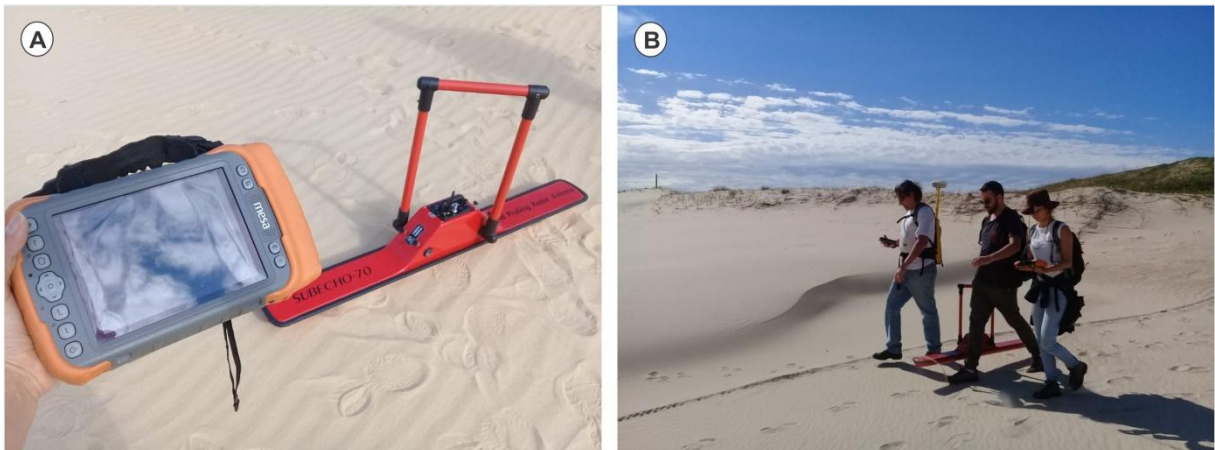


Figura 10: Coleta de perfis de GPR. **A.** Antena aérea Subecho SE-70 de 80 MHz e coletor utilizados nos trabalhos de campo. **B.** Aquisição das linhas de GPR integrado ao levantamento com GNSS na barreira holocênica do Siriú.

A técnica de obtenção de dados empregada foi a *Common Offset* (CO) e o arranjo de antenas utilizado foi o monoestático. Na técnica CO as antenas transmissora e receptora são preservadas a uma distância fixa uma da outra com deslocamento sincrônico no mesmo sentido de aquisição, constituindo a técnica mais utilizada em mapeamentos de superfícies rasas (ROSA, 2012).

Na etapa pós-campo foi realizado o processamento das seções adquiridas com a antena aérea de 80 MHz. O processamento foi aplicado a fim de minimizar os ruídos existentes e, desta forma, refinar a visualização dos refletores nas seções. Inicialmente, para que pudessem ser trabalhados nos *softwares* de processamento, os dados geofísicos adquiridos em campo em formato SEG-Y foram convertidos para o formato DZT através do *software* Reflex-Win[®]. Utilizando-se o *software*

Radan™ foram removidos das seções ruídos sequenciais associados à onda aérea por meio de um filtro especial (*background removal*) aplicado a cada 200 traços. Em seguida, o espectro de frequência de cada seção foi analisado e, com a finalidade de retirar possíveis ruídos ocasionados por frequências com valores muito altos ou baixos quando comparados à frequência central da antena, foram empregados filtros passa banda alta e passa banda baixa (processamento FIR). Posteriormente, as seções foram trabalhadas no *software* Prism 2® para a remoção de picos, correspondentes a possíveis ruídos presentes nas seções, através da análise da curva de frequência de cada seção (processamento *Ormsby*). Por fim, devido à qualidade do dado obtido, as seções GE0039 e GE0042 foram selecionadas para serem interpretadas neste trabalho (**Fig. 11**). Para que as informações presentes nas seções fossem as mais próximas possíveis da realidade, foi aplicada a correção topográfica, também no *software* Prism 2®, com a integração dos dados obtidos com o GNSS.

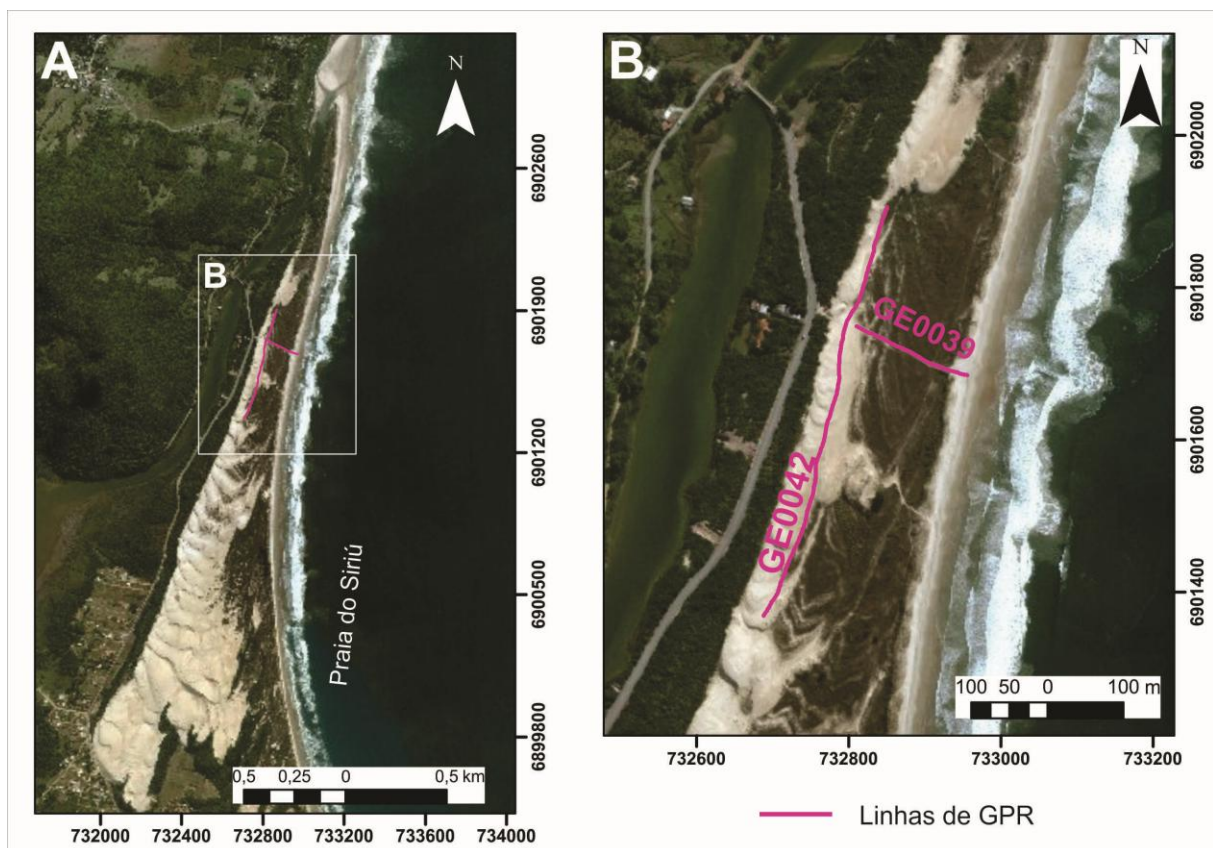


Figura 11: Linhas de GPR obtidas em campo com uma antena aérea (80 MHz), cujas seções foram selecionadas para serem interpretadas neste trabalho. (Fonte: *World Imagery – Basemap ESRI, ArcGis™*).

A interpretação dos perfis de GPR se baseou no método da sismoestratigrafia, a partir do qual as seções sísmicas são interpretadas por uma

série de critérios, levando-se em conta a distribuição espacial e temporal do registro sedimentar. Esse método se fundamenta na terminação dos refletores (*onlap*, *downlap*, *toplap* e truncamentos), na geometria e no padrão de reflexões para identificar unidades e superfícies (NEAL, 2004). Porsani (1999) salientou que o primeiro passo na análise de perfis de GPR é reconhecer a origem das reflexões e se as interfaces indicadas por elas consistem em mudanças na subsuperfície ou interferências. Dessa maneira, as unidades foram definidas de acordo com a configuração interna e geometria das reflexões, possibilitando a determinação de radarfácies.

4. ESTADO DA ARTE

Nos tópicos a seguir será contemplada a revisão conceitual dos temas mais relevantes relacionados a esta pesquisa.

4.1. Barreiras costeiras holocênicas

O termo “barreira” foi introduzido por Johnson (1919) em função da proteção física que as barreiras costeiras desempenham no continente diante a eventos de elevação do nível do mar, como no decorrer de tempestades, por exemplo. Gilbert (1885) afirmou que a barreira é o equivalente funcional da praia, definindo inicialmente uma “barreira” como uma crista contínua localizada a alguma distância do oceano ou mar, apresentando uma laguna na retaguarda. Apesar da existência de definições bastantes variáveis apresentadas por muitos autores, há o consenso de que uma barreira costeira corresponde a uma estrutura paralela à linha de costa, constituída por um acúmulo de areia, cascalho, conchas e pequenas quantidades de matéria orgânica em consequência da ação das ondas, das marés e dos ventos (DILLENBURG e HESP, 2009). Segundo estes autores, não somente as variações do NRM determinam a formação e evolução das barreiras costeiras, mas também outros fatores como a inclinação e morfologia do substrato (topografia antecedente), a disponibilidade de sedimentos (especialmente areias), a ação de ventos, ondas, marés e correntes litorâneas. Além disso, as barreiras costeiras apresentam duas porções: uma subaérea, a qual permanece continuamente ou parcialmente exposta acima do nível do mar durante a maré alta, e outra subaquosa (*shoreface*). Podem ser distinguidas de terrenos mais antigos por uma laguna, baía, área úmida, ou ainda pela idade, litologia e morfologia.

A origem das barreiras costeiras foi amplamente discutida ao longo do século XX (DAVIS, 1912; JOHNSON, 1919; HOYT, 1966; SANDERS e KUMAR, 1975; FIELD e DUANE, 1976; OERTEL *et al.*, 1992; entre outros) consolidando três hipóteses de formação mais aceitas: (i) isolamento de praias e praias com dunas devido à submergência da costa; (ii) agradação e afloramento de barras submarinas; e (iii) progradação paralela à linha de costa de pontais arenosos (*spits*) com posterior segmentação por canais. Contudo, mais tarde foi reconhecido que a

formação das barreiras pode ter causalidade múltipla e muitas delas devem sua existência à translação ao longo da plataforma continental a partir de posições mais baixas do NRM durante eventos glaciais. Assim, as barreiras podem ter se formado próximo à borda das plataformas continentais em torno de 18 ka AP, quando o NRM iniciava sua elevação, e durante o curso da Transgressão Marinha Pós-glacial (TMP) as barreiras existentes migraram em direção ao continente, reciclando os depósitos de planície costeira (ROY *et al.*, 1994). Desta maneira, o substrato mais comum de uma barreira é o continental (substrato de planície costeira), uma vez que, independente do processo de formação das barreiras, elas migram em direção ao continente como consequência de elevações do NRM (ZENKOVICH, 1967 *apud* DILLENBURG e HESP, 2009; FIELD e DUANE, 1976; OERTEL *et al.*, 1992). Em vista disso, muitas barreiras costeiras se formaram e evoluíram em suas posições atuais devido à migração da barreira durante a TMP e aos processos costeiros combinados com as condições de suprimento de sedimentos, os quais podem ter condicionado a barreira a se manter estável, progradar ou retrogradar ao longo dos últimos 7-6 ka.

Os sistemas do tipo Laguna-Barreira presentes no sul do Brasil correspondem a sequências de deposição de alta frequência que se desenvolveram durante o Pleistoceno e o Holoceno. Cada sistema caracteriza o máximo de uma transgressão marinha pós-glacial, com idades estabelecidas em 325 ka (I), 230 ka (II) e 125 ka (III) AP. O sistema holocênico (Laguna-Barreira IV) evoluiu em resposta ao último ciclo transgressivo glacioeustático, iniciado por volta de 18 ka (VILLWOCK e TOMAZELLI, 1995) (**Fig. 12**). O NRM máximo atingido durante a TMP foi de 2,1 m \pm 1 m acima do atual, há cerca de 5,6 ka, seguido por uma queda lenta do nível do mar (ANGULO *et al.*, 2006).

Otvos (2012) salientou que subambientes deposicionais, como praias, dunas frontais, planícies de deflação, lagunas, leques de sobrelavagem, dunas transgressivas e canais de maré podem estar presentes associados às barreiras costeiras. Tendo em vista que as definições iniciais destas, como *spits* e ilhas-barreiras, estavam atreladas ao contexto do litoral norte-americano, este autor sistematizou uma terceira categoria, que incluiu as planícies costeiras relacionadas a cristas de praia e campos de dunas transgressivos (*beach ridges* e *foredune ridges*), amplamente desenvolvidos nas costas da Austrália e do Brasil.

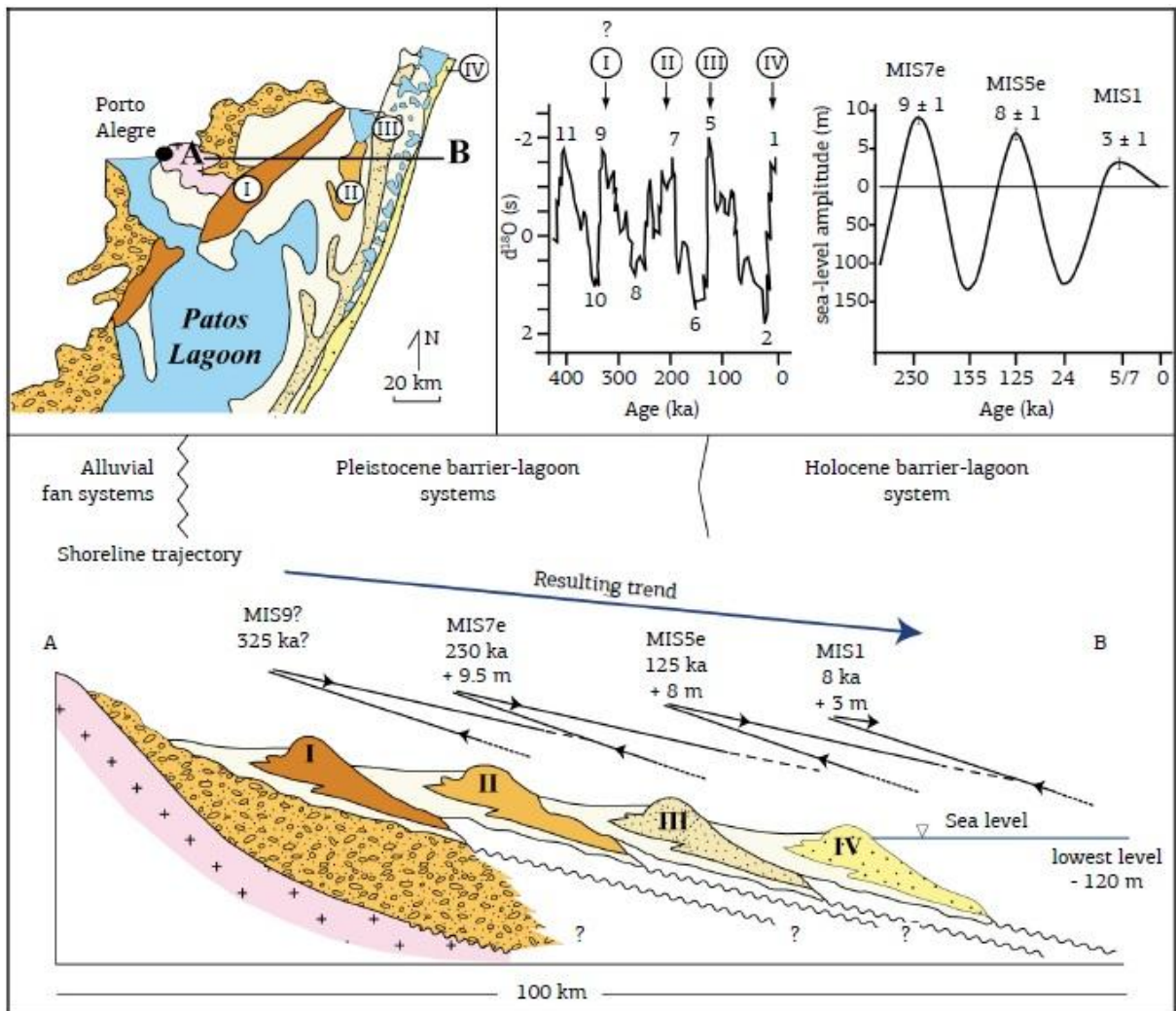


Figura 12: Perfil esquemático transversal aos sistemas do tipo Laguna-Barreira, aproximadamente na latitude de Porto Alegre. (Fonte: ROSA *et al.*, 2017).

Segundo Short e Hesp (1982), a principal fonte de sedimentos para as dunas costeiras corresponde aos setores do sistema praial localizados entre os limites do nível de maré baixa e da vegetação do pós-praia. O intercâmbio de sedimentos entre a praia e a duna frontal é controlado por complexos mecanismos de retroalimentação, os quais apresentam grande influência na evolução integrada dos sistemas praia-duna (CHAPMAN, 1989). Os sedimentos são transportados em direção ao continente por processos eólicos e são depositados inicialmente na duna embrionária e na duna frontal, em razão da presença de vegetação e como resultado de efeitos topográficos (SHORT e HESP, 1982). Ainda de acordo com estes autores, três variáveis ambientais principais controlam o tamanho das dunas frontais e dos sistemas de dunas continentais: velocidade dos ventos regionais, tamanho de grão e orientação da linha de costa ou exposição aos ventos. O nível de exposição aos ventos que fluem em direção ao continente é capaz de gerar

variações locais no transporte eólico de sedimentos, sendo ainda mais perceptível em praias de enseada com acentuada curvatura (MIOT DA SILVA, 2006).

Os sistemas eólicos são domínios fisiogeográficos de sedimentação em que o vento é o principal agente geológico. São verificados em zonas costeiras onde existe um conjunto de fatores que favorece o grande suprimento de areia, transportado por rios e correntes litorâneas produzidas por ondas ou marés, desenvolvendo-se na região de retaguarda de praias arenosas. Para a formação dos sistemas eólicos são necessárias especialmente três condições: velocidade suficiente dos ventos, disponibilidade de sedimentos com a granulometria areia e área para desenvolvimento. Giannini *et al.* (2008) salientaram que a classificação morfológica principal das acumulações eólicas reporta ao conceito de dunas eólicas, as quais consistem em formas de leito onduladas, habitualmente assimétricas, formadas pelo transporte e deposição de sedimentos pelo vento. Carter e Wilson (1990) afirmaram que a composição dos clastos que formam as dunas costeiras pode ser variada, incluindo quartzo, partículas calcáreas (biodetritos de conchas carbonáticas), minerais pesados e poeira vulcânica; existindo, porém, o requisito básico de que os grãos possuam equivalência hidráulica que se aproxime a dos grãos de quartzo bem arredondados e de tamanho areia (entre 2 mm e 0,2 mm), com uma gravidade específica no ar de $2,65 \text{ g.cm}^{-3}$. A partir desta e de outras observações, os autores ressaltaram que a formação das dunas costeiras ocorre em função do tamanho de grão do sedimento, das características do perfil de praia (sendo os perfis dissipativos os mais favoráveis) e do regime de vento. A deposição de areia é controlada pela topografia, presença de obstáculos (prédios, muros, paredões) e pela vegetação, a qual funciona como uma “armadilha” favorecendo a acumulação e fixação dos sedimentos (HESP, 2002).

Os depósitos eólicos ativos do Brasil podem ser classificados em dois tipos: os campos de dunas e as dunas “semifixas” ou vegetadas. Os campos de dunas são formados por grandes massas individuais de areia em movimento, que evoluem formando os campos de dunas livres. As dunas “semifixas” ou vegetadas incluem dunas frontais incipientes e estabelecidas, as rupturas de deflação, os retrocordões e os *nebkhas*. As duas classes de depósitos eólicos não são totalmente independentes, uma vez que feições vegetadas, como dunas parabólicas e rastros lineares, combinam-se constantemente às zonas de deflação a barlavento de campos de dunas móveis (GIANNINI *et al.*, 2005). Short (1988) encontrou uma relação positiva entre o nível de energia de onda na arrebentação e o tipo e

extensão dos sistemas de dunas. Dunas frontais ocorrem na retaguarda de todas as praias, mas sua estabilidade diminui e seu tamanho aumenta com o aumento da energia de onda. Logo, o desenvolvimento das barreiras e dunas tem sido em grande parte impulsionado por variações de energia das ondas e ventos (HESP, 2002), conquanto seja necessário um fornecimento mínimo de sedimentos. Hesp (2013) ressaltou que em costas com elevado suprimento de sedimentos os campos de dunas tendem a se acumular como múltiplas fases ativas discretas de campos de dunas e planícies de deflação em ambientes temperados a tropicais. Ainda, de acordo com o autor, campos de dunas transgressivos são extensos campos de dunas móveis, parcialmente ou totalmente vegetados, que, quando ativos, migram transversalmente ou obliquamente ao longo da costa, dependendo do regime dos ventos regionais. Desta maneira, as dunas “transgridem” em sentido ao interior do continente, encobrendo terrenos mais antigos da planície costeira. Campos de dunas transgressivos englobam diversos tipos de dunas e unidades acumulativas e erosionais, podendo apresentar dunas barcanas, transversais, cadeias barcanoides, dômicas, reversas, lineares e, raramente, dunas estrelas. Esses campos de dunas ocorrem de forma mais frequente em regiões temperadas e úmidas, onde há abundante suprimento costeiro de areias associado à intensa energia eólica em direção ao continente (HESP e THOM, 1990).

Em uma determinada região as dunas e os campos de dunas tendem a migrar na direção em que os ventos prevaescentes ou dominantes sopram. Contudo, conforme Hesp *et al.* (2006), a direção de migração das dunas pode variar devido a alguns fatores como: (i) topografia costeira adjacente à costa alta a montanhosa ou complexa, ocasionando desaceleração ou separação de fluxos; (ii) mudança na orientação da linha de costa local, fazendo com que os ventos prevalecentes ou dominantes sejam menos eficazes no transporte dos sedimentos; (iii) os ventos de *onshore* são mais efetivos, mesmo na presença de ventos de outras direções; e (iv) o tamanho médio dos sedimentos da praia e/ou das dunas é grosso a muito grosso, diminuindo o transporte eólico para alguns ventos menos competentes. Em relação à formação e evolução dos campos de dunas transgressivos, Hesp (2013) propôs três modelos conceituais de evolução de sistemas de campos de dunas, os quais podem se associar entre si: (i) iniciação da formação dos campos de dunas transgressivos a partir da praia; (ii) desenvolvidos a partir da erosão da duna frontal e/ou do campo de dunas; e (iii) desenvolvidos a partir de dunas parabólicas. O autor ainda relaciona o aporte sedimentar e o clima

(que controla as chuvas, ventos, vegetação, etc.) como os fatores mais importantes na iniciação, formação, desenvolvimento e evolução dos campos de dunas transgressivos ao redor do mundo.

4.2. Barreiras costeiras holocênicas na PCSC

Ao longo do litoral de SC ocorrem diversos tipos de barreiras com seus subambientes associados (como, por exemplo, campos de dunas transgressivos e lagunas) existindo, de acordo com Hesp *et al.* (2009), quatro províncias geomórficas: (i) uma província norte, caracterizada por longos embaiamentos, planícies de dunas frontais reliquiares e estuários separados por promontórios; (ii) uma província central, marcada por uma costa rochosa, pequenos embaiamentos, planícies de *chenier* e *beach ridges*; (iii) uma província centro-sul, caracterizada por grandes promontórios, linha de costa rochosa, predominância de embaiamentos, praias de bolso e barreiras dominadas por campos de dunas transgressivos; e (iv) uma província sul, marcada por uma ampla e retilínea linha de costa com campos de dunas transgressivos ativos e reliquiares.

A província centro-sul se estende do extremo norte da ilha de Santa Catarina até o Farol de Santa Marta, exibindo barreiras complexas que apresentam cordões de dunas frontais junto de dunas parabólicas e campos de dunas transgressivos; algumas barreiras que englobam lagunas; e também barreiras que não envolvem lagunas ou que apresentam lagunas e áreas úmidas reduzidas por estarem anexadas a uma barreira pleistocênica pré-existente ou ao embasamento. A orientação da linha de costa varia consideravelmente ao longo dessa província, influenciando a morfologia e evolução das barreiras. A praia de Garopaba é orientada em 330°, e a praia do Siriú, imediatamente ao norte, apresenta orientação de 5° (uma faixa de NNE a N). Os campos de dunas transgressivos dessa província, como os de Ibraquera e do Siriú, exibem uma planície de deflação que separa o campo de dunas do sistema praias, apresentam geometria em grande escala em forma de “U” e uma posição oblíqua em relação ao litoral (em torno de 25°), migrando sobre os depósitos eólicos holocênicos mais antigos e/ou sobre a barreira pleistocênica (GIANNINI *et al.*, 2005). Hesp *et al.* (2009) enfatizaram que a morfologia de algumas praias, como Guarda do Embaú, Itapirubá, Ibraquera e, possivelmente, do Siriú, indica que os sedimentos ainda são supridos pela deriva litorânea para a extremidade norte dos embaiamentos.

O estudo de Duarte (2016) afirmou que nas barreiras costeiras das praias da Gamboa e da Guarda do Embaú, no município de Paulo Lopes, SC, houve uma transgressão da linha de costa mesmo com o nível do mar em queda após cerca de 6 ka AP. Já as barreiras das praias da Pinheira (ao norte) e do Canto (ao sul) apresentaram comportamento progradacional. Martins *et al.* (2014) analisaram o comportamento evolutivo da barreira costeira junto ao Balneário do Camacho, no município de Jaguaruna (litoral sul de SC), com base em métodos de sensoriamento remoto e geofísica (georradar), constatando um comportamento transgressivo da barreira. Também no litoral sul Silva (2011), por meio de seções de georradar e amostras de testemunhos de sondagem, verificou que a barreira holocênica em Sombrio apresenta registro de uma fase transgressiva em sua porção mais interna (oeste), que marca o máximo avanço da barreira no sentido do continente, enquanto em sua porção mais externa (leste) a barreira apresenta comportamento regressivo e progradante. Dillenburg e Barboza (2014) ao investigarem o trecho de Tramandaí (RS) ao Farol de Santa Marta (SC), inserido em um embaimento costeiro, demonstraram que a barreira holocênica progradou 4,7 km nos últimos 8-7 ka. Os refletores das seções de subsuperfície analisadas pelos autores migraram no sentido do oceano, compondo tipicamente refletores de barreiras regressivas.

Estudos realizados na região entre Jaguaruna e Imbituba identificaram pelo menos quatro gerações distintas de campos de dunas eólicas (GIANNINI, 1993, 2002; SAWAKUCHI, 2003; GIANNINI *et al.*, 2005, 2007). Essas gerações foram agrupadas por Giannini *et al.* (2007) em duas sequências, indicando uma expressiva influência da elevação do NRM em sua formação e sugerindo um modelo para a origem e preservação dos depósitos eólicos costeiros preferencialmente na fase terminal do trato de sistema transgressivo (TST) e no trato de sistema de nível alto (TSNA). A geração 1 (G1) se formou antes do último máximo transgressivo do Pleistoceno, ocorrido em torno de 125 ka AP; a geração 2 (G2) corresponde aos campos de dunas formados antes do máximo transgressivo do Holoceno (cerca de 5,6 ka); ao passo que as gerações 3 e 4 (G3 e G4) se originaram após esse máximo transgressivo, sendo a G4 ativa no presente. Em trabalho realizado na costa catarinense entre Garopaba e Florianópolis, Mendes *et al.* (2015b) reconheceram nesse setor as quatro gerações de campos de dunas propostas por Giannini *et al.* (2007). A G1 ocorre associada aos altos do embasamento cristalino e ocorre de forma ampla na região do Siriú, podendo estar dissecada por drenagens; a G2 é identificada em terrenos levemente ondulados cobrindo terraços pleistocênicos (125

ka); a G3 possui morfologia eólica bem preservada, sendo encontrada como cordões de precipitação no entorno do campo de dunas ativo, que representam a G4. Esta muitas vezes se sobrepõe aos depósitos da G3 e sofre um processo de estabilização pelo crescimento da vegetação na zona de deflação e diminuição do suprimento sedimentar para feições mais distais. Os autores ainda demonstraram que a relação entre a curva global de variação do NRM e a distribuição das idades das amostras coletadas na região sugeriu que a formação dos campos de dunas estaria associada ao nível do mar estável, e sua preservação seria favorecida pelo subsequente aumento do NRM. Contudo, o NRM não corresponderia à única variável determinante no sistema eólico costeiro, uma vez que foram encontradas evidências de controle climático na formação das dunas, a qual estaria relacionada a períodos de menor precipitação, e na sua estabilização, que ocorreria em períodos de intensificação das chuvas devido ao aumento nas atividades das monções.

Miot da Silva (2006) propôs um modelo de morfodinâmica praia-duna para a praia do Moçambique, localizada no nordeste da ilha de Florianópolis. Tendo em vista o número bastante relevante de praias de enseada localizadas ao sul de Florianópolis, a autora afirmou que o modelo conceitual proposto para o Moçambique poderia ser aplicado às praias do centro-sul de SC. O sedimento se acumula na porção norte dessas praias devido à ação da deriva litorânea e são retrabalhados e transportados para o sul pelos ventos prevalecentes de nordeste. Ainda, em consequência da combinação da acumulação dos sedimentos transportados pela deriva litorânea com aqueles em movimento ao longo do *backshore/foreshore* transportados pelo vento de NE, a praia tem sua porção com maior largura em seu setor centro-norte.

REFERÊNCIAS

ANGULO, R.J.; LESSA, G.C. The Brazilian sea-level curves: a critical review with emphasis on the curves from the Paranaguá and Cananéia regions. **Marine Geology**, v. 140, p. 141-166. 1997.

ANGULO, R.J.; LESSA, G.C.; SOUZA, M.C. A critical review of mid-to late-Holocene sea-level fluctuations on the eastern Brazilian coast line. **Quaternary Science Reviews**, v. 25, p. 486-506. 2006.

ANGULO, R.J.; SOUZA, M.C.de. Revisão conceitual de indicadores costeiros de paleoníveis marinhos quaternários no Brasil. **Quaternary and Environmental Geosciences**, v. 5, n. 2, p. 1-32. 2014.

BRASIL. Lei n. 12.651, de 25 de mai. De 2012. **Dispõe sobre a proteção da vegetação nativa; altera as Leis n. 6.938, de 31 de agosto de 1981, 9.393, de 19 de dezembro de 1996, e 11.428, de 22 de dezembro de 2006; revoga as Leis n. 4.771, de 15 de setembro de 1965, e 7.754, de 14 de abril de 1989, e a Medida Provisória n. 2.166-67, de 24 de agosto de 2001; e dá outras providências.** Brasília, DF, mai 2012.

BRISTOW, C.S.; JOL, H.M. An introduction to ground penetrating radar (GPR) in sediments. In: BRISTOW, C.S.; JOL, H.M. (eds.). **Ground penetrating radar in sediments**. London: Geological Society, 2003. p.1-7.

CAMARGO, M. G. 2005. **SYSGRAN - Análises e gráficos sedimentológicos**. Curitiba: Centro de Estudos do Mar, Universidade Federal do Paraná, versão 3.0. Disponível em: <http://www.cem.ufpr/sysgran>. Acesso em: 21 ago. 2017.

CARTER, R.G.W.; WILSON, P. The geomorphological, ecological and pedological development of coastal foredunes at Magillian Point, Northern Ireland. In: NORDSTROM, N.P.; PSUTY, N.P; CARTER, R.G.W. (eds.). **Coastal dunes: form and processes**. Chichester: John Wiley, 1990. p. 217-250.

CARUSO JÚNIOR, F. **Mapa geológico e de recursos minerais do sudeste de Santa Catarina**. (Texto explicativo e mapa em escala 1:100.000). Brasília: DNPM, 1995. 52 p.

CHAPMAN, D.M. **Coastal dunes of New South Wales: status and management**. Sydney: Coastal Studies Unit. Technical Report, v. 89, n. 3, 1989. 228 p.

DAVIS, W.M. **Die erklärende Beschreibung der Landformen**. Berlin: Teubner, 1912. 565 p.

DAVIS JR, R.A.; HAYES, M.O. What is a wave-dominated coast? **Marine Geology**, v. 60, p. 313-329. 1984.

DILLENBURG, S.R.; ROY, P.S.; COWELL, P.J.; TOMAZELLI, L.J. Influence of antecedent topography on coastal evolution as tested by Shoreface Translation-Barrier Model (STM). **Journal of Coastal Research**, v. 16, n. 1, p. 71-81. 2000.

DILLENBURG, S.R.; HESP, P.A. Coastal Barriers – An Introduction. In: DILLENBURG, S.R.; HESP, P.A. (eds.). **Geology and geomorphology of Holocene coastal barriers of Brazil**. Berlin: Springer, 2009. p.1-15.

DILLENBURG, S.R.; BARBOZA, E.G.; TOMAZELLI, L.J.; HESP, P.A.; CLEROT, L.C.P.; AYUP-ZOUAIN, R.N.. The Holocene Coastal Barriers of Rio Grande do Sul. In: DILLENBURG, S.R.; HESP, P.A. (eds.). **Geology and geomorphology of Holocene coastal barriers of Brazil**. Berlin: Springer, 2009. p. 53-91.

DILLENBURG, S.R.; BARBOZA, E.G. The strike-fed sandy coast of Southern Brazil. In: MARTINI, I.P.; WANLESS, H.R. (eds). **Sedimentary Coastal Zones from High to Low Latitudes: Similiarities and Differences**. London: Geological Society of London, 2014. p. 333-352.

DUARTE, M. **Evolução da barreira costeira holocênica na região das praias da Gamboa e Guarda do Embaú, município de Paulo Lopes – SC**. 2016. 84 f. Trabalho de Conclusão de Curso (Bacharelado) – Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre.

FALKENBERG, D.B. Aspectos da flora e da vegetação secundária da restinga de Santa Catarina, Sul do Brasil. **Insula**, v. 28, p. 1-30. 1999.

FERNANDEZ, G.B.; ROCHA, T.B.; BARBOZA, E.G.; DILLENBURG, S.R.; ROSA, M.L.C.C.; ANGULO, R.J.; SOUZA, M.C.; OLIVEIRA, L.H.S.; DOMINGUEZ, J.M.L. Natural Landscapes Along Brazilian Coastline. In: SALGADO, A.A.R.; SANTOS, L.J.C.; PAISANI, J.C. (eds.). **The Physical Geography of Brazil - Environment, Vegetation and Landscape**. Berlin: Springer, 2019. p. 199-218.

FIELD, M.E.; DUANE, D.B. Post-Pleistocene history of the United States inner continental shelf: significance to origin of barrier islands. **Geological Society of America Bulletin**, v. 79, p. 691-702. 1976.

FRYBERGER, S.G.; DEAN, G. Dune forms and wind regime. In: MCKEE, E.D. (ed.). **A study of global sand seas**. Washington: US Government Publishing Office, 1979. p. 137-170.

FOLK, R.L.; WARD, W.C. Brazos river bar: A study in the significance of grain size parameters. **Journal of Sedimentary Petrology**, v. 27, p. 3-27. 1957.

GIANNINI, P.C.F. **Sistemas deposicionais no Quaternário costeiro entre Jaguaruna e Imbituba, SC.** 1993. 278 f. Tese (Doutorado) - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo.

GIANNINI, P.C.F. Complexo lagunar centro-sul catarinense, valioso patrimônio sedimentológico, arqueológico e histórico. **Sítios Geológicos e Paleontológicos do Brasil**, v. 75, p. 213-222. 2002.

GIANNINI, P.C.F.; ASSINE, M.L.; BARBOSA, L.M.; BARRETO, A.M.F.; CARVALHO, A.M.; CLAUDINO-SALES, V.; MAIA, L.P.; MARTINHO, C.T.; PEULVAST, J.; SAWAKUCHI, A.O.; TOMAZELLI, L.J. Dunas e paleodunas eólicas costeiras e interiores. In: SOUZA, C.R.G.de; SUGUIO, K.; OLIVEIRA, A.M.S.dos; OLIVEIRA, P.E.de. (eds.). **Quaternário do Brasil**. Ribeirão Preto: Holos, 2005. p. 235-257.

GIANNINI, P.C.F. **Sistemas Depositionais eólicos no Quaternário costeiro do Brasil.** 2007. 205 f. Tese de Livre-Docência – Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo.

GIANNINI, P.C.F.; SAWAKUCHI, A.O.; MARTINHO, C.T.; TATUMI, S.H. Eolian depositional episodes controlled by Late Quaternary relative sea level changes on the Imbituba-Laguna coastal zone (southern Brazil). **Marine Geology**, v. 237, p. 143-168. 2007.

GIANNINI, P.C.F.; ASSINE, M.L.; SAWAKUCHI, A.O. Ambientes Eólicos. In: SILVA, A.J.de C.L.P.da; ARAGÃO, M.A.N.F.de; MAGALHÃES, A.J.C. (Orgs.). **Ambientes de Sedimentação Siliciclástica do Brasil**. São Paulo: Beca, 2008. p. 73-101.

GILBERT, G.K. The topographic features of lake shores. **Fifth Annual Report of the Geological Survey of the United States**, p. 69-123. 1885.

GROHMANN, C.H.; SAWAKUCHI, A.O. Influence of cell size on volume calculation using digital terrain models: A case of coastal dune fields. **Geomorphology**, v. 180-181, p. 130-136. 2013.

HESP, P.A. **Morphology and Dynamics of foredunes in SE Australia.** 1982. 397 f. Thesis (PhD) - Department of Geography, University of Sydney, Sydney.

HESP, P.A.; THOM, B.G. Geomorphology and evolution of active transgressive dunefields. In: NORDSTROM, K. F.; PSUTY, N. P.; CARTER, R. W. G. (eds.). **Coastal Dunes: Form and Process**. Chichester: John Wiley, 1990. p. 253-287.

HESP, P.A. The beach backshore and beyond. In: SHORT, A.D. (ed.) **Handbook of Beach and Shoreface Morphodynamics**. London: John Wiley, 1999. p. 307-333.

HESP, P.A.; SHORT, A.D. Barrier morphodynamics. In: SHORT, A.D. (ed.) **Handbook of beach and shoreface morphodynamics**. London: John Wiley, 1999. p. 307-333.

HESP, P.A. Foredunes and blowouts: initiation, geomorphology and dynamics. **Geomorphology**, v. 48, p. 245-268. 2002.

HESP, P.A.; DILLENBURG, S.R.; BARBOZA, E.G.; TOMAZELLI, L.J.; AYUP-ZOUAIN, R.N.; ESTEVES, L.S.; GRUBER, N.L.S.; TOLDO, E.E.Jr.; TABAJARA, L.L.; CLEROT, L.C.P. Beach ridges, foredunes or transgressive dunefields? Definitions and initiation, and an examination of the Itapeva to Tramandaí barrier system. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, n. 7, v. 3, p. 493–508, 2005.

HESP, P.A.; CASTILHOS, J.A.; MIOT DA SILVA, G.; DILLENBURG, S.R.; MARTINHO, C.T.; AGUIAR, D.; FORNARI, M.; FORNARI, M.; ANTUNES, G. Regional wind fields and dunefield migration, Southern Brazil. **Earth Surface Processes and Landforms**, v. 32, p. 561-573. 2006.

HESP, P.A.; DILLENBURG, S.R.; BARBOZA, E.G.; CLEROT, L.C.P.; TOMAZELLI, L.J.; AYUP-ZOUAIN, R.N. Morphology of the Itapeva to Tramandaí transgressive dunefield barrier system and mid- to late sea level change. **Earth Surface Processes and Landforms**, v. 32, p. 407–414. 2007.

HESP, P.A.; GIANNINI, P.C.F.; MARTINHO, C.T.; MIOT DA SILVA, G.; ASP NETO, N.E. The Holocene barriers systems of the Santa Catarina coast, Southern Brazil. In: DILLENBURG, S.R.; HESP, P.A. **Geology and Geomorphology of Holocene coastal barriers of Brazil**. Berlin: Springer, 2009. p. 93-133.

HESP, P.A. Conceptual models of evolution of transgressive dune field systems. **Geomorphology**, v. 199, p. 138-149. 2013.

HORN FILHO, N. O. Setorização da Província de Santa Catarina em base aos aspectos geológicos, geomorfológicos e geográficos. **Geosul**, v. 18, n. 35, p. 71-98. 2003.

HOYT, J.H. Barrier island formation. In: INMAN, D.L.; EWING, G.C.; CORLISS, J.B. (eds.). **Coastal sand dunes of Guerrero Negro**, Baja California, Mexico. Geological Society of America Bulletin, v. 77, n. 8, 1966. p. 787-802.

INSTITUTO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA E ESTATÍSTICA. **Mapa topográfico da folha Paulo Lopes (SG-22-Z-D-V-4)**. 1983. Escala 1:50.000.

INSTITUTO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA E ESTATÍSTICA. **Mapa topográfico da folha Imbituba (SH-22-X-B-II-2)**. 1995. Escala 1:50.000.

JARENTCHUCK JÚNIOR, O. **Aplicação do georradar (GPR) na prospecção eletromagnética de solos: potencialidades e limitações**. 2013. 142 f. Dissertação (Mestrado) – Departamento de Geografia, Universidade Federal do Paraná, Curitiba.

JOHNSON, D.W. **Shore processes and shoreline development**. New York: John Wiley & Sons, 1919. 584 p.

KÖPPEN, W. **Climatologia**. México: Fundo de cultura Econômica, 1948. 380 p.

LAKES ENVIRONMENTAL. **WRPLOT View™ - Freeware**. Disponível em: <http://www.weblakes.com/lakewrpl>. Acesso em: 3 mar. 2019.

LEAL, P.C. **Avaliação do nível de vulnerabilidade ambiental da planície costeira do trecho Garopaba-Imbituba, litoral sudeste do estado de Santa Catarina, em face aos aspectos geológicos e paleogeográficos**. 2005. 257 f. Tese (Doutorado) – Centro de Filosofia e Ciências Humanas, Universidade Federal de Santa Catarina, Florianópolis.

LETTAU, K.; LETTAU, H. Experimental and micro-meteorological field studies of dune migration. In: LETTAU, K.; LETTAU, H. (eds.). **Exploring the World's Driest Climate**. Wisconsin: University of Wisconsin-Madison IES Report, 1978. p. 110-147.

MARINHA DO BRASIL. **Brasil - Costa Sul da Ilha de Coral à Ilha das Araras**. 1956. Escala 1:49.740.

MARTINHO, C.T. **Morfodinâmica e sedimentologia de campos de dunas transgressivos da região de Jaguaruna-Imbituba, Santa Catarina**. 2004. 108 f. Dissertação (Mestrado) – Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo.

MARTIN, L.; SUGUIO, K.; FLEXOR, J.M.; BITTENCOURT, A.C.S.P.; VILAS-BOAS, G. Le Quaternaire marin brésilien (Littoral pauliste, sud fluminense et bahianais). **Cahiers ORSTOM - Série géologie**, v. 11, p. 95-124, 1980.

MARTINS, E.M.; OLIVEIRA, J.F.; BITENCOURT, V.J.B.; SCARELLI, F.M.; BIANCHINI DA SILVA, A.; GRUBER, N.L.S.; ROSA, M.L.C.C.; BARBOZA, E.G. Comportamento evolutivo da barreira costeira junto ao Balneário do Camacho, Jaguaruna - SC. **Gravel**, Porto Alegre, v. 12, n. 1, p.109-118. 2014.

MENDES, V.R. **Cronologia e sedimentologia dos depósitos eólicos quaternários da costa catarinense entre Ouvidor e Florianópolis**. 2012. 98 f. Dissertação (Mestrado) – Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo.

MENDES, V.R.; GIANNINI, P.C.F. Coastal dunefields of south Brazil as a record of climatic changes in the South American monsoon system. **Geomorphology**, v. 246, p. 22-34. 2015a.

MENDES, V.R.; GIANNINI, P.C.F.; GUEDES, C.C.F., DEWITT, R.; ANDRADE, H.A.A. Central Santa Catarina coastal dunefields chronology and their relation to relative sea level and climatic changes. **Brazilian Journal of Geology**, v. 45, p. 79-95. 2015b.

MILNE, G.A.; LONG, A.J.; BASSET, E. Modeling Holocene relative sea-level observations from the Caribbean and South America. **Quaternary Science Reviews**, v. 24, n. 10-11, p. 1183-120. 2005.

MIOT DA SILVA, G. **Orientação da linha de costa e dinâmica dos sistemas praia e duna: praia de Moçambique, Florianópolis, SC**. 2006. 290 f. Tese (Doutorado) – Pós-Graduação em Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre.

MIOT DA SILVA, G.; HESP, P.; PEIXOTO, J.; DILLENBURG. Foredune vegetation patterns and alongshore environmental gradients: Moçambique Beach, Santa Catarina Island, Brazil. **Earth Surface Processes and Landforms**, v. 33, p. 1557-1573. 2008.

NEAL, A. Ground-penetrating radar and its use in sedimentology: principles, problems and progress. **Earth-Science Reviews**, v. 66, p. 261-330. 2004.

NOVO, E.M. **Sensoriamento Remoto: princípios e aplicações**. São Paulo: Edgar Blucher, 1989. 308 p.

OERTEL, G.F.; KRAFT, J.C.; KEARNEY, M.S.; WOO, H.J. A rational theory for barrier-lagoon development. In: FLETCHER, C.H.; WEHMILLER, J.F. (eds). **Quaternary coasts of the United States: Marine and Lacustrine systems**. Oklahoma: Society for Sedimentary Geology, 1992. p. 78-87.

ORSELLI, Y. Climatologia. In: SANTA CATARINA, Gabinete de Planejamento e Coordenação Geral. **Atlas de Santa Catarina**. Rio de Janeiro: Aerofoto Cruzeiro, 1986. p. 38-39.

OTVOS, E.G. Coastal barriers – Nomenclature, processes and classification issues. **Geomorphology**, v. 139-140, p. 39-52. 2012.

PEARCE, K.I.; WALKER, I.J. Frequency and magnitude biases in the “Fryberger” model, with implications for characterizing geomorphically effective winds. **Geomorphology**, v. 68, p. 39-55. 2005.

PORSANI, J.L. **Ground Penetrating Radar (GPR): Proposta metodológica de emprego em estudos geológico-geotécnicos nas regiões de Rio Claro e**

Descalvado - SP. 1999. 145 f. Tese (Doutorado) - Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro.

PSUTY, N.P. Sediment budget and dune/beach interaction. **Journal of Coastal Research**, v. 3, p. 1-14. 1988.

PYE, K.; BOWMAN, G.M. The Holocene marine transgression as a forcing function in episodic dune activity on the Eastern Australian coast. In: THOM, B. G. (ed.). **Coastal Geomorphology in Australia**. Australia: Academic Press, 1984. p. 179-196.

RECH-SILVEIRA, M.. **Caracterização geológica dos depósitos quaternários do entorno da laguna do Macacu, Garopaba, SC, Brasil**. 2016. 119 f. Trabalho de Conclusão de Curso (Bacharelado) – Departamento de Geociências, Universidade Federal de Santa Catarina, Florianópolis.

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

ROSA, M.L.C.C. **Geomorfologia, estratigrafia de sequências e potencial de preservação dos sistemas Laguna-Barreira do quaternário costeiro do Rio Grande do Sul**. 2012. 251 f. Tese (Doutorado) – Instituto de Geociências, Universidade do Rio Grande do Sul, Porto Alegre.

ROSA, M.L.C.C.; BARBOZA, E.G.; ABREU, V.S.; TOMAZELLI, L.J.; DILLENBURG, S.R. High-Frequency sequences in the Quaternary of Pelotas Basin (coastal plain): a record of degradational stacking as a function of longer-term base-level fall. **Brazilian Journal of Geology**, v. 47, n. 2, p. 183-207. 2017.

ROY, P.S.; COWELL, P.J.; FERLAND, M.A.; THOM, B.G. Wave dominated coasts. In: CARTER, R.W.G.; WOODROFFE, C.D. (eds.). **Coastal evolution: Late Quaternary shoreline morphodynamics**. Cambridge: Cambridge University Press, 1994. p. 121-186.

SANTA CATARINA. **Plano Estadual de Gerenciamento Costeiro**. Diagnóstico Sócio Ambiental da Zona Costeira do estado de Santa Catarina (GERCO/SC). Litoral centro-sul ou setor 4. Diagnóstico geológico e geomorfológico, Florianópolis: Secretaria de Estado do Planejamento - Diretoria de Desenvolvimento das Cidades/Ambiens Consultoria Ambiental, mar. 2010. 493p.

SAWAKUCHI, A.O. **Sistemas deposicionais eólicos na costa Centro-Sul catarinense: Relações com o nível do mar**. 2003. 86 f. Dissertação (Mestrado) – Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo.

SANDERS, J.E.; KUMAR, N. Evidence of shoreface retreat and in-place “drowning” during Holocene submergence of barriers, shelf off Fire Island, New York. **Geological Society of America Bulletin**, v. 86, p. 65-76. 1975.

SHORT, A.D.; HESP, P.A. Wave, beach and dune interactions in southeastern Australia. **Marine Geology**, v. 48, p. 259-284. 1982.

SHORT, A.D. Holocene coastal dune formation in Southern Australia: a case of study. **Sedimentary Geology**, v. 55, p. 121-142. 1988.

SHORT, A.D. **Handbook of Beach and Shoreface Morphodynamics**. London: Wiley, 1999. 419 p.

SILVA, A.B.da. **Análise estratigráfica da barreira transgressiva holocênica na região da Lagoa do Sombrio, SC**. 2011. 59 f. Dissertação (Mestrado) – Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre.

SILVA, A.B.da. **A herança geológica, a geomorfologia e a estratigrafia da barreira complexa de Passo de Torres, planície costeira sul-catarinense**. 2015. 192 f. Tese (Doutorado) – Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre.

STRAHLER, A. N. **Physical Geography**. 3.ed. Nova York: John Wiley, 1967. 462 p.

SUGUIO, K.; MARTIN, L.; BITTENCOURT, A.C.S.P.; DOMINGUEZ, J.M.L.; FLEXOR, J.M.; AZEVEDO, A.E.G. Flutuações do nível relativo do mar durante o Quaternário superior ao longo do litoral brasileiro e suas implicações na sedimentação costeira. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 15, n. 4, p. 273-286. 1985.

TILLMANN, T; WUNDERLICH, J. Barrier rollover and spit accretion due to the combined action of storm surge induced washover events and progradation: Insights from ground-penetrating radar surveys and sedimentological data. **Journal of Coastal Research**, v. SI 65, p. 600-605. 2013.

TOMAZELLI, L.J.; DILLENBURG, S.R.; BARBOZA, E.G.; ROSA, M.L.C.C.da. Geomorfologia e potencial de preservação dos campos de dunas transgressivos de Cidreira e Itapeva, Litoral Norte do Rio Grande do Sul. **Revista Pesquisas em Geociências**, v. 35, n. 2, p. 47-55. 2008.

TOMAZELLI, L.J.; VILLWOCK, J.A. O Cenozoico costeiro do Rio Grande do Sul. In: HOLZ, M.; DE ROS, L.F. (eds.). **Geologia do Rio Grande do Sul**. Porto Alegre: UFRGS, 2000. p. 375-406.

VILLWOCK, J.A.; TOMAZELLI, L.J.; LOSS, E.L.; DEHNHARDT, E.A.; HORN FILHO, N.O.; BACHI, F.A.; DEHNHARDT, B.A. Geology of the Rio Grande do Sul Coastal

Province. In: RABASSA, J. (ed.). **Quaternary of South America and Antarctic Peninsula**. Hungary: A.A. Balkema Publishers, 1986. p. 79-94.

VILLWOCK, J.A.; TOMAZELLI, L.J. Geologia Costeira do Rio Grande do Sul. **Notas Técnicas**. CECO, Instituto de Geociências, UFRGS, Porto Alegre, v. 8, 1995. 45 p.

VILLWOCK, J. A.; LESSA, G.C.; SUGUIO, K.; ANGULO, R.J.; DILLENBURG, S.R. Geologia e Geomorfologia de Regiões Costeiras. In: SOUZA, C.R.G.de; SUGUIO, K.; OLIVEIRA, A.M.S.dos; OLIVEIRA, P.E.de. (eds.). **Quaternário do Brasil**, Ribeirão Preto: Holos, 2005. p. 94-113.

WENTWORTH, C.K. A scale of grade and class term for clastic sediments. **Journal of Geology**, v. 30, p. 377-392. 1922.

WRIGHT, L.D.; THOM, B.G. Coastal depositional landforms: a morphodynamic approach. **Progress in Physical Geography**, v. 1, p. 412-459. 1977.

5. ARTIGO SUBMETIDO

MORFODINÂMICA DO SISTEMA PRAIA-DUNA DA BARREIRA COSTEIRA HOLOCÊNICA DO SIRIÚ, GAROPABA, SC

MORPHODYNAMICS OF THE BEACH-DUNE SYSTEM OF THE HOLOCENE COASTAL BARRIER OF SIRIÚ, GAROPABA, SC

Maiara Rech da Silveira

*Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul
Av. Bento Gonçalves 9500, Porto Alegre, Rio Grande do Sul. CEP: 91501-970. Brasil
ORCID: 0000-0002-5828-7206
E-mail: maiara.rechgeo@gmail.com*

Sérgio Rebello Dillenburg

*Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande Sul
Av. Bento Gonçalves 9500, Porto Alegre, Rio Grande do Sul. CEP: 91501-970. Brasil
ORCID: 0000-0003-0072-7018
E-mail: sergio.dillenburg@ufrgs.br*

Eduardo Guimarães Barboza

*Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande Sul
Av. Bento Gonçalves 9500, Porto Alegre, Rio Grande do Sul. CEP: 91501-970. Brasil
ORCID: 0000-0003-2107-6904
E-mail: eduardo.barboza@ufrgs.br*

Resumo:

Este trabalho apresenta uma caracterização da barreira costeira do Siriú (localizada no litoral centro-sul do estado de Santa Catarina), no que se refere ao seu processo de formação, e apresenta resultados do estudo do comportamento morfodinâmico do seu sistema praia-duna, com a finalidade de determinar os fatores controladores do desenvolvimento do grande campo de dunas transgressivo da barreira do Siriú. Foram empregadas metodologias distintas, envolvendo métodos diretos (trabalhos de campo com coleta de sedimentos) e indiretos (sensoriamento remoto, posicionamento geográfico e georradar). Uma série temporal de ventos da estação meteorológica do porto de Imbituba (Epagri/CIRAM) foi utilizada com o intuito de definir os potenciais de deriva eólica; e um perfil batimétrico da plataforma continental adjacente à barreira do Siriú foi elaborado com base em cartas náuticas. Os resultados obtidos mostraram que a barreira se desenvolveu, ao menos em parte, pela progradação de um pontal arenoso ancorado em terrenos mais antigos. Simultaneamente ao crescimento do pontal arenoso formou-se a cobertura eólica da barreira, na forma de um campo de dunas transgressivo, com sentido de migração oposto ao desenvolvimento do pontal. As formas eólicas atuais da barreira sugerem que o campo de dunas se formou a partir da coalescência de dunas parabólicas, sendo ainda hoje alimentado pelas areias do sistema praial. O maior desenvolvimento do campo de dunas a partir da porção norte da barreira deve-

se a maior disponibilidade de sedimentos arenosos no setor norte, como consequência da deriva litorânea, que é dominante para o sentido norte, aliado a maior pista de ação do vento dominante de NNE nesta porção da barreira. O efeito tómbolo proporcionado pela ilha do Siriú provavelmente também contribui para a retenção e maior disponibilidade de areia na porção norte do sistema praial da barreira. Os principais fatores que influenciam o sistema praia-duna atual da barreira costeira do Siriú se relacionam à velocidade e à direção dos ventos, à deriva litorânea, à variação longitudinal na energia das ondas, ao estágio morfodinâmico da praia e à orientação da linha de costa.

Palavras-chave: Campo de dunas transgressivo; Pontal arenoso; Efeito tómbolo.

Abstract:

This paper presents a characterization of the Siriú coastal barrier, located in the center-south coast of Santa Catarina state, in regard of its formation process, and presents results of the study of the morphodynamic behavior of its beach-dune system, with the purpose of determining the controlling factors for the development of the large transgressive dune field of the Siriú barrier. Different methodologies were employed, involving direct methods (field work with sediment collection) and indirect methods (remote sensing, geographical positioning and GPR). A time series of winds from the weather station of the Imbituba port (Epagri / CIRAM) was used to define wind drift potentials; and a bathymetric profile of the continental shelf adjacent to the Siriú barrier was elaborated based on nautical charts. The obtained results showed that the barrier developed, at least in part, by the progradation of a sandy spit anchored at an older terrain. Simultaneously with the growth of the sandy spit, the aeolian cover of the barrier was developed, in the form of a transgressive dune field, with a direction of migration opposite to the development of the spit. The current aeolian forms of the barrier suggest that the transgressive dune field was formed by the coalescence of parabolic dunes, and it is still fed by sands of the beach system. The greater development of the dune field from the northern portion of the barrier is due to the greater availability of sandy sediments in the northern portion, as a consequence of the northbound dominant littoral drift, coupled with the larger dominant NNE wind fetch at this portion of the barrier. The tombolo effect provided by the Siriú islet probably also contributes to the retention and greater availability of sand in the northern portion of the barrier beach system. The main factors influencing the current beach-dune system of Siriú's coastal barrier are relate to wind speed and direction, littoral drift, longitudinal variation in wave energy, beach morphodynamic stage and shoreline orientation.

Keywords: Transgressive dune field; Sandy spit; Tombolo effect.

1. Introdução

Barreiras costeiras são importantes feições deposicionais verificadas especialmente nos litorais de margens continentais passivas, em plataformas continentais autóctones e de baixo gradiente de declividade, que tendem a apresentar abundância de sedimentos (DILLENBURG e HESP, 2009). Essas costas ocorrem de forma expressiva no litoral brasileiro, caracterizadas pelo significativo transporte sedimentar provocado pela ação das ondas, que prevalece sobre a forçante de maré, e geralmente está relacionado a regiões com regime de micromarés (DAVIES e HAYES, 1984).

As barreiras costeiras correspondem a feições geomorfológicas jovens, altamente dinâmicas, constituindo sistemas costeiros complexos que incluem uma série de ambientes deposicionais distintos, porém estritamente relacionados (TILLMANN e WUNDERLICH,

2013). Atuam como um “obstáculo” entre o continente e o oceano e consistem essencialmente na acumulação subaérea e subaquática de areia e cascalho, com orientação paralela à costa, com ou sem um corpo aquoso na retaguarda. Campos de dunas transgressivos podem ocorrer associados às barreiras, o que se verifica na costa centro-sul e sul de Santa Catarina (SC), e no litoral do Rio Grande do Sul (RS) (DILLENBURG *et al.*, 2000; TOMAZELLI *et al.*, 2008).

A formação e a morfodinâmica das dunas costeiras são influenciadas pelas características da praia, como sua largura, tipo morfodinâmico, tamanho dos sedimentos, pluviosidade, presença e tipo de vegetação, disponibilidade de sedimentos, orientação da linha de costa e exposição aos ventos e às ondas (HESP, 1982, 1999; SHORT e HESP, 1982; PSUTY, 1988; MIOT DA SILVA *et al.*, 2008). Desta maneira, os sistemas eólico e praias são, em certa medida, interdependentes e interagem entre si (HESP, 1982, 1999; SHORT e HESP, 1982; MIOT DA SILVA *et al.*, 2012). O termo “morfodinâmica” foi definido por Wright e Thom (1977) como sendo o ajuste recíproco da topografia e da dinâmica do fluido incluindo transporte de sedimentos. Desta maneira, a topografia se ajusta conforme a movimentação do fluido pelas ondas, marés e correntes associadas através do transporte dos sedimentos (SHORT, 1999), podendo também ser incluída a ação dos ventos.

No litoral centro-sul do estado de SC ocorrem barreiras costeiras de limitada continuidade longitudinal, devido a presença de inúmeros promontórios rochosos, ainda pouco estudadas. Dentre estas se destaca a barreira costeira do Siriú, marcada pela presença de um importante campo de dunas transgressivo (Figura 1). Até o presente não havia sido realizado trabalho voltado à origem e aos controles de desenvolvimento desta barreira. Assim, o objetivo desta pesquisa foi caracterizar a barreira costeira do Siriú, quando a sua gênese, e estudar o comportamento morfodinâmico do seu sistema praia-duna, a fim de definir os fatores controladores e a dinâmica que influenciaram na evolução do sistema, bem como conhecer as causas do maior desenvolvimento do campo dunas transgressivo a partir da porção norte da área de estudo e das variações observadas na morfologia da sua linha de costa.

2. Área de Estudo

Garopaba está inserida no litoral centro-sul de SC (HORN FILHO, 2003). Conforme Fernandez *et al.* (2019), morfologicamente, a região é caracterizada pela presença da Serra do Mar junto à costa, inibindo, deste modo, a formação de grandes planícies costeiras. Na porção N-NE do município se localiza a praia do Siriú (Figura 1), a qual junto à praia de Garopaba, situada imediatamente ao sul, constituem a enseada de Garopaba. A barreira costeira do Siriú integra um sistema deposicional do tipo Laguna-Barreira, cuja formação está associada às variações relativas do nível do mar ocorridas durante o Quaternário (VILLWOCK *et al.*, 1986; VILLWOCK e TOMAZELLI, 1995; TOMAZELLI e VILLWOCK, 2000, ROSA *et al.*, 2011, 2017). A barreira holocênica do Siriú ocupa a porção N-NW da enseada de Garopaba, sendo composta por depósitos sedimentares dos sistemas praias e eólico. Destaca-se pela presença de um expressivo campo de dunas transgressivo. Esses sistemas evoluíram desde o Holoceno médio, durante uma fase de baixa taxa de queda do nível relativo do mar (NRM), após um nível situado 2,1 m acima do atual (ANGULO *et al.*, 2006). O campo de dunas do Siriú compreende depósitos eólicos não vegetados, representados principalmente por cadeias barcanoides, e vegetados, que incluem dunas parabólicas, *blowouts* e dunas frontais. Esse campo de dunas é resultado da intensificação da força do vento e do aumento da disponibilidade de areia na costa sul do Brasil durante o Holoceno tardio (GROHMANN e SAWAKUCHI, 2013).

O município apresenta aspectos geomorfológicos variados, tendo a serra de Paulo Lopes como um elemento de destaque (Figura 1). É composto por dois compartimentos

geomorfológicos: as terras altas, que englobam o embasamento cristalino; e as terras baixas, evidenciadas pelos depósitos sedimentares que representam a planície costeira (GAPLAN, 1986). Rech-Silveira (2016) verificou que na região do Siriú a planície costeira é formada por depósitos pertencentes ao sistema de Leques Aluviais e àqueles pertencentes aos sistemas Laguna-Barreira III e IV, análogos aos sistemas definidos por Villwock *et al.* (1986) para a costa do RS. No que se refere ao sistema Laguna-Barreira IV foram identificados depósitos relacionados à Barreira IV, representados pelos depósitos eólico e praias, e ao sistema Lagunar IV, composto pelos depósitos lagunar, paludal e deltaico intralagunar. A plataforma continental interna nesta região é mais estreita e íngreme quando comparada aos setores adjacentes ao norte e ao sul, possuindo entre 0,07° e 0,26° de declividade (GIANNINI, 2007).

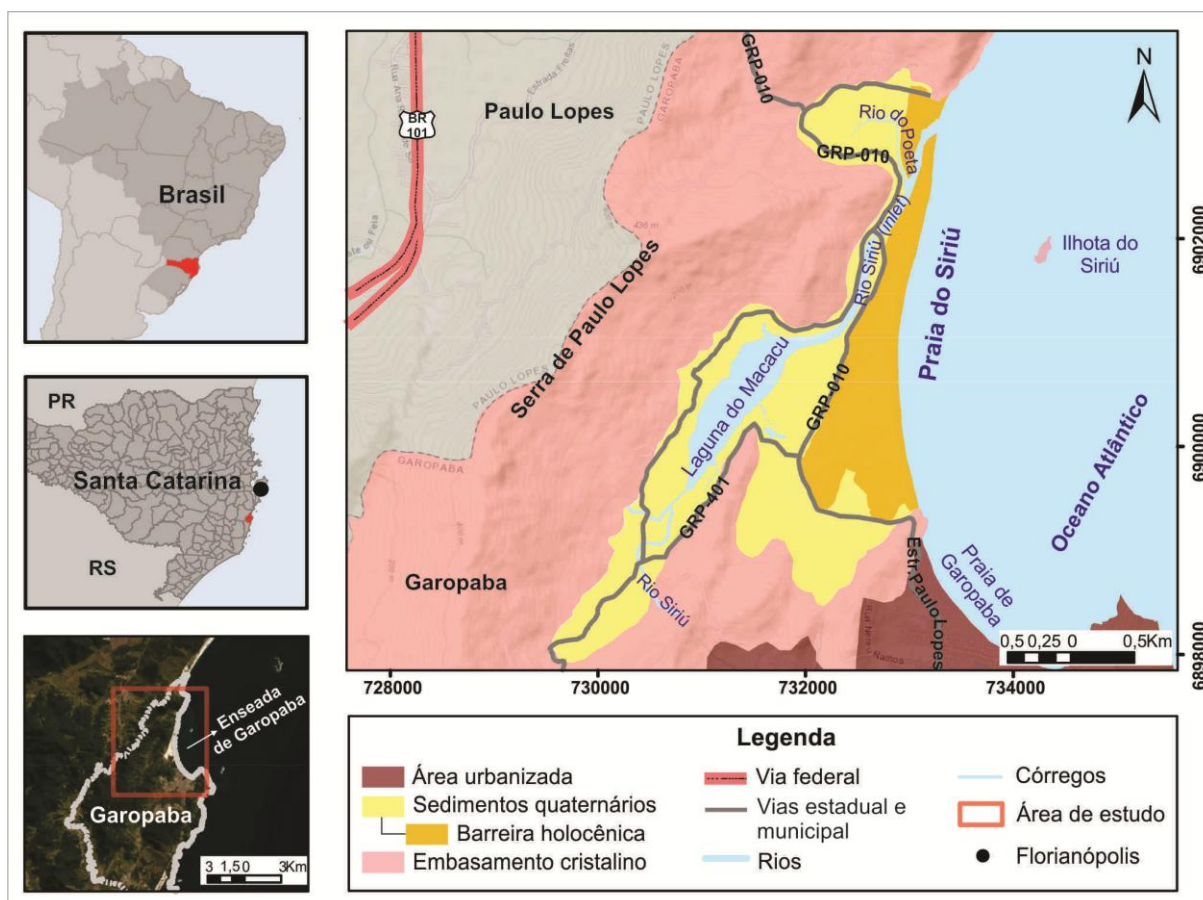


Figura 1 - Mapa de localização da área de estudo. (Fonte: World Imagery e Topographic – Basemap ESRI, ArcGis™).

Garopaba possui características do clima subtropical úmido (STRAHLER, 1967) e está contida na zona climática do tipo Cfa (ALVARES *et al.*, 2014). Sua posição geográfica favorece a influência das massas de ar oceânicas, sendo o clima controlado especialmente pela Massa Tropical Atlântica, associada ao Anticiclone do Atlântico Sul (ASAS), e pela Massa Polar Atlântica, relacionada ao Anticiclone Móvel Polar (AMP). O ASAS predomina durante os meses quentes (primavera e verão), atuando normalmente na costa e gerando ventos da direção E e NE, enquanto o AMP prevalece ao longo do outono e inverno. A taxa de precipitação para a região está compreendida entre 1.250 mm (Imbituba) e 1.400 mm (Laguna) (ORSELLI, 1986) e os dias de chuva geralmente estão associados aos ventos de SW (GIANNINI, 1993).

Os ventos que prevalecem na região de Garopaba são originários dos quadrantes NE,

SW e S e as intensidades destes são variáveis durante o ano. A geração dos ventos na área se relaciona aos anticiclones ASAS e AMP, existindo franco predomínio da Deriva Eólica Potencial (DEP) no sentido SW (HESP *et al.*, 2009). Mendes *et al.* (2015a) avaliaram a distribuição da DEP por estação do ano, verificando grande concentração da DEP na primavera (43%), seguida do inverno e verão, com concentração modesta no outono. Durante o período estudado por esses autores, em geral, a precipitação aumentou, enquanto a DEP diminuiu.

A direção da ondulação mais frequente é de 170° (S), com período de 12 s e altura média de onda de 1 a 1,5 m. As ondas geradas localmente afluem de 70° (ENE), com 7 s de período e altura média de 1 m (HESP *et al.*, 2009). A costa de Garopaba possui amplitude de maré típica de um regime de micromarés, com amplitudes inferiores a 2 m. Giannini (1993) apontou que a média da oscilação das marés astronômicas é de 0,6 m com regime semidiurno. Os trabalhos de Giannini (1993, 2002) e Martinho (2004), indicaram que, via de regra, a deriva litorânea predominante na área é de S-SW para N-NE.

Diversos pesquisadores realizaram estudos sistemáticos a fim de desenvolver uma curva da variação do NRM para o litoral brasileiro durante o Holoceno (MARTIN *et al.*, 1980; SUGUIO *et al.*, 1985; ANGULO e LESSA, 1997; MILNE *et al.*, 2005; ANGULO *et al.*, 2006; ANGULO e SOUZA, 2014). Especificamente para a região da área de estudo, Angulo *et al.* (1999) e Angulo *et al.* (2006) apresentaram uma curva com base no paleoindicador de nível de mar conhecido como vermetídeo. Os autores sugeriram que o NRM em ascensão ultrapassou o nível atual em torno de 7 ka atingindo na região de Laguna-Imbituba uma elevação máxima de 2,1 m há cerca de 5,6 ka, seguido de um declínio até alcançar os níveis atuais.

3. Material e Métodos

3.1 Georradar (GPR) e Sistema de Posicionamento (GNSS)

Com o objetivo de caracterizar o padrão de empilhamento da barreira holocênica do Siriú, quanto a sua origem e evolução, foram coletados dados de subsuperfície com o uso de um sistema de georradar ou GPR (*Ground Penetrating Radar*), realizando-se perfis dispostos longitudinalmente e transversalmente à barreira. O sistema de aquisição utilizado foi o Cobra Plug-In GPR (*Radarteam Sweden AB*) com uma antena aérea Subecho SE-70 com frequência central de 80 MHz. Os perfis de GPR foram coletados de acordo com o proposto por Barboza *et al.* (2014a) utilizando o método *Common Offset* (CO), o arranjo de antenas empregado foi o monoestático. Os dados adquiridos foram posicionados pelo método de posicionamento diferencial com GNSS Trimble® ProXRT (*datum*: WGS84). O processamento dos dados foi executado através dos *softwares* Reflex-Win®, Radan™ e Prism 2®, aplicando filtros de remoção de ruídos de fundo, passa bandas, ganho, correção topográfica e conversão de tempo em profundidade. A análise do traço do sinal foi feita de acordo com Leandro *et al.* (2019), e a constante dielétrica utilizada para a conversão de tempo em profundidade foi a de valor 10, representando a velocidade de 0,12 m/ns (DANIELS *et al.*, 1995). Essa constante foi validada a partir de dados litológicos obtidos através de furos de sondagem (DILLENBURG *et al.*, 2011). A correção topográfica utilizando os dados de GNSS pós-processados aplicou o intervalo de 1 s de amostragem com uma precisão de 0,3 m. Devido à qualidade dos dados obtidos os perfis GE0039 e GE0042 foram escolhidos para serem interpretados (Figura 2D), tendo como base de interpretação o método da sismoestratigrafia, que se fundamenta na terminação dos refletores, na geometria e no padrão de reflexões para identificar unidades e superfícies (NEAL, 2004).

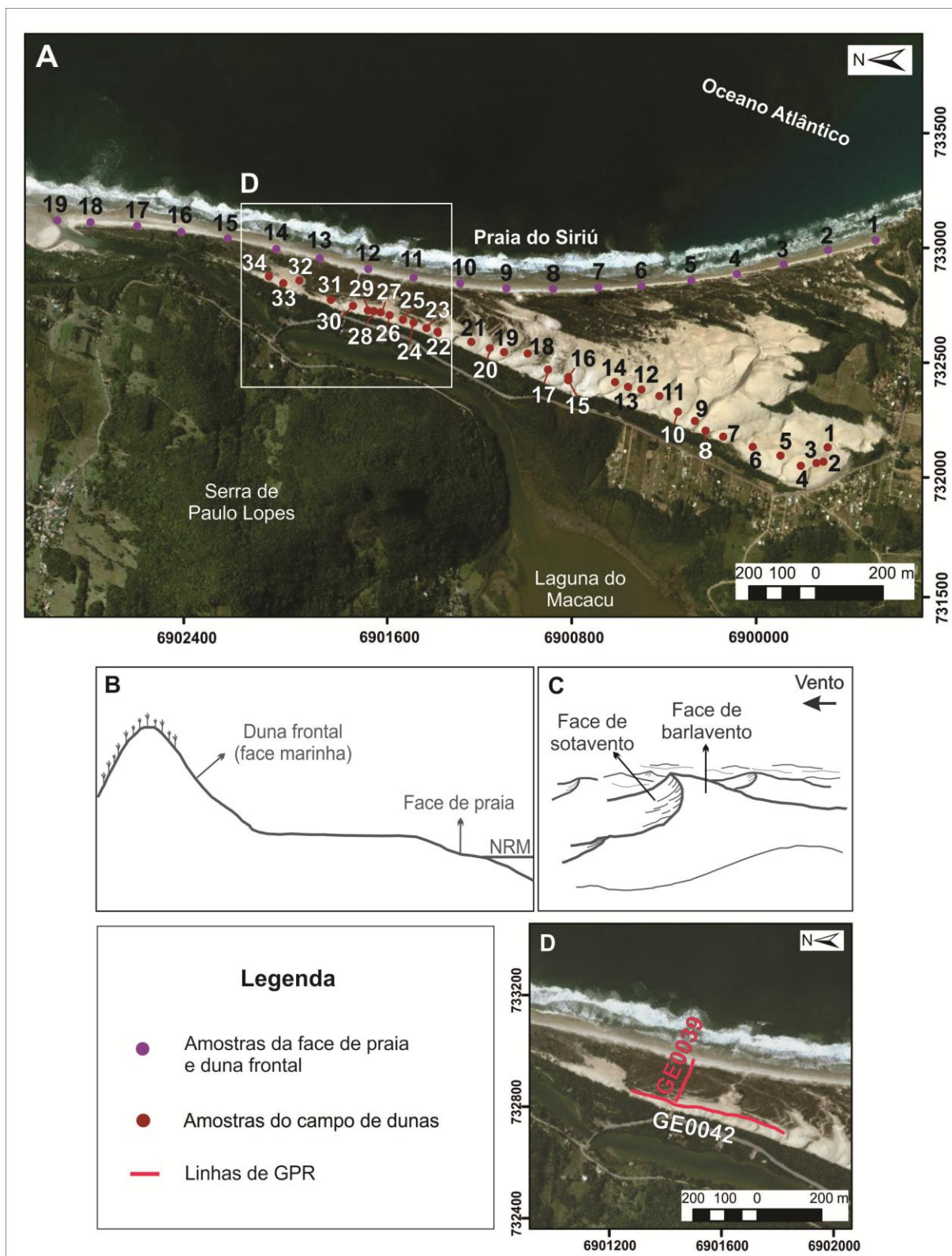


Figura 2 – (A) Mapa dos pontos de amostragem de sedimentos realizados ao longo da barreira holocênica do Siriú. (Fonte: World Imagery – Basemap ESRI, ArcGis™). (B) Locais de amostragem nos perfis realizados no sistema praia-duna frontal e (C) no campo de dunas transgressivo. (D) Linhas de GPR obtidas em campo com antena aérea (80 MHz), cujas seções foram selecionadas para serem interpretadas neste trabalho. (Fonte: World Imagery – Basemap ESRI, ArcGis™).

3.2 Sensoriamento Remoto

Para o mapeamento dos ambientes deposicionais e subambientes da barreira holocênica foram combinadas imagens orbitais com características distintas dos satélites *Landsat 8* e *RapidEye*, além do uso do *Basemap* (ESRI®) do *software* ArcGis™ 10.5 e do modelo digital de elevação (MDE) extraído da *Shuttle Radar Topography Mission* (SRTM). As imagens foram processadas e analisadas através do *software* ArcGis™ 10.5, e foram utilizadas na inferência da dimensão da pista de ação do vento (*fetch*) nas praias da enseada de Garopaba (Siriú e Garopaba), comparando-se a largura do pós-praia com a dimensão do *fetch* do vento de maior Deriva Eólica Potencial (DEP) encontrada na região de Imbituba. Os perfis, no total de 30, foram distribuídos ao longo da linha de costa, de norte para sul, com uma distância de 200 m entre eles.

3.3 Análise Granulométrica

Com o intuito de verificar a existência de variações na granulometria dos sedimentos foram coletadas 38 amostras superficiais em perfis a cada 200 m no sistema praia-duna frontal (Figura 2A). Na praia coletaram-se 19 amostras da face de praia, enquanto na duna frontal foram obtidas 19 amostras na porção média da sua altura na face marinha (Figura 2B). Também foram coletadas amostras em um perfil longitudinal ao longo de toda a extensão do campo de dunas transgressivo da área. As amostras foram recolhidas na face de barlavento das dunas, totalizando 34 amostras de sedimentos (Figuras 2A e 2C).

Para a análise granulométrica foi empregado o analisador de partículas a laser Horiba, modelo LA-950V2. O limite entre as frações arenosas e finas utilizado foi o de 62 μm , extremo inferior de granulação para as classes de areias na classificação de Wentworth (1922). Em seguida, executou-se o tratamento estatístico dos dados baseado nos parâmetros de Folk e Ward (1957), determinando-se as medidas de tendência central (M_z) e grau de seleção (σ). A análise estatística foi realizada através do programa *Sysgran 3*, desenvolvido por Camargo (2005).

3.4 Potenciais de Deriva Eólica, Rosa dos Ventos e Rosa de Areia

A série temporal dos ventos (dados de direção e velocidade), coletada na estação meteorológica automática do porto de Imbituba (SC) localizada 25 km ao sul de Garopaba, foi disponibilizada pela Epagri/CIRAM (Empresa de Pesquisa Agropecuária e Extensão Rural de SC/Centro de Informações de Recursos Ambientais e de Hidrometeorologia de SC). Essa série compreende o período entre março de 2016 a novembro de 2017 (~1 ano e 8 meses), totalizando 614 registros. O número limitado destes se deve a instalação recente desta estação, que ocorreu no início de 2016. Mesmo com os registros de ventos ainda escassos, optou-se por utilizar esses dados devido à proximidade da área de estudo.

Os registros de vento foram agrupados em classes de direções e classes de velocidades. As classes de direções utilizadas corresponderam a 16 setores de 22,5° cada, sugeridas por Pearce e Walker (2005). Já as classes de velocidades empregadas foram alteradas de Pearce e Walker (2005) e transformadas para m/s. Os cálculos da Deriva Eólica Potencial (DEP) foram realizados através do método proposto por Fryberger e Dean (1979). A partir das DEPs de cada classe de direção foram calculadas a Direção de Deriva Resultante (DDR) e o Potencial de Deriva Resultante (PDR). Uma vez que o vento é analisado como um vetor, os valores numéricos obtidos são considerados unidades vetoriais (u.v.) (FRYBERGER e DEAN, 1979; PEARCE e WALKER, 2005). Além disso, foi calculada a razão PDR/DEP_T , que reflete o índice da variabilidade direcional do vento. A rosa dos ventos foi construída

através do *software* WRPLOT (<http://www.weblakes.com/lakewrpl>), enquanto a rosa de areia foi elaborada conforme o método de Fryberger e Dean (1979).

3.5 Inclinação da Plataforma Continental Interna

Tomando-se como base a Carta Náutica da Marinha do Brasil, da Ilha de Coral à Ilha das Araras (1956) na escala 1:49.740, foram realizados cálculos para determinar a declividade média da plataforma continental interna na área estudada. Desta forma, um perfil transversal à linha de costa foi definido e derivado para profundidades de -55 a -45 m, -45 a -35 m, -35 a -25 m e -25 a -15 m.

4. Resultados e Discussões

4.1 Georradar (GPR) e a formação da barreira holocênica do Siriú

A aquisição de dados com o GPR resultou no imageamento dos depósitos em subsuperfície (radargrama), possibilitando a identificação e caracterização de radarfácies e feições com características texturais e estruturais distintas. Assim, foram interpretadas duas seções dispostas transversalmente e longitudinalmente à barreira holocênica da área: GE0039 e GE0042, respectivamente (Figura 2D).

Com base no reconhecimento dos padrões da configuração das reflexões, referentes à forma, ao mergulho, à continuidade, à relação entre as reflexões e a amplitude do sinal, foram identificadas quatro radarfácies principais: RfA, RfB1, RfB2 e RfB3 (Figura 3). A RfA corresponde ao substrato pleistocênico (RfA), enquanto as demais equivalem à progradação por preenchimento de canal (*inlet fill*) (RfB1), ao eólico-interduna (RfB2) e ao eólico-duna (RfB3), as duas últimas correspondentes a atual morfologia do terreno. A Tabela 1 apresenta a descrição das características de cada radarfácies.

A formação e evolução geral da barreira costeira holocênica do Siriú é resultado de um conjunto de fatores diversos (climáticos, oceanográficos e hidrológicos) que interagiram ao longo do tempo e espaço em diferentes escalas, apresentando peculiaridades devido a proximidade do embasamento cristalino à costa (CARUSO JR., 1995; RECH-SILVEIRA, 2016; FERNANDEZ *et al.*, 2019). A barreira holocênica, na região onde os dados de GPR foram coletados, desenvolveu-se ancorada em terrenos mais antigos, progredando lateralmente no sentido da deriva litorânea dominante (S→N) como um pontal arenoso. O padrão dos refletores identificados na seção GE0042 (RfB1, Figura 3B) indicou uma progradação lateral por migração de um canal lagunar (*inlet fill*), assim como observado por Tillmann e Wunderlich (2013) na costa da Alemanha, e por Barboza *et al.* (2014b) e Biancini da Silva *et al.* (2014) nas regiões da Pinheira e de Passo de Torres/SC. Além disso, verificam-se duas fases superpostas de crescimento do pontal (Figura 3B). Desta maneira, a barreira holocênica do Siriú não teria se formado pela migração no sentido do continente de uma barreira pré-existente, nos estágios finais da última transgressão, mas sim pelo afogamento da área, seguido do crescimento de um pontal arenoso. O crescimento deste é corroborado no radargrama GE0042, uma vez que os estratos de progradação mergulham para N-NE e estão localizados em subsuperfície, abaixo da cobertura eólica. Caso a barreira holocênica houvesse se formado pela migração de uma barreira pré-existente, em função da elevação do NRM, seria esperado um padrão de empilhamento retrogradacional nas reflexões (BARBOZA *et al.*, 2011; DILLENBURG e BARBOZA, 2014; ROSA *et al.*, 2017).

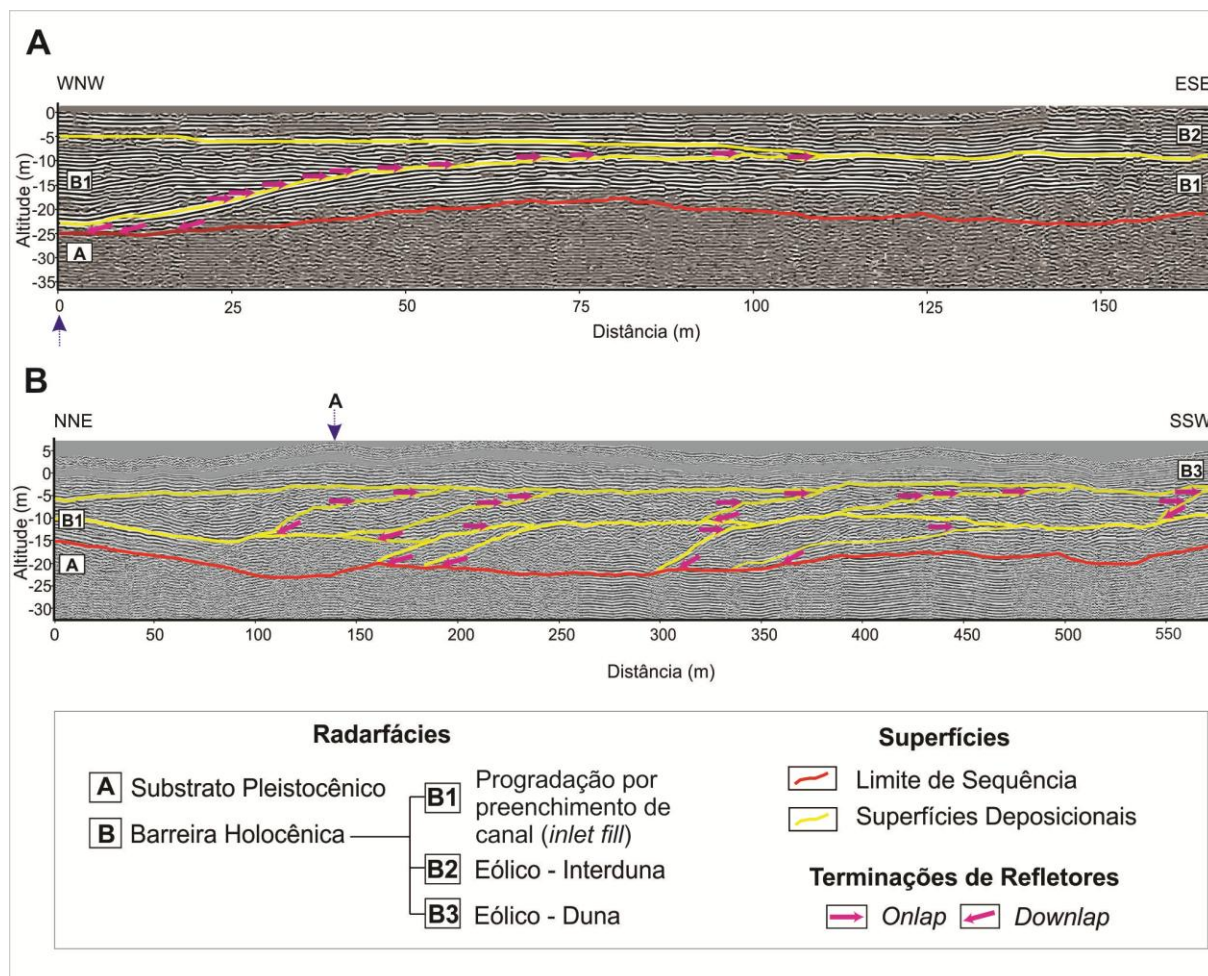


Figura 3 – Seções de GPR interpretadas. (A) Seção GE0039 e (B) Seção GE0042. A seta azul marinho indica o ponto de aproximação da porção WNW da seção GE0039 com a seção GE0042. O posicionamento, no terreno, das duas seções é apresentado na Figura 2D.

4.2 Caracterização geomorfológica da barreira holocênica do Siriú

Foram identificados dois subambientes relacionados ao sistema praiado (Figura 4), de acordo com definição proposta por Hesp (2000):

Zona de espraiamento ou face de praia: porção da praia onde ocorrem os processos de fluxo e refluxo das ondas.

Pós-praia: zona que se estende desde o limite superior da zona de espraiamento das ondas até o início das dunas frontais fixadas pela vegetação.

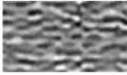



A classificação adotada para o sistema eólico segue a proposta dos estudos de Gianinni *et al.* (2005) e Martinho *et al.* (2006), baseada no critério da presença de vegetação para classificar os depósitos eólicos costeiros ativos em dois tipos: dunas com muita influência da vegetação e dunas com pouca ou nenhuma influência da vegetação. Desta maneira, foram identificados na área os seguintes subambientes (Figura 4):

1) Depósitos eólicos com influência da vegetação

Dunas frontais: acumulações de areia eólica em meio à vegetação pioneira acima da zona de pós-praia.

Corredores de alimentação (blowouts): morfologia composta por uma bacia de deflação delimitada por paredes erosivas que se fecham em lobos deposicionais com formato em U, rumo sotavento.

Tabela 1: Radarfácies (Rf) identificadas com base nas configurações internas das reflexões.

Rf	Descrição	Imagem	Interpretação
A	<p>Forma: suavemente sinuosa Mergulho: multidirecional Relação entre refletores: caótica Continuidade: refletores descontínuos Amplitude: média a baixa Dimensões aproximadas: aproximadamente 15 m de espessura por 580 m de comprimento</p>		Substrato pleistocênico
B1	<p>Forma: planar a sinuosa Mergulho: predominantemente horizontal e inclinada no contato com a RfA e entre os sets Relação entre refletores: paralela à subparalela, oblíqua e tangencial no contato com a RfA e entre os sets Continuidade: refletores contínuos Amplitude: alta Dimensões aproximadas: cerca de 15 m de espessura por 580 m de comprimento</p>	<p> Seção GE0039</p> <p> Seção GE0042</p>	Progradação por preenchimento de canal - <i>inlet fill</i> (Barreira holocênica)
B2	<p>Forma: planar Mergulho: horizontal Relação entre refletores: paralela Continuidade: refletores contínuos Amplitude: alta Dimensões aproximadas: cerca de 10 m de espessura por 180 m de comprimento</p>		Eólico - Interduna (Barreira holocênica)
B3	<p>Forma: planar a levemente sinuosa Mergulho: horizontal Relação entre refletores: paralela e subparalela Continuidade: refletores contínuos Amplitude: alta Dimensões aproximadas: aproximadamente 5 m de espessura por 580 m de comprimento</p>		Eólico - Duna (Barreira holocênica)

Dunas parabólicas: geralmente formadas a partir da evolução de *blowouts*, apresentando componentes similares a estes. São caracterizadas pela geometria plana em U com convexidade voltada para sotavento.

Rastros lineares residuais (*trailing ridges*): braços alongados de dunas parabólicas ou cordões longos e estreitos desenvolvidos devido à colonização nas margens externas de dunas transversais. São formados à medida que a duna transversal ou parabólica avança.

Retrocordões (*gegenwalle ridges*): cordões ondulados desenvolvidos pela deposição de areia em meio à vegetação que se forma ao longo das margens de barlavento das dunas e dos campos de dunas. O campo de dunas migra e os retrocordões são deixados para trás.

Interdunas: áreas aproximadamente planas localizadas entre dunas transversais ou barcanoides em que a deflação pode predominar sobre a deposição eólica, apresentando-se frequentemente úmidas, regularmente alagadas e com vegetação pioneira esparsa.

Cordões de precipitação: cordões de areia formados pela deposição e empilhamento de areia sobre a vegetação ao longo das margens dos campos de dunas ativas.

2) Depósitos eólicos sem influência da vegetação

Cadeias barcanoides: desenvolvidas a partir da coalescência lateral de dunas barcanas, apresentando crista sinuosa e orientação transversal ao vento efetivo.

Para a classificação das demais regiões e ambientes da área utilizou-se o mapeamento de Rech-Silveira (2016), o qual caracterizou os depósitos quaternários da região.

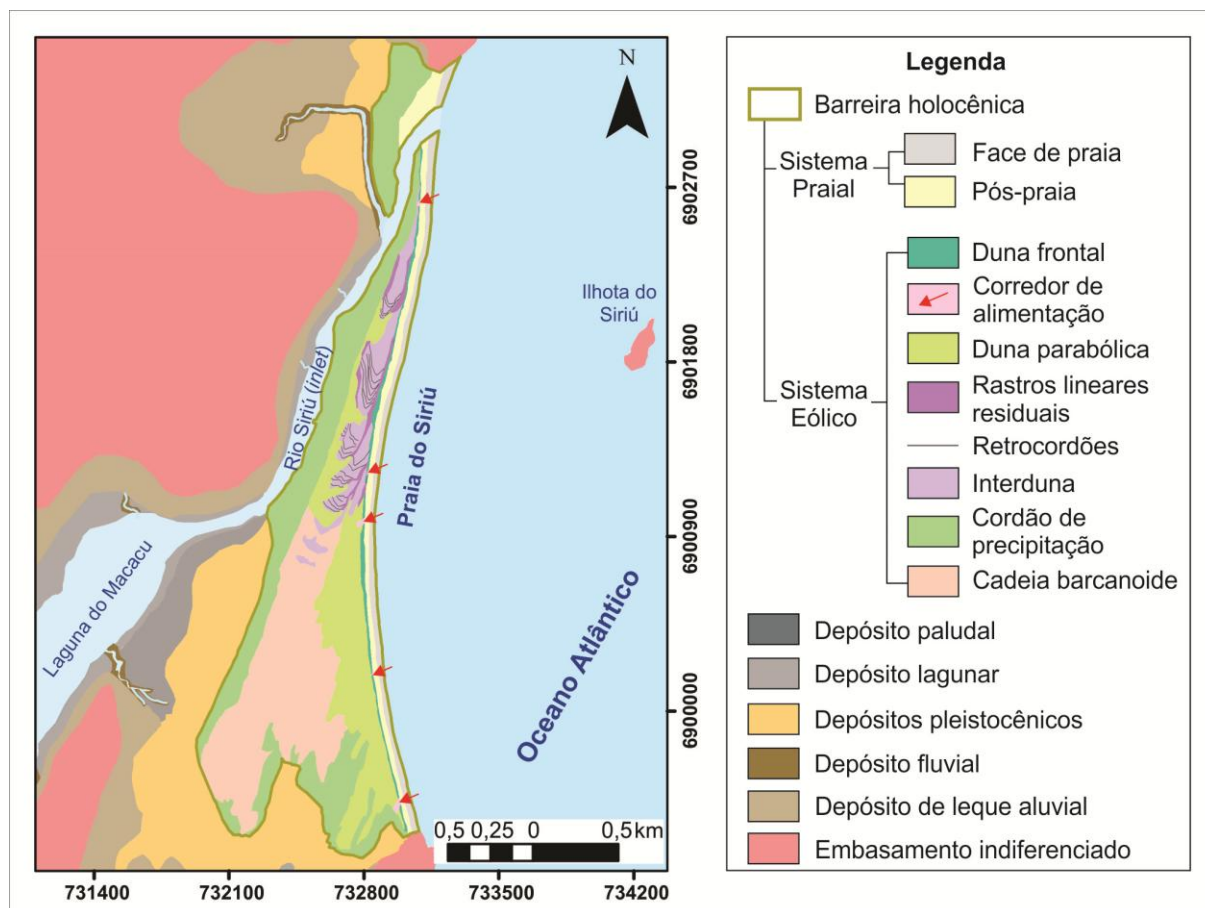


Figura 4 - Mapa geológico da área de estudo. (Fontes: polígonos delimitados com base nas imagens dos satélites Landsat 8, de 2017, e RapdEye; e da ferramenta World Imagery – Basemap ESRI, ArcGis™, 2019).

Seguindo o desenvolvimento do pontal, e em resposta à intensificação do vento de alta energia de NE e do aumento da disponibilidade de areia na costa sul do Brasil durante o Holoceno tardio (GROHMANN e SAWAKUCHI, 2013), formou-se conjuntamente a cobertura eólica da barreira. Assim como referido por Mendes *et al.* (2015a), o NRM não corresponderia à variável determinante para a formação do sistema eólico costeiro, uma vez que os autores encontraram evidências de controle climático na gênese das dunas, a qual estaria relacionada a períodos de menor precipitação; e na sua estabilização, que ocorreria em períodos de intensificação das chuvas, devido ao aumento nas atividades das monções. A morfologia do local da aquisição da linha GE0039 indica a presença de uma antiga duna parabólica, a qual, com sua migração, aumento da umidade e consequente elevação do nível freático foi completamente vegetada, transformando-se em uma interduna (RfB2, Figura 3A), que representa a atual superfície do terreno onde a linha foi obtida.

O campo de dunas do Siriú é estreito e alongado, apresentando geometria parabólica. Cordões de precipitação se formam ativamente em cada margem do campo, enquanto as dunas parabólicas e barcanoides migram através dele e ocasionalmente cobrem as cristas de precipitação, aumentando sua altura. Hesp (2013) definiu três possíveis cenários de evolução de campos eólicos transgressivos. Em alguns casos, os campos de dunas podem evoluir a partir da coalescência de dunas parabólicas. Conforme o autor, o volume do campo de dunas e a sua variabilidade topográfica podem destoar ao longo da costa, sendo maiores nas porções mais distais. Isso ocorre devido aos primeiros lobos deposicionais parabólicos serem naturalmente maiores, possuindo, desta maneira, maior volume de sedimentos quando comparados às porções adjacentes do campo de dunas, o que é percebido no Siriú.

Estudos realizados no litoral centro-sul catarinense identificaram pelo menos quatro gerações distintas de dunas eólicas (GIANNINI, 1993, 2002; SAWAKUCHI, 2003; GIANNINI *et al.*, 2005, 2007). Mendes *et al.* (2015b) reconheceram no setor central do litoral catarinense as quatro gerações de campos de dunas propostas por Giannini *et al.* (2007). No Siriú a G1, correspondente à geração mais antiga e que conta com amostra datada em 318 ± 34 ka (MENDES *et al.*, 2015b), ocorre de forma expressiva na área circunjacente à laguna do Macacu e ao campo de dunas ativo do Siriú, associada e ancorada nas rochas do embasamento cristalino. A G1 é verificada de forma ampla no Siriú e apresenta morfologia semelhante a lobos deposicionais na região sul e sudoeste do campo de dunas ativo. A G2 é identificada em terrenos levemente ondulados recobrendo depósitos pleistocênicos. A G3 possui morfologia eólica bem preservada, sendo encontrada como cordões de precipitação no entorno do campo de dunas ativo, que representa a geração atual (G4). Esta se sobrepõe aos depósitos da G3 (MENDES *et al.*, 2015b). A relação entre a curva global de variação do NRM e a distribuição das idades das amostras coletadas por estes autores sugeriu que a formação dos campos de dunas estaria associada ao NRM estável.

As feições morfológicas relacionadas aos subambientes eólicos vegetados e não vegetados acima descritos estão em conformidade no sistema eólico do Siriú com os elementos morfológicos identificados por Giannini *et al.* (2011), quais sejam: (I) de estoque inicial (dunas frontais e embrionárias, e dunas livres com orientação transversal ao vento); (II) de deflação (*blowouts*, *trailing ridges*, *gengewalle ridges* e dunas parabólicas); (III) de superposição (cadeias barcanoides); e (IV) de avanço (cordões de precipitação e lobos deposicionais). Assim como exposto no trabalho de Martinho *et al.* (2006) sobre o campo de dunas de Ibiraquera, cerca de 30 km ao sul da área de estudo, o campo de dunas do Siriú também se inicia junto à praia a partir das dunas frontais, localmente interrompidas e retrabalhadas por *blowouts*. Em direção ao continente, junto à margem marinha do campo de dunas, há o desenvolvimento de uma considerável planície de deflação vegetada, onde se estendem dunas parabólicas, *trailing ridges* e *gengewalle ridges*. Seguindo em direção ao continente, as fácies deflacionares desaparecem e dão lugar às cadeias barcanoides, as quais podem apresentar depressões interdunares. Os cordões de precipitação envolvem a margem continental e a margem sul do campo de dunas do Siriú (Figura 4). Na sua porção mais distal se verificam os lobos deposicionais e as frentes de avanço.

4.3 O Sistema Praia-Duna da barreira holocênica do Siriú

4.3.1 A granulometria

Os sedimentos arenosos coletados na face de praia da barreira holocênica do Siriú apresentaram a média da distribuição granulométrica (M_z), de sul (1) para norte (19), variando entre areia fina (2,48 ϕ) a grossa (0,80 ϕ), com grau de seleção (σ_1) moderadamente a bem selecionado (Figura 5A). As amostras coletadas na duna frontal apresentaram M_z variando

entre areia fina (2,58 ϕ) a média (1,78 ϕ), com predominância da classe areia fina, e σ_1 indicando uma boa a muito boa seleção (Figura 5B).

As amostras das dunas principais do campo transgressivo apresentaram M_z variando entre areia fina (2,44 ϕ) a média (1,85 ϕ), com predomínio da classe areia fina. O σ_1 indica uma seleção variando de moderada a muito bem selecionada. A Figura 5C apresenta a variação da média da distribuição dos sedimentos do campo de dunas transgressivo, de sul (1) para norte (34).

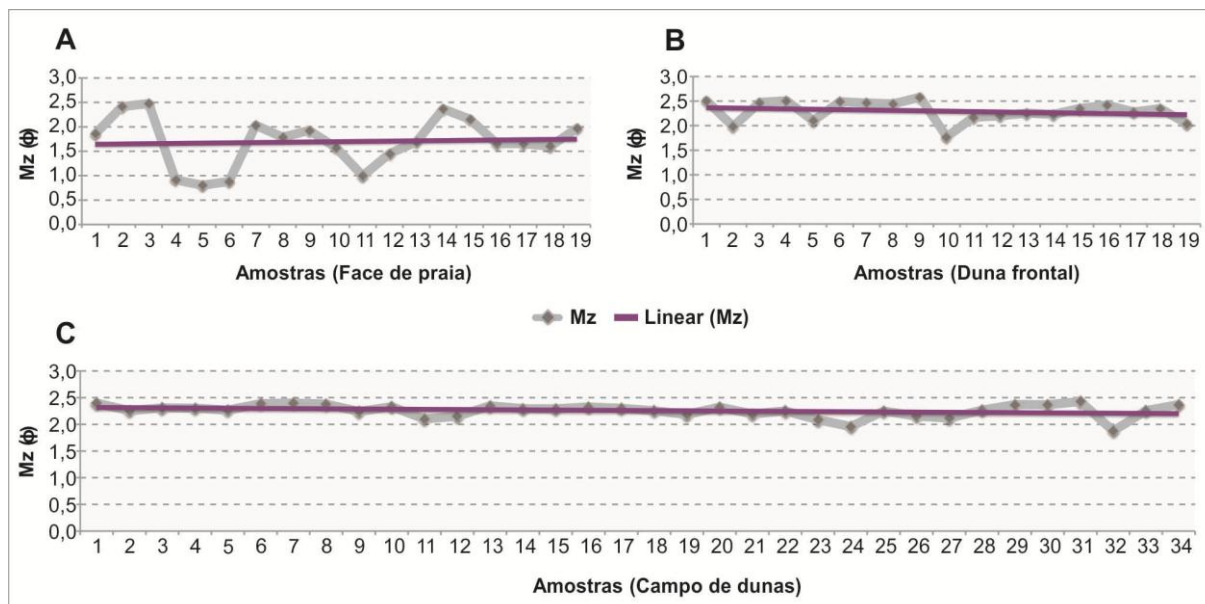


Figura 5 - Variações dos valores de tamanho médio das areias da (A) face de praia, (B) duna frontal e (C) campo de dunas, ao longo do sistema praia-duna do Siriú. Os perfis de amostragem foram realizados de sul (perfil 1) para norte (perfis 19, face de praia e duna frontal, e 34, campo de dunas). A localização dos pontos de amostragem é apresentada na Figura 2.

A análise comparativa do tamanho médio dos sedimentos amostrados nos três subambientes não apresentou gradação relevante no tamanho médio dos grãos, exibindo, de maneira geral, um padrão homogêneo de distribuição longitudinal dos sedimentos. As amostras das dunas frontais e do campo de dunas são formadas quase que exclusivamente por areia fina. Através das linhas de tendência dos gráficos gerados para esses subambientes, verificou-se um aumento muito sutil da média da distribuição granulométrica dos sedimentos de sul para norte (Figuras 5B e 5C).

A face de praia da barreira costeira do Siriú é formada por areias finas a grossas. Em algumas regiões da face praial as frações de areia fina estão sendo removidas por ondas e correntes associadas, enriquecendo o local com areia média a grossa. A linha de tendência apresenta um afinamento dos grãos de sul para norte (Figura 5A). Este mesmo comportamento foi observado por Amin e Dillenburg (2010) para a enseada da praia de Pinheira, situada 10 km ao norte. No Siriú os sedimentos mais grossos são depositados, em geral, em cúspides praias. Esses resultados refletem o comportamento morfodinâmico intermediário observado ao longo da praia durante a primavera, período em que as amostras foram coletadas. Além disso, a área de estudo está contida numa enseada, onde mudanças no tamanho médio dos sedimentos são determinadas por fatores como variações longitudinais no fluxo de energia de ondas (GIANNINI, 1993). A forma em planta característica de uma praia de enseada é composta por uma região próxima ao promontório rochoso, bastante curvada e

protegida da energia das ondas, chamada zona de sombra, e uma extremidade da praia à sotamar relativamente retilínea e normalmente paralela à ação das ondas. No caso da enseada de Garopaba, a praia de Garopaba se localiza na zona de sombra, enquanto a praia do Siriú se relaciona à seção retilínea. Geralmente é possível verificar uma variação longitudinal na altura e energia das ondas, a qual aumenta da zona de sombra em direção à extremidade retilínea (SILVESTER e HSU, 1993).

O transporte e deposição de sedimentos mais grossos estão associados, em geral, às zonas de maior energia de onda na linha de costa. De acordo com o modelo de morfodinâmica praia-duna proposto por Miot da Silva *et al.* (2012), aplicado às praias de enseada localizadas ao sul da ilha de SC, a deriva litorânea, o aporte de sedimentos e a energia das ondas aumentam de sul para norte (Figura 6). Segundo o modelo, a praia do Siriú está localizada nas regiões de alta energia de ondas e de estágio morfodinâmico intermediário da enseada de Garopaba. Os autores ainda mencionaram que os sedimentos mais grossos são ocasionalmente depositados no setor central das enseadas. Esta ocasionalidade também se verifica na maior concentração de areia grossa nos perfis 4 a 6 da praia do Siriú, localizados no setor intermediário da enseada de Garopaba. Além disso, Finkelstein (1982) também afirmou que a região central de uma enseada é sujeita à alta energia de onda, sendo marcada por maiores tamanhos de grãos, menor grau de seleção, declividade moderada e linha de costa alternando entre erosiva e deposicional. À exceção da declividade da praia (não avaliada), todas as demais propriedades assim se apresentam na área de estudo.

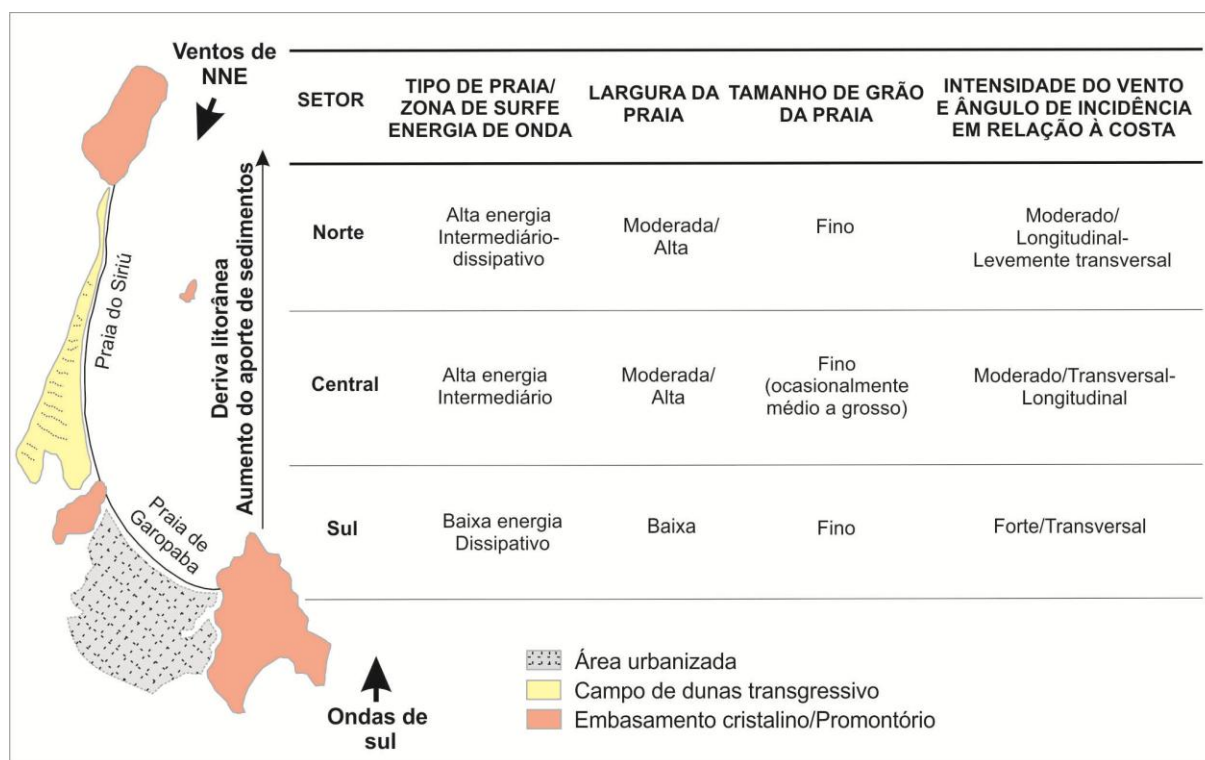


Figura 6 - Modelo conceitual de morfodinâmica praia-duna proposto por Miot da Silva *et al.* (2012) para a praia de Moçambique, SC, aplicado às praias da enseada de Garopaba.

A influência de promontórios pode gerar mudanças na costa das enseadas, como a interrupção do fluxo de sedimentos transportados pela deriva litorânea, a dissipação da energia das ondas por turbulência e a redistribuição por efeitos de refração e difração das ondas (YASSO, 1965). Conforme Rodriguez (1995) a deriva litorânea consiste no principal agente de transporte de sedimentos em praias com configuração parabólica, como a enseada

de Garopaba. As correntes longitudinais ocorrem devido à obliquidade da orientação dos raios de onda em relação à orientação da linha de costa e ao gradiente longitudinal de altura das ondas. Em virtude da orientação da sua costa, a enseada de Garopaba é protegida e abrigada das ondas provenientes de sul (170°S) em sua porção sul, correspondente à praia de Garopaba, enquanto sua exposição a essas ondas aumenta progressivamente em direção ao norte da enseada, referente à praia do Siriú (Figura 6).

Uma possível explicação para a concentração de sedimentos mais grossos no sistema praial, conforme demonstrado pela Figura 5A, seria a mobilização pelo vento apenas das partículas das classes areia fina, devido a sua competência limitada. Esses sedimentos seriam transferidos para as dunas frontais e para o campo de dunas, os quais apresentaram sedimentos bastantes homogêneos formados predominantemente por areia fina. O sistema praial consiste na principal fonte de sedimentos para as dunas frontais e para o campo de dunas transgressivo localizado à retaguarda.

4.3.2 Potenciais de Deriva Eólica, Rosa dos Ventos e Rosa de Areia

A análise dos dados de velocidade e direção dos ventos revelou que o vento mais frequente na região, durante o período em que os dados foram coletados, foi o de SWS ($15,79\%$), seguido pelos ventos de NNE, S, SE, ENE, ESE, NE, E, SSE, SW e N (Tabela 2). A classe de velocidade predominante foi a de 3 a 5,6 m/s ($33,06\%$), relacionada especialmente aos ventos de S, seguida das classes de velocidades de 7 a 8,7 m/s; 5,6 a 7 m/s e 8,7 a 11,3 m/s, associadas principalmente aos ventos de ENE, SWS e NNE, respectivamente.

As velocidades máximas registradas (classe $>14,3$ a $\leq 17,4$ m/s), apesar de serem as menos frequentes ($1,15\%$), estão relacionadas aos ventos de NNE. Pode-se verificar que estes ventos também estão associados às demais classes de maiores velocidades (8,7 a 11,3 m/s e 11,3 a 14,3 m/s), enquanto as menores velocidades (0 a 3 m/s) se relacionam principalmente aos ventos de S. Em contrapartida, os ventos de WNW, NW e NNW não atuaram na região. Os ventos de W se relacionaram apenas à classe de menor velocidade (0 a 3 m/s).

Tabela 2: Frequência percentual da direção e velocidade dos ventos registrados na estação meteorológica do porto de Imbituba, SC (Epagri/CIRAM). As classes de velocidades $>17,4$ m/s foram removidas devido à ausência de ocorrências no registro analisado.

Dir	Âng ($^{\circ}$)	Velocidade (m/s)						TOTAL (%)	
		0 a ≤ 3	>3 a $\leq 5,6$	$>5,6$ a ≤ 7	>7 a $\leq 8,7$	$>8,7$ a $\leq 11,3$	$>11,3$ a $\leq 14,3$		$>14,3$ a $\leq 17,4$
N	0	0,16	0,49	0,16	0,49	1,15	0,66	0,33	3,45
NNE	22,5		0,66	0,99	2,14	5,26	2,80	0,49	12,34
NE	45		1,15	1,48	1,81	2,63	0,66	0,16	7,89
ENE	67,5		1,15	1,81	3,45	1,97	0,49		8,88
E	90	0,33	2,63	1,48	1,64	1,15	0,16		7,40
ESE	112,5	0,16	4,28	2,47	0,99	0,33	0,16		8,39
SE	135	0,49	4,93	1,48	1,32	0,99			9,21
SSE	157,5	1,15	4,77	0,49	0,49			0,16	7,07
S	180	1,32	5,59	2,80	1,64	0,49	0,16		12,01
SWS	202,5	0,49	4,11	4,28	3,29	3,13	0,49		15,79
SW	225	1,15	3,13	0,49	1,32	0,49	0,16		6,74
WSW	247,5	0,33	0,16		0,16				0,66
W	270	0,16							0,16
WNW	292,5								0
NW	315								0
NNW	337,5								0
Calm									0,01
TOTAL (%)		5,76	33,06	17,93	18,75	17,6	5,76	1,15	100

A rosa dos ventos apresentou resultados semelhantes (Figura 7A), expondo que o regime de ventos locais na área é constituído por duas componentes principais: SWS e SW. Os ventos de SWS correspondem aos ventos prevaescentes, que sopraram com maior frequência durante o período analisado. Contudo, apesar de menos frequentes quando comparados aos ventos de SWS e SW, os ventos de NNE e NE estão associados aos ventos com maiores velocidades ($\geq 11,1$ m/s). Os ventos entre 5,7 e 8,8 m/s são os mais frequentes e estão correlacionados especialmente aos ventos de SW, SWS e SE (Figuras 7A e 7B).

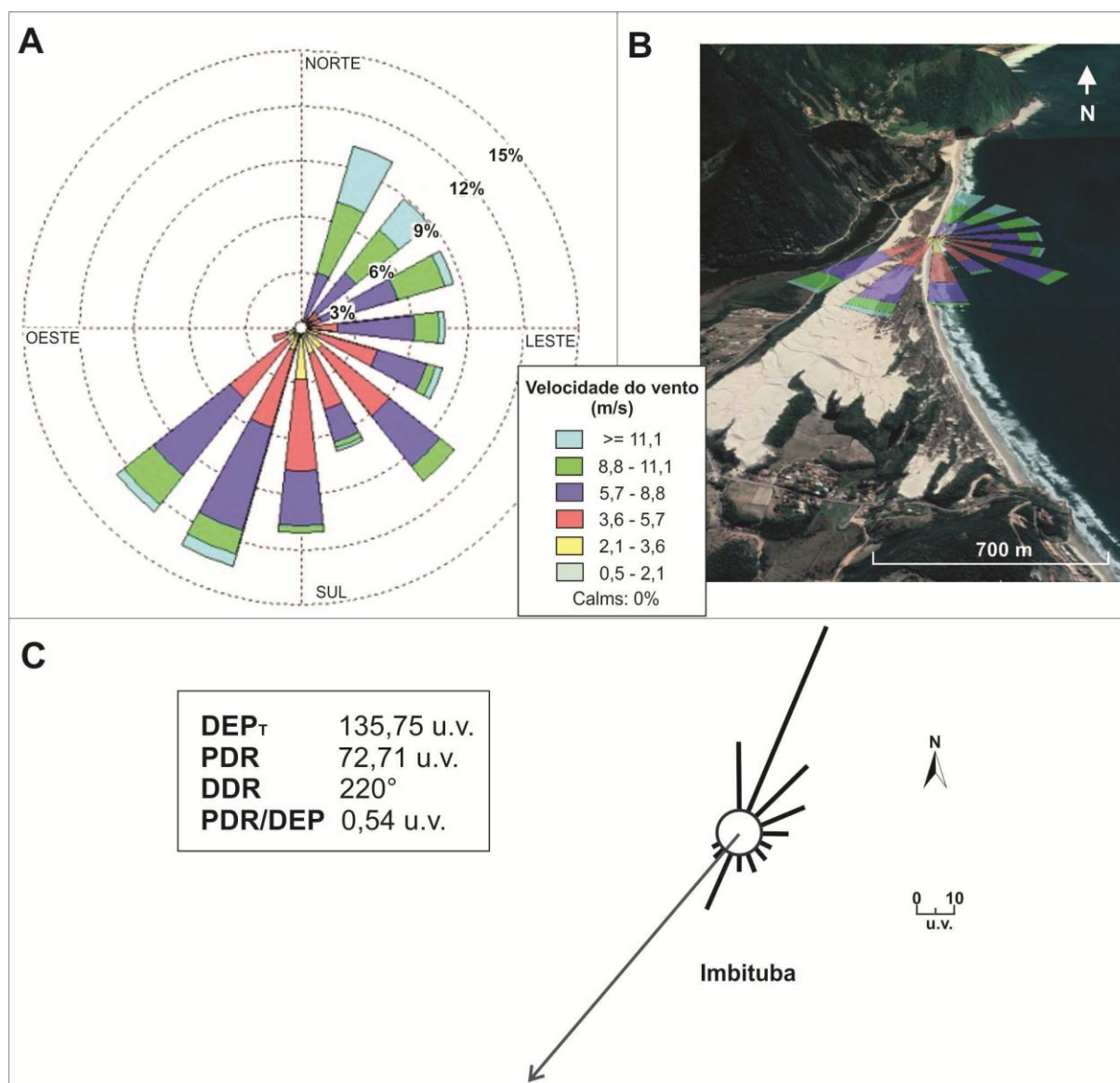


Figura 7 - Figuras geradas a partir dos registros de velocidade e direção dos ventos da estação meteorológica da Epagri/CIRAM do porto de Imbituba, SC. (A) Rosa dos ventos. (B) Rosa dos ventos sobreposta à imagem de satélite do Siriú com inclinação e exagero vertical. (Fonte: modificado do Google Earth, 2019). (C) Rosa de areia e potenciais de deriva eólica (DEPs).

A partir da soma dos potenciais de transporte de areia (DEPs) calculados para cada classe de velocidade de vento, obteve-se o valor total da Deriva Eólica Potencial (DEP_T) no valor de 135,75 u.v.. A DDR encontrada foi aproximadamente para SW (220°), em direção ao

continente e oblíqua à linha de costa. Já o PDR apresentou o valor de 72,71 u.v. e a razão encontrada PDR/DEP_T foi 0,54 u.v.. Os braços da rosa de areia (Figura 7C) são proporcionais em comprimento ao potencial de deriva de areia de uma determinada direção (em u.v.) e apontam para a direção em que os sedimentos estão sendo transportados. Desta forma, pode-se verificar que as direções com as maiores DEPs foram NNE (52,31 u.v.), NE (17,85 u.v.), N (16,70 u.v.), SWS (14,76 u.v.) e ENE (11,57 u.v.). O braço que reproduz a DEP_T é representado por uma flecha, apontando aproximadamente para SW, o que significa que a resultante do transporte eólico dos sedimentos se dará preferencialmente para essa direção.

Os ventos dos quadrantes S e SWS estão ligados especialmente às classes de menores velocidades (entre 0 e 7 m/s), enquanto os ventos de ENE e NNE se associam às classes de maiores velocidades (entre 7 e 17,4 m/s). Assim, apesar da maior frequência dos ventos de SWS, os ventos de NNE se relacionam às classes que apresentam maior potencial de transporte de sedimentos. A ausência de registros de ventos de WNW, NW, NNW e W, como observado por Puhl e Dillenburg (2018), pode ser explicada pela proximidade do embasamento, que barra os ventos dessas direções impedindo que atinjam a porção costeira.

A resultante do transporte eólico potencial dos sedimentos aproximadamente para SW é corroborada pela direção geral de migração observada em imagens dos campos de dunas localizados na região de Imbituba (Ibiraquera) e Garopaba (Ouvidor e Siriú) (Figura 8). Ibiraquera e Ouvidor estão distantes cerca de 20 e 10 km ao sul do Siriú, respectivamente. Esse padrão pode ser consideravelmente alterado pelas condições locais, uma vez que as rosas de areia são baseadas apenas nos ventos superficiais, reproduzindo somente o transporte potencial (FRYBERGER e DEAN, 1979). Dessa forma, os potenciais de deriva eólica correspondem apenas aos valores potenciais que não consideram fatores importantes como o tipo de praia e mobilidade, largura da praia (efeito *fetch*), marés meteorológicas, erosão pelas ondas, aporte de sedimentos, níveis de precipitação e umidade (HESP, 1982, 1999; SHORT e HESP, 1982; DAVIDSON-ARNOTT *et al.*, 2008; BAUER *et al.*, 2009). Essas condições podem levar a maior erosão ou deposição de praias e dunas, interferindo no transporte de sedimentos eólicos.

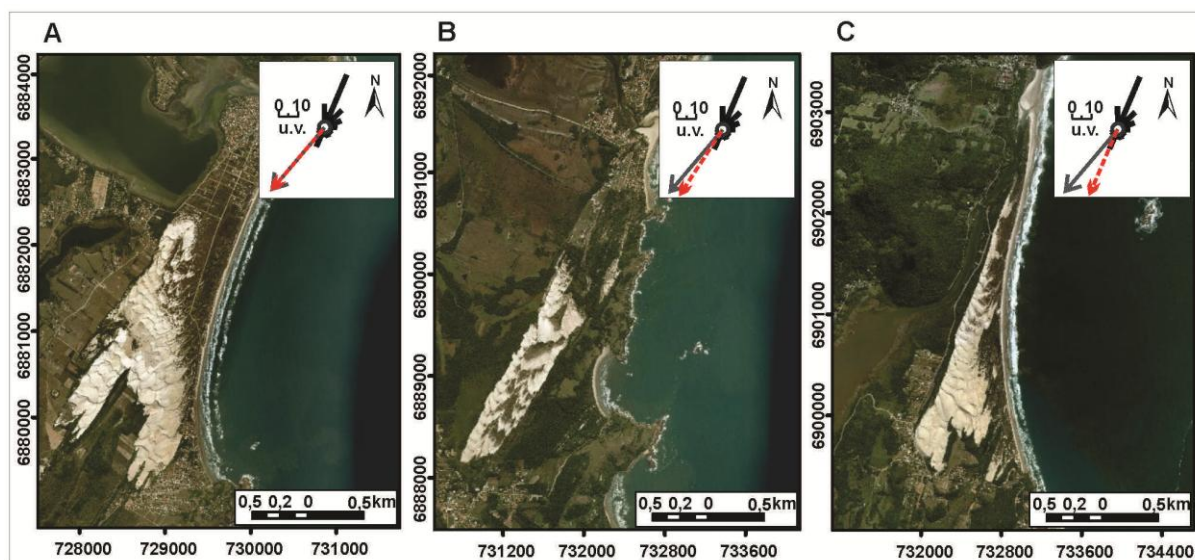


Figura 8 - Rosa de areia da estação do porto de Imbituba aplicada aos campos de dunas transgressivos localizados na região de Imbituba e Garopaba: (A) Ibiraquera, (B) Ouvidor e (C) Siriú. (Fonte: World Imagery – Basemap ESRI, ArcGis™, 2019). As setas em vermelho indicam as sutis inflexões da DDR como resposta dos processos eólicos às mudanças na orientação da linha de costa e do nível de exposição das praias aos ventos.

A DDR e o PDR se ajustam de forma bastante satisfatória à direção geral de migração do campo de dunas de Ibiraquera (para SW). Este é o campo de dunas mais próximo da estação meteorológica de Imbituba (Epagri/CIRAM) (Figura 8A). No campo de dunas imediatamente ao norte, correspondente ao do Ouvidor, a DDR e parece sofrer uma sùtil inflexão para 214° (entre SWS e SW) (Figura 8B). No campo de dunas do Siriú a direção geral de migração das frentes de avanço e as cristas das dunas indicam um deslocamento associado especialmente aos ventos de NNE. Desta maneira, a DDR na área de estudo corresponde a 204° e, portanto, a resultante do transporte eólico dos sedimentos se dá preferencialmente para SWS (Figura 8C). O grau de exposição aos ventos dominantes em direção à costa, estabelecido pela sua orientação, pode produzir variações locais no transporte eólico dos sedimentos. Desta maneira, assim como destacado por Short e Hesp (1982) e Miot da Silva e Hesp (2010), as suaves inflexões da DDR entre os campos de dunas citados ocorrem como uma resposta dos processos eólicos às mudanças na orientação da linha de costa e do nível de exposição das praias aos ventos transversais e longitudinais nesses locais, afetando a interação entre os ventos originados de diferentes direções e a costa, e interferindo de maneira sensível no sentido de migração dos campos de dunas. Além disso, na praia do Siriú se verifica uma maior interferência topográfica no desenvolvimento do campo de dunas pela maior proximidade do embasamento cristalino na costa, em particular na porção norte da barreira do Siriú.

Conforme proposto por Fryberger e Dean (1979), a razão PDR/DEP_T (Figura 7C) indica que o regime de ventos na região é constituído por ventos que sopram de mais de uma direção, encontrando-se numa posição entre os regimes de ventos unimodais e os de ventos complexos. Desta maneira, a variabilidade direcional dos ventos na área é classificada como intermediária. Em geral, razões intermediárias estão associadas aos regimes de ventos bimodais. Contudo, a rosa de areia apresenta a distribuição dos agrupamentos direcionais com apenas uma moda, indicando que o regime de ventos está mais próximo ao unimodal “amplo”. Os regimes de ventos menos variáveis estão vinculados à formação de cadeias barcanoides, como as verificadas no campo de dunas transgressivo do Siriú (Figura 4).

4.3.3 A influência da declividade da Plataforma Continental Interna e o efeito tómbolo

Os cálculos realizados para determinar a declividade da plataforma continental interna, na enseada de Garopaba, indicaram uma inclinação geral de $0,13^\circ$. Considerando-se o caráter autóctone da plataforma (sem aporte de sedimentos novos - fluviais), pode-se interpretar que o substrato da barreira costeira do Siriú apresente um valor de inclinação similar ao do segmento de plataforma mais próximo da barreira, compreendido entre -25 e -15 m, ou seja, $0,12^\circ$. Os valores de declividade da plataforma interna obtidos para cada segmento do perfil batimétrico da plataforma continental são apresentados na Figura 9.

O substrato de uma barreira é a superfície sobre a qual se formam as barreiras costeiras e os comuns ambientes úmidos de sua retaguarda, correspondendo à topografia antecedente que é afogada por um aumento do NRM (DILLENBURG *et al.*, 2000). A declividade do substrato apresenta papel importante na formação das barreiras. O trabalho de Roy *et al.* (1994) demonstrou que barreiras costeiras se desenvolvem preferencialmente em uma janela muito estreita de valores de inclinação do substrato, entre $0,02^\circ$ e $0,8^\circ$. Na enseada de Garopaba o valor geral de inclinação obtido se encontra dentro da janela citada pelo autor, podendo ser considerada uma costa de gradiente relativamente baixo e, portanto, propicia a um balanço positivo de sedimentos, um fator que favorece o desenvolvimento de campos de dunas transgressivos em barreiras costeiras formadas no interior de reentrâncias da linha de costa (DILLENBURG *et al.* 2009).

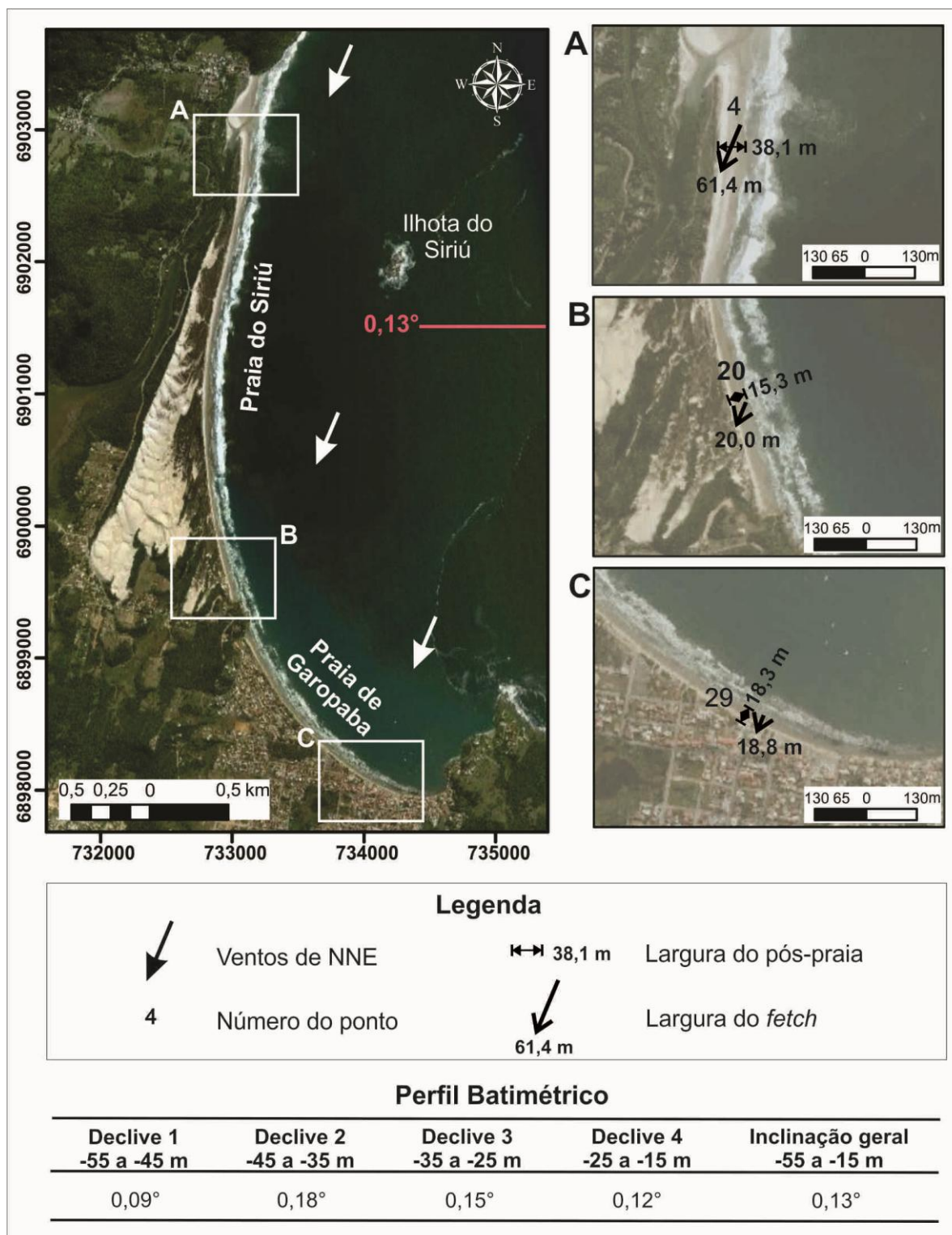


Figura 9 - Orientação da linha de costa da enseada de Garopaba e sua influência na ação dos ventos de NNE. Notar que a diferença entre a largura do *fetch* do vento e a largura do pós-praia se torna menor do setor norte da praia do Siriú (A) em direção à praia de Garopaba (C). O perfil batimétrico transversal à linha de costa da barreira do Siriú é indicado em rosa. O valor exposto corresponde à inclinação geral. A tabela abaixo da figura apresenta os valores da inclinação da plataforma continental interna em cada segmento definido e derivado. (Fonte: World Imagery – Basemap ESRI, ArcGis™, 2019).

Próximo ao perfil batimétrico realizado é verificada uma muito suave e discreta projeção da linha de costa (Figura 10). Esta é provavelmente consequência da deposição induzida pelo efeito tómbolo causado pela ilha do Siriú, a qual atua como um obstáculo provocando a refração das ondas e, conseqüentemente, a redistribuição da sua energia (FARINNACCIO *et al.*, 2009). Conforme Davis e Fitzgerald (2004), o consumo da energia das ondas na ilha origina uma “zona de sombra de onda” ao longo da costa, ocorrendo uma redução na taxa da deriva litorânea nesta região que favorece a acumulação de areia entre a ilha e a linha de costa. Além disso, as ondas que difratam e refratam ao redor da ilha geram uma inversão no sentido dominante do transporte de areia ao longo da praia, ampliando os processos de captura de sedimentos na zona protegida das ondas (Figura 10A). Desta maneira, a ilha do Siriú parece estar retendo areia na porção centro-norte da praia (Figura 10B), aumentando, assim, a disponibilidade de sedimentos arenosos no extremo norte da área para o desenvolvimento do campo de dunas.

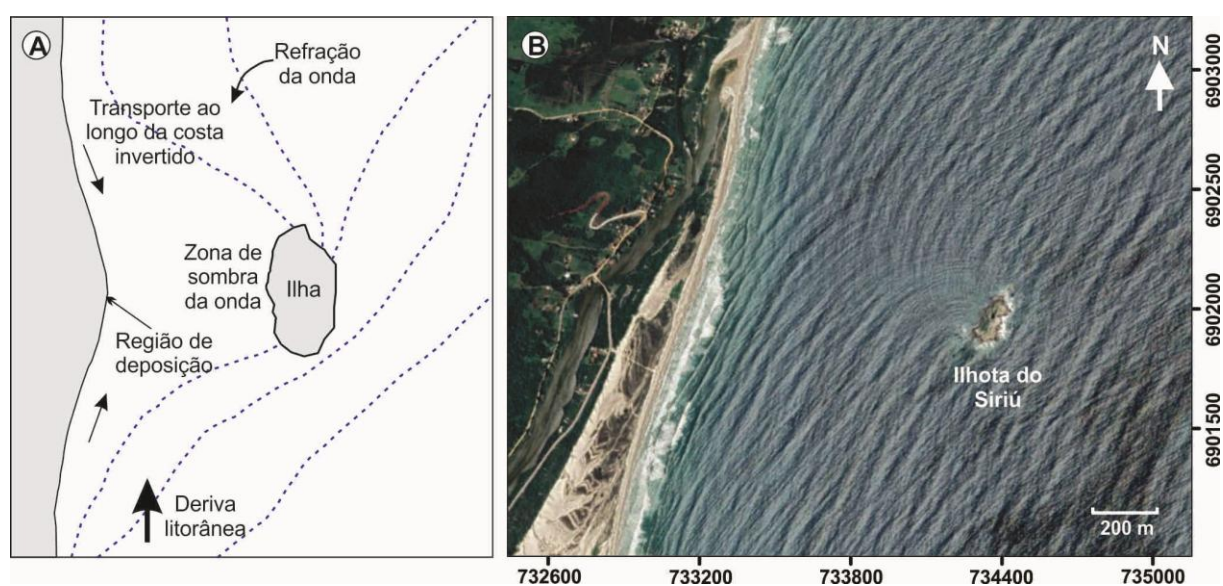


Figura 10 - Efeito tómbolo ocasionado pela presença de ilha/ilhota próxima à linha de costa. (A) Esquema exibindo o efeito gerado pela ilha na redistribuição das ondas e no transporte de areia ao longo da praia (Fonte: modificado de Davis e Fitzgerald, 2004). (B) Difração e refração das ondas causada pela ilhota do Siriú. Observar o favorecimento da acumulação de areia na zona de sombra (Fonte: Google Earth, 2019).

4.3.4 O papel da orientação da linha de costa e da pista de ação do vento (*Fetch*)

A interferência da mudança da orientação da linha de costa na pista de ação do vento na enseada de Garopaba foi analisada a partir da comparação entre a largura do pós-praia e a dimensão do *fetch* do vento com direção de maior DEP, correspondente aos ventos de NNE. A Tabela 3 apresenta os resultados obtidos. A diferença entre a largura do *fetch* e do pós-praia se torna menor, do setor norte da praia do Siriú em direção à praia de Garopaba, à medida que a ação do vento de NNE se torna gradativamente mais perpendicular em direção à costa (Figura 9). A altura aproximada das dunas frontais foi adquirida em observações realizadas em campo ao longo dos 19 perfis de amostragem de sedimentos, tendo como escala de referência a altura de 1,60 m da autora deste trabalho. A Tabela 4 apresenta as alturas das dunas frontais e a morfologia exibida por estas durante a realização do trabalho de campo, na primavera de 2017. De maneira geral, observa-se uma progressiva redução de altura de sul para norte, entre os pontos de observação 1 a 14, invertendo-se este comportamento entre os

pontos 14 a 18, ou seja, a duna frontal apresenta uma tendência de crescimento de sua altura na medida em que se aproxima da região de desembocadura do rio Siriú.

Tabela 3: Medidas da largura do pós-praia e do *fetch* do vento ao longo de pontos realizados nas praias da enseada de Garopaba, do seu extremo norte (1) ao extremo sul (30).

Ponto	Largura pós-praia (m)	Largura <i>fetch</i> (m)	Ponto	Largura pós-praia (m)	Largura <i>fetch</i> (m)
1	37,8	77,5	16	23,8	31,0
2	100,0	128,0	17	23,2	34,8
3	98,0	154,0	18	15,7	22,5
4	38,1	61,4	19	27,0	34,8
5	17,2	31,2	20	15,3	20,0
Praia do Siriú	6	31,3	21	21,0	27,1
	7	29,3	22	34,8	38,0
	8	24,9	23	19,4	19,9
	9	35,4	24	27,2	30,0
	10	34,0	25	21,2	21,5
	11	22,6	26	17,6	17,7
	12	24,2	27	17,0	17,9
	13	17,3	28	19,6	20,3
	14	18,5	29	18,3	18,8
	15	25,1	30	22,0	22,9

Tabela 4: Dunas frontais ao longo dos perfis de amostragem. O perfil 19 não está na tabela, uma vez que não se verificaram dunas frontais por se tratar da região de desembocadura do canal da laguna, sendo frequentemente retrabalhada. Altura aproximada da duna frontal (h_{DF}) expressa em metros (m).

Perfil	h_{DF}	Feição	Morfologia	Perfil	h_{DF}	Feição	Morfologia
1	2,64	Deposicional	Duna frontal estabilizada	10	1,80	Erosional	Duna frontal escarpada
2	2,54	Erosional	Duna frontal escarpada	11	1,60	Erosional	Duna frontal escarpada
3	2,46	Deposicional	Duna frontal estabilizada e Duna frontal incipiente	12	1,71	Deposicional	Duna frontal estabilizada, feições erosionais locais
4	2,15	Erosional	Duna frontal escarpada	13	2,10	Erosional	Duna frontal escarpada
5	2,46	Deposicional	Duna frontal estabilizada e Duna frontal incipiente	14	1,14	Erosional	Duna frontal escarpada
6	2,27	Erosional	Duna frontal escarpada	15	2,53	Erosional	Duna frontal escarpada
7	2,27	Erosional	Duna frontal escarpada	16	2,75	Erosional	Duna frontal escarpada
8	1,93	Deposicional	Duna frontal estabilizada e Duna frontal incipiente	17	2,52	Erosional	Duna frontal escarpada
9	2,41	Erosional	Duna frontal escarpada	18	2,68	Deposicional	Duna frontal estabilizada e Duna frontal incipiente

Assim como observado por Hesp *et al.* (2006), a orientação da linha de costa em relação aos ventos também compõe um fator importante no padrão de migração do campo de dunas do Siriú. A orientação da linha de costa em relação aos ventos de NE e NNE influencia a efetividade do processo de transporte eólico (CALLIARI *et al.*, 2005; VIANNA e CALLIARI, 2015). Os ventos de NNE apresentaram maior *fetch* na porção norte da enseada de Garopaba (Figura 9), o que aliado a maior disponibilidade de sedimentos nesta porção, devido ao sentido norte dominante da deriva litorânea e ao efeito tómbolo causado pela ilha do Siriú, parece influenciar de forma significativa no maior desenvolvimento do campo de dunas transgressivo no setor norte quando comparado à região central da enseada. Além disso, o modelo inicialmente proposto por Hesp (1982) indicou um incremento do transporte eólico em direção ao continente com o aumento da largura da praia, o que é observado no extremo norte da praia do Siriú, o qual registrou as maiores larguras de pós-praia (Tabela 3). Davidson-Arnott e Law (1990, 1996) também descreveram a importância da largura da praia como fator controlador no desenvolvimento da duna frontal, atuando em conjunto com a direção do vento e determinando a largura da fonte e a taxa instantânea de transporte de sedimentos para uma dada velocidade de vento.

Tal qual no trabalho de Miot da Silva e Hesp (2010), pode-se verificar que a resposta dos processos eólicos é distinta em cada setor das praias da enseada de Garopaba, em razão da orientação da linha de costa e do nível de exposição desta aos ventos. Essa diferença é esquematizada no modelo da Figura 6. Os ventos de NNE são transversais à costa na região sul da enseada, enquanto no setor central são transversais a longitudinais e de intensidade moderada. Já no setor norte esses ventos são predominantemente longitudinais a levemente transversais com energia moderada.

De maneira geral, o tamanho das dunas frontais diminui do sul da praia do Siriú (perfil 1) para norte até o perfil 14, alternando entre feições deposicionais e erosionais, enquanto do ponto 14 ao 18 prevaleceram feições erosionais e a altura média das dunas tende a aumentar (Tabela 4). Short e Hesp (1982) e Hesp (1988) atribuíram o aumento na altura da duna frontal ao longo da costa ao aumento da exposição à energia do vento. Short (1988) verificou uma relação positiva entre a energia de onda e o tipo e dimensão dos sistemas de dunas, constatando que o tamanho das dunas frontais aumenta com o incremento da energia de onda. A estabilidade das dunas frontais diminui com o acréscimo da energia das ondas, o que é observado no Siriú. O transporte eólico é alto em praias dissipativas devido à maior disponibilidade de sedimentos, maior largura da praia e do *fetch* do vento (MIOT DA SILVA e HESP, 2010). Praias intermediárias de alta energia, como a porção centro-sul da praia do Siriú (Figura 6), apresentam dunas frontais moderadamente estáveis, as quais podem ser escarpadas pela erosão por correntes de retorno, podendo progredir para *blowouts* e dunas parabólicas. Praias dissipativas e intermediárias de alta energia geralmente possuem dunas frontais instáveis, dominadas por sistemas de dunas transgressivas (SHORT e JACKSON, 2013). O extremo norte da praia do Siriú é intermediário a dissipativo, possui maior potencial de aporte sedimentar (terminação de um sistema de deriva litorânea e efeito tómbolo) e boa exposição aos ventos de NNE, o que reforça a importância desse setor no desenvolvimento do campo de dunas transgressivo.

Outro fator que pode ter determinado o maior desenvolvimento do campo de dunas transgressivo a partir da porção norte da barreira do Siriú é a sua relação de proximidade com a Serra de Paulo Lopes neste setor (Figura 1). Em trabalhos futuros, sugere-se a investigação de uma potencial canalização parcial do vento pela Serra de Paulo Lopes e sua consequente aceleração. Hsu (1974, 1977) propôs um modelo de fluxo eólico que indicou que as faces das dunas voltadas para o mar e para o continente apresentam velocidades baixas, enquanto na crista das dunas e na sua porção superior do lado continental são verificadas as velocidades máximas. Arens (1994, 1996) e Arens *et al.* (1995) também observaram que o fluxo eólico é

acelerado topograficamente na crista da duna frontal. Isso nos leva a crer que o embasamento também influencia topograficamente o fluxo eólico, sendo acelerado no topo. Esse “escape” e aceleração do fluxo também poderiam ocorrer, em certa medida, nas “laterais” do embasamento, conforme o ângulo de aproximação do vento atuante. Contudo, estudos aprofundados são necessários para avaliar essa hipótese.

5. Conclusões

A barreira holocênica do Siriú se desenvolveu, ao menos em parte, por progradação na forma de um pontal arenoso ancorado em terrenos mais antigos. O canal lagunar acompanhou a progradação longitudinal deste pontal. Seguindo sua formação, o pontal arenoso foi sendo simultaneamente coberto por sedimentos eólicos. Esses depósitos evoluíram formando o campo de dunas transgressivo da área de estudo, o qual se iniciou a partir da coalescência de dunas parabólicas, sendo atualmente ainda alimentado pelos sedimentos do sistema praial. A evolução da barreira holocênica do Siriú foi condicionada por processos da dinâmica costeira, sobretudo a deriva litorânea, os processos eólicos e a variação da energia das ondas devido às características geomorfológicas da área.

A análise comparativa do tamanho médio dos sedimentos das dunas frontais e do campo de dunas não apresentou gradação relevante, exibindo um padrão homogêneo de distribuição longitudinal. Em algumas regiões da face de praia as frações de areia fina estão sendo removidas pelas ondas e correntes associadas, enriquecendo o local com areia média a grossa, o que se deve ao fato da área estar contida numa enseada, onde mudanças no tamanho médio dos sedimentos são determinadas por fatores como variações longitudinais na energia das ondas.

Apesar da maior frequência dos ventos de SWS, os ventos de NNE se relacionam às classes de velocidade que apresentam maior potencial de transporte de areias. No campo de dunas do Siriú a direção geral de migração está associada especialmente aos ventos de NNE e a resultante do transporte eólico se dá preferencialmente para SWS.

Na enseada de Garopaba o valor geral de declividade da plataforma continental ($0,13^\circ$) se encontra dentro da janela de desenvolvimento de barreiras costeiras. A suave e discreta projeção na linha de costa do Siriú é provavelmente consequência da deposição induzida pelo efeito tómbolo causado pela ilhota do Siriú, a qual parece estar retendo areia na porção centro-norte da praia, como consequência da refração das ondas, aumentando, assim, a disponibilidade de sedimentos arenosos no extremo norte da área para o desenvolvimento do campo de dunas transgressivo.

A orientação da linha de costa, em relação às direções dos ventos principais, compõe um fator importante no padrão de migração do campo de dunas do Siriú. Os ventos de NNE apresentaram maior *fetch* na porção norte da enseada de Garopaba, o que aliado a maior disponibilidade de sedimentos nesta porção, devido ao sentido norte dominante da deriva litorânea e ao efeito tómbolo causado pela ilhota, parece influenciar de forma significativa no maior desenvolvimento do campo de dunas a partir do setor norte, quando comparado à região central da enseada. Além disso, há um incremento do transporte eólico em direção à costa com o aumento da largura da praia verificado no norte do Siriú. A resposta dos processos eólicos é distinta em cada setor da enseada de Garopaba em razão da orientação da linha de costa e do seu nível de exposição aos ventos. Os ventos de NNE são transversais a longitudinais e de intensidade moderada no setor central, enquanto na porção norte esses ventos são predominantemente longitudinais a levemente transversais com energia moderada. O norte da praia do Siriú é intermediário a dissipativo, possui maior potencial de aporte sedimentar e boa exposição aos ventos de NNE, o que reforça a importância deste setor no desenvolvimento do campo de dunas transgressivo.

Por fim, concluiu-se que os principais fatores que influenciam o sistema praia-duna da barreira costeira holocênica do Siriú se relacionam aos controles climático (velocidade e direção dos ventos), oceanográfico (deriva litorânea, variação na energia e redistribuição das ondas, e estágio morfodinâmico) e geomorfológico (orientação da linha de costa e possivelmente a proximidade do embasamento cristalino).

Agradecimentos

Os autores agradecem ao Programa de Pós-Graduação em Geociências da Universidade Federal do Rio Grande do Sul (UFRGS), ao Centro de Estudos de Geologia Costeira e Oceânica (CECO), órgão auxiliar do Instituto de Geociências da UFRGS, e ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq), pela concessão da bolsa de mestrado da autora principal do trabalho, e das bolsas de Produtividade em Pesquisa dos coautores. Externa-se, também, um agradecimento aos colegas Débora Watanabe, Mariah Rocha e Caleb Ribeiro pelo auxílio durante os trabalhos de campo.

Referências Bibliográficas

- ALVARES, C.A.; STAPE, J.L.; SENTELHAS, P.C.; GONÇALVES J.L.M.; SPAROVEK, G. Köppen's climate classification map for Brazil. **Meteorologische Zeitschrift**, v. 22, p. 711-728, 2014.
- AMIN JÚNIOR, A.H.; DILLENBURG, S.R. Variações das propriedades granulométricas da barreira costeira da Pinheira (SC) durante a sua progradação no Holoceno Superior. **Quaternary and Environmental Geosciences**, v. 2, n. 1, p. 25-39, 2010.
- ANGULO, R.J.; LESSA, G.C. The Brazilian sea-level curves: a critical review with emphasis on the curves from the Paranaguá and Cananéia regions. **Marine Geology**, v. 140, p. 141-166, 1997.
- ANGULO, R.J.; GIANNINI, P.C.F.; SUGUIO, K.; PESSENDA, L.C.R. Relative sea level changes in last 5500 years in southern Brazil (Laguna-Imbituba region, Santa Catarina State) based on vermetid ¹⁴C ages. **Marine Geology**, v. 159, p. 323-339, 1999.
- ANGULO, R.J.; LESSA, G.C.; SOUZA, M.C. A critical review of mid-to late-Holocene sea-level fluctuations on the eastern Brazilian coastline. **Quaternary Science Reviews**. v. 25, p. 486-506, 2006.
- ANGULO, R.J.; SOUZA, M.C.de. Revisão conceitual de indicadores costeiros de paleoníveis marinhos quaternários no Brasil. **Quaternary and Environmental Geosciences**, v. 5, n. 2, p. 1-32, 2014.
- ARENS, S.M. **Aeolian processes in the Dutch foredunes**. Thesis (PhD). University of Amsterdam, Amsterdam. 1994. 150p.
- ARENS, S.M., VAN KAAM-PETERS, H.M.E., VAN BOXEL, J.H. Air flow over foredunes and implications for sand transport. **Earth Surface Processes and Landforms**, v. 20, p. 315-332, 1995.

- ARENS, S.M. Patterns of sand transport on vegetated foredunes. **Geomorphology**, v. 17, p. 339-350, 1996.
- BARBOZA, E.G.; ROSA, M.L.C.C.; HESP, P.A.; DILLENBURG, S.R.; TOMAZELLI, L.J.; AYUP-ZOUAIN, R.N. Evolution of the Holocene Coastal Barrier of Pelotas Basin (Southern Brazil) – a new approach with GPR data. **Journal of Coastal Research**, v. 64, p. 646-650, 2011.
- BARBOZA, E.G.; ROSA M.L.C.C.; CARON, F. Metodologia de Aquisição e Processamento em Dados de Georradar (GPR) nos Depósitos Quaternários da Porção Emersa da Bacia de Pelotas. In: VI Simpósio Brasileiro de Geofísica. Resumos Expandidos 1, p. 1-6, 2014a.
- BARBOZA, E.G.; ROSA, M.L.C.C.; DILLENBURG, S.R.; SILVA, A.B.; TOMAZELLI, L.J. Stratigraphic analysis applied on the recognition of the interface between marine and fluvial depositional systems. **Journal of Coastal Research**, v. SI 70, p. 687-692, 2014b.
- 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. 105, p. 106-116, 2009.
- BIANCINI DA SILVA, A.; BARBOZA, E.G.; ROSA, M.L.C.C.; DILLENBURG, S.R. Meandering fluvial system influencing the evolution of a Holocene regressive barrier in southern Brazil. **Journal of Coastal Research**, v. SI 70, p. 205-210, 2014.
- CALLIARI, L.J., PEREIRA, P.S., OLIVEIRA, A.O.; FIGUEIREDO, S.A. Variabilidade das Dunas Frontais no Litoral Norte e Médio do Rio Grande do Sul, Brasil. **Gravel**, v. 3, p. 15-30, 2005.
- CAMARGO, M.G. 2005. **SYSGRAN - Análises e gráficos sedimentológicos**. Centro de Estudos do Mar, Universidade Federal do Paraná, versão 3.0. Disponível em: <<http://www.cem.ufpr/sysgran>>.
- CARUSO JÚNIOR, F. **Mapa geológico e de recursos minerais do sudeste de Santa Catarina**. (Texto explicativo e mapa em escala 1:100.000). Brasília: DNPM, 1995. 52p.
- DANIELS, J.; ROBERTS, R.; VENDL, M. Ground penetrating radar for the detection of liquid contaminants. **Journal of Applied Geophysics**, v. 33, p. 195-207, 1995.
- DAVIDSON-ARNOTT, R.G.D.; LAW, M.N. (1990). Seasonal patterns and controls on sediment supply to coastal foredunes, Long Point, Lake Erie. In NORDSTROM, K.F.; PSUTY, N.P.; CARTER, R.W.G. (eds.) **Coastal Dunes: Form and Process**. Wiley, London: p. 177-200.
- DAVIDSON-ARNOTT, R.G.D.; LAW, M.N. Measurement and prediction of long-term sediment supply to Coastal Foredunes. **Journal of Coastal Research**, v. 12, p. 654-663, 1996.
- DAVIDSON-ARNOTT, R.G.D.; YANG, Y.; OLLERHEAD, J.; HESP, P.A.; WALKER, I.J. The effects of surface moisture on aeolian sediment transport threshold and mass flux on

- a beach. **Earth Surface Processes and Landforms**. v. 33, p. 55-74, 2008. DOI: 10.1002/esp.1527
- DAVIS JR, R.A.; HAYES, M.O. What is a wave-dominated coast? **Marine Geology**, v. 60, p. 313-329, 1984.
- DAVIS, R.A.; FITZGERALD, D.M. **Beaches and Coasts**. Malden: Blackwell Publishing, 2005. 419p.
- DILLENBURG, S.R.; ROY, P.S.; COWELL, P.J.; TOMAZELLI, L.J. Influence of antecedent topography on coastal evolution as tested by Shoreface Translation-Barrier Model (STM). **Journal of Coastal Research**, v. 16, n. 1, p. 71-81, 2000.
- DILLENBURG, S.R.; HESP, P.A. (2009). Coastal Barriers – An Introduction. In DILLENBURG, S.R.; HESP, P.A. (eds.) **Geology and geomorphology of Holocene coastal barriers of Brazil**. Springer, Berlin: p. 1-15.
- DILLENBURG, S.R.; BARBOZA, E.G.; TOMAZELLI, L.J.; HESP, P.A.; CLEROT, L.C.P.; AYUP-ZOUAIN, R.N. (2009). The Holocene Coastal Barriers of Rio Grande do Sul. In DILLENBURG, S.R.; HESP P.A. (eds.), **Geology and geomorphology of Holocene coastal barriers of Brazil**. Springer, Berlin: p. 53–91.
- DILLENBURG, S.R.; BARBOZA, E.G.; HESP, P.A.; ROSA, M.L.C.C. Ground Penetrating Radar (GPR) and Standard Penetration Test (SPT) records of a regressive barrier in southern Brazil. **Journal of Coastal Research**, v. SI 64, p. 651-655, 2011.
- DILLENBURG, S.R.; BARBOZA, E.G. (2014). The strike-fed sandy coast of Southern Brazil. In MARTINI, I.P.; WANLESS, H.R (eds) **Sedimentary Coastal Zones from High to Low Latitudes: Similarities and Differences**. Geological Society of London, Special Publications 388: p. 333-352.
- FARINNACCIO, A.; GOYA, S.C.; TESSLER, M.G. Variações da linha de costa nas baías de Santos e São Vicente. **Quaternary and Environmental Geosciences**, v. 1, n. 1, p. 42-48, 2009.
- FERNANDEZ, G.B.; ROCHA, T.B.; BARBOZA, E.G.; DILLENBURG, S.R.; ROSA, M.L.C.C.; ANGULO, R.J.; SOUZA, M.C.; OLIVEIRA, L.H.S.; DOMINGUEZ, J.M.L. (2019). Natural Landscapes Along Brazilian Coastline. In SALGADO, A.A.R.; SANTOS, L.J.C.; PAISANI, J.C. (eds.) **The Physical Geography of Brazil - Environment, Vegetation and Landscape**. Springer, Berlin: p. 199-218.
- FINKELSTEIN, K. Morphological variations and sediment transport in crenulate-bay beaches, Kodiak Island, Alaska. **Marine Geology**, v. 47, p. 261-281, 1982.
- FOLK, R.L.; WARD, W.C. Brazos river bar: A study in the significance of grain size parameters. **Journal of Sedimentary Petrology**, v. 27, p. 3-27, 1957.

- FRYBERGER, S.G.; DEAN, G. (1979). Dune forms and wind regime. In MCKEE, E.D. (ed.) **A study of global sand seas**. US Govt. Printing Office, Geol. Survey Prof. Paper, Washington: p. 137-170.
- GABINETE DO PLANEJAMENTO E COORDENAÇÃO GERAL DO ESTADO DE SANTA CATARINA – GAPLAN. **Atlas de Santa Catarina**. Governo do Estado de Santa Catarina. Florianópolis: Gabinete de Planejamento e Coordenação Geral, 1986. 165p.
- GIANNINI, P.C.F. **Sistemas deposicionais no Quaternário costeiro entre Jaguaruna e Imbituba, SC**. Tese (Doutorado). Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo. 1993. 278p.
- GIANNINI, P.C.F. Complexo lagunar centro-sul catarinense, valioso patrimônio sedimentológico, arqueológico e histórico. **Sítios Geológicos e Paleontológicos do Brasil**, v. 75, p. 213-222, 2002.
- GIANNINI, P.C.F.; ASSINE, M.L.; BARBOSA, L.M.; BARRETO, A.M.F.; CARVALHO, A.M.; CLAUDINO-SALES, V.; MAIA, L.P.; MARTINHO, C.T.; PEULVAST, J.; SAWAKUCHI, A.O.; TOMAZELLI, L.J. (2005). Dunas e paleodunas eólicas costeiras e interiores. In SOUZA, C.R.G.de; SUGUIO, K.; OLIVEIRA, A.M.S.dos; OLIVEIRA, P.E.de. (eds.) **Quaternário do Brasil**. Holos, Ribeirão Preto: p. 235-257.
- GIANNINI, P.C.F.; SAWAKUCHI, A.O.; MARTINHO, C.T.; TATUMI, S.H. Eolian depositional episodes controlled by Late Quaternary relative sea level changes on the Imbituba-Laguna coastal zone (southern Brazil). **Marine Geology**, v. 237, p. 143-168, 2007.
- GIANNINI, P.C.F.; SAWAKUCHI, A.O.; MARTINHO, C.T.; GUEDES, C.C.F.; NASCIMENTO JÚNIOR, D.R.; TANAKA, A.P.B.; MENDES, V.R.; ZULAR, A.; ANDRADE, H.A.A.; FORNARI, M. Classificação e dinâmica de feições eólicas costeiras: um modelo sistêmico baseado em exemplos brasileiros. In: XIII Congresso da Associação Brasileira de Estudos do Quaternário - ABEQUA, 2011, Armação dos Búzios, RJ. **Anais...** p. 335-339. ISSN: 2318-0986.
- GROHMANN, C.H.; SAWAKUCHI, A.O. Influence of cell size on volume calculation using digital terrain models: A case of coastal dune fields. **Geomorphology**, v. 180-181, p. 130-136, 2013.
- HESP, P.A. **Morphology and Dynamics of foredunes in SE Australia**. Thesis (PhD). Department of Geography, University of Sidney, Sidney. 1982. 397p.
- HESP, P.A. Surfzone, beach and foredune interactions on the Australian southeast coast. **Journal of Coastal Research**, v. 3, p. 15-25, 1988.
- HESP, P.A. (1999). The beach backshore and beyond. In SHORT, A.D. (ed.) **Handbook of Beach and Shoreface Morphodynamics**. Wiley, London: p. 307-333.
- HESP, P.A.; CASTILHOS, J.A.; MIOT DA SILVA, G.; DILLENBURG, S.R.; MARTINHO, C.T.; AGUIAR, D.; FORNARI, M.; FORNARI, M.; ANTUNES, G. Regional wind

- fields and dunefield migration, Southern Brazil. **Earth Surface Processes and Landforms**, v. 32, p. 561-573, 2006. DOI: 10.1002/esp.1406
- HESP, P.A.; GIANNINI, P.C.F.; MARTINHO, C.T.; MIOT DA SILVA, G.; ASP NETO, N.E. (2009). The Holocene barriers systems of the Santa Catarina coast, Southern Brazil. In DILLENBURG, S.R.; HESP, P.A. (eds.) **Geology and Geomorphology of Holocene coastal barriers of Brazil**. Springer, Berlin: p. 93-133.
- HESP, P.A. Conceptual models of evolution of transgressive dune field systems. **Geomorphology**, v. 199, p. 138-149, 2013.
- HORN FILHO, N.O. Setorização da Província de Santa Catarina em base aos aspectos geológicos, geomorfológicos e geográficos. **Geosul**, v. 18, n. 35, p. 71-98, 2003.
- HSU, S.A. (1974). Computing eolian sand transport from routine weather data. **Proc. 14th Coastal Engineering Conf.** ASCE, New York: p. 1619-1626.
- HSU, S.A. (1977). Boundary-layer meteorological research in the coastal zone. In WALKER, H.J. (ed.) **Geoscience and Man**. School of Geoscience. LSU, Baton Rouge: p. 99-111.
- LEANDRO, C.G.; BARBOZA, E.G.; CARON, F.; JESUS, F.A.N. GPR trace analysis for coastal depositional environments of southern Brazil. **Journal of Applied Geophysics**, v. 162, p. 1-12, 2019.
- MARINHA DO BRASIL. **Brasil - Costa Sul da Ilha de Coral à Ilha das Araras**. 1956. Escala 1:49.740.
- MARTIN, L.; SUGUIO, K.; FLEXOR, J.M.; BITTENCOURT, A.C.S.P.; VILAS-BOAS, G. Le Quaternaire marin brésilien (Littoral pauliste, sud fluminense et bahianais). **Cahiers O.R.S.T.O.M., ser. Geol.**, v. 11, p. 95-124, 1980.
- MARTINHO, C.T. **Morfodinâmica e sedimentologia de campos de dunas transgressivos da região de Jaguaruna-Imbituba, Santa Catarina**. Dissertação (Mestrado). Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo. 2004. 108p.
- MARTINHO, C.T.; GIANNINI, P.C.F.; SAWAKUCHI, A.O.; HESP, P.A. Morphological and Depositional Facies of Transgressive Dunefields in the Imbituba-Jaguaruna Region, Santa Catarina State, Southern Brazil. **Journal of Coastal Research**, v. 39, p. 673-677, 2006.
- MENDES, V.R.; GIANNINI, P.C.F. Coastal dunefields of south Brazil as a record of climatic changes in the South American monsoon system. **Geomorphology**, v. 246, p. 22-34, 2015a.
- MENDES, V.R.; GIANNINI, P.C.F.; GUEDES, C.C.F., DEWITT, R.; ANDRADE, H.A.A. Central Santa Catarina coastal dunefields chronology and their relation to relative sea level and climatic changes. **Brazilian Journal of Geology**, v. 45, p. 79-95, 2015b.

- MILNE, G.A.; LONG, A.J.; BASSET, E. Modeling Holocene relative sea-level observations from the Caribbean and South America. **Quaternary Science Reviews**, v. 24, n. 10-11, p. 1183-1202, 2005.
- MIOT DA SILVA, G.; HESP, P.; PEIXOTO, J.; DILLENBURG. Fore-dune vegetation patterns and alongshore environmental gradients: Moçambique Beach, Santa Catarina Island, Brazil. **Earth Surface Processes and Landforms**, v. 33, p. 1557-1573, 2008. DOI: 10.1002/esp.1633
- MIOT DA SILVA, G.; HESP, P. Coastline orientation aeolian sediment transport and fore-dune and dunefield dynamics of Moçambique Beach, Southern Brasil. **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.
- NEAL, A. Ground-penetrating radar and its use in sedimentology: principles, problems and progress. **Earth-Science Reviews**, v. 66(3-4), 261-330, 2004.
- ORSELLI, Y. (1986). Climatologia. In GAPLAN-SC. **Atlas de Santa Catarina**. Florianópolis: p. 38-39.
- PEARCE, K.I.; WALKER, I.J. Frequency and magnitude biases in the “Fryberger” model, with implications for characterizing geomorphically effective winds. **Geomorphology**, v. 68, p. 39-55, 2005.
- PSUTY, N.P. Sediment budget and dune/beach interaction. **Journal of Coastal Research**, v. 3, p. 1-14, 1988.
- PUHL, P.R.; DILLENBURG, S.R. Controles no desenvolvimento dos campos transgressivos de dunas da barreira costeira holocênica, litoral norte do Rio Grande do Sul. **Pesquisas em Geociências**, v. 45, p. 1-22, 2018.
- RECH-SILVEIRA, M.. **Caracterização geológica dos depósitos quaternários do entorno da laguna do Macacu, Garopaba, SC, Brasil**. Trabalho de Conclusão de Curso (Bacharelado). Departamento de Geociências, Universidade Federal de Santa Catarina, Florianópolis. 2016. 119p.
- RODRIGUEZ, E.M.G. **Morfologia de Playas en Equilibrio: Planta y Perfil**. Tese (Doctoramiento). Escuela Técnica Superior de Ingenieros de Caminos, Universidad de Cantabria, Santander. 1995. 270p.
- ROSA, M.L.C.C.; BARBOZA, E.G.; DILLENBURG, S.R.; TOMAZELLI, L.J.; AYUP-ZOUAIN, R.N. The Rio Grande do Sul (southern Brazil) shoreline behavior during the Quaternary: a cyclostratigraphic analysis. **Journal of Coastal Research**, v. SI 64, p. 686-690, 2011.
- ROSA, M.L.C.C.; BARBOZA, E.G.; ABREU, V.S.; TOMAZELLI, L.J.; DILLENBURG, S.R. High-Frequency sequences in the Quaternary of Pelotas Basin (coastal plain): a record

- of degradational stacking as a function of longer-term base-level fall. **Brazilian Journal of Geology**, v. 47, n. 2, p. 183-207, 2017.
- ROY, P.S.; COWELL, P.J.; FERLAND, M.A.; THOM, B.G. (1994). Wave dominated coasts. In CARTER, R.W.G.; WOODROFFE, C.D. (eds.) **Coastal evolution: Late Quaternary shoreline morphodynamics**. Cambridge University Press, Cambridge: p. 121-186.
- SAWAKUCHI, A.O. **Sistemas deposicionais eólicos na costa centro-sul catarinense: relações com o nível do mar**. Dissertação (Mestrado). Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo. 2003. 86p.
- SHORT, A.D.; HESP, P.A. Wave, beach and dune interactions in Southeastern Australia. **Marine Geology**, v. 48, p. 259-284, 1982.
- SHORT, A.D. Wave, beach, foredune and mobile dune interactions in southeast Australia. **Journal of Coastal Research**, v. 3, p. 5-9, 1988.
- SHORT, A.D. **Handbook of Beach and Shoreface Morphodynamics**. London: Wiley, 1999. 419p.
- SHORT, A.D.; JACKSON, D.W.T. (2013). Beach Morphodynamics. In SHRODER, J.F. (ed.) **Treatise on Geomorphology**. Academic Press, San Diego: p. 106-129.
- SILVESTER R.; HSU, J.R.C. **Coastal Stabilization: Innovative Concepts**. New Jersey: Prentice Hall, 1993. 578p.
- STRAHLER, A.N. **Physical Geography**. 3.ed. New York: John Wiley, 1967. 462 p.
- SUGUIO, K.; MARTIN, L.; BITTENCOURT, A.C.S.P.; DOMINGUEZ, J.M.L.; FLEXOR, J.M.; AZEVEDO, A.E.G. Flutuações do nível relativo do mar durante o Quaternário superior ao longo do litoral brasileiro e suas implicações na sedimentação costeira. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 15, n. 4, p. 273-286, 1985.
- TILLMANN, T; WUNDERLICH, J. Barrier rollover and spit accretion due to the combined action of storm surge induced washover events and progradation: Insights from ground-penetrating radar surveys and sedimentological data. **Journal of Coastal Research**, v. 65, p. 600-605, 2013.
- TOMAZELLI, L.J.; VILLWOCK, J.A. (2000). O Cenozoico costeiro do Rio Grande do Sul. In HOLZ, M.; DE ROS, L.F. (eds.) **Geologia do Rio Grande do Sul**. UFRGS, Porto Alegre: p. 375-406.
- TOMAZELLI, L.J.; DILLENBURG, S.R.; BARBOZA, E.G.; ROSA, M.L.C.da. Geomorfologia e potencial de preservação dos campos de dunas transgressivos de Cidreira e Itapeva, Litoral Norte do Rio Grande do Sul. **Revista Pesquisas em Geociências**, v. 35, n. 2, p. 47-55, 2008.
- VIANNA, H.D.; CALLIARI, L.J. Variabilidade do sistema praia-dunas frontais para o litoral norte do Rio Grande do Sul (Palmares do Sul a Torres, Brasil) com o auxílio do *Light*

Detection and Ranging – Lidar. Pesquisas em Geociências, v. 42, n. 2, p. 141-158, 2015.

VILLWOCK, J.A.; TOMAZELLI, L.J.; LOSS, E.L.; DEHNHARDT, E.A.; HORN FILHO, N.O.; BACHI, F.A.; DEHNHARDT, B.A. (1986). Geology of the Rio Grande do Sul Coastal Province. In RABASSA, J. (ed.) **Quaternary of South America and Antarctic Peninsula**. A.A. Balkema Publishers, Hungary: p. 79-94.

VILLWOCK, J.A.; TOMAZELLI, L.J. (1995) **Geologia Costeira do Rio Grande do Sul. Notas Técnicas**. CECO, Instituto de Geociências, UFRGS, Porto Alegre, nº8, 45 p.

WENTWORTH, C.K. A scale of grade and class term for clastic sediments. **Journal of Geology**, v. 30, p. 377-392, 1922.

WRIGHT, L.D.; THOM, B.G. Coastal depositional landforms: a morphodynamic approach. **Progress in Physical Geography**, v. 1, p. 412-459, 1977.

YASSO, W.E. Plan geometry of headland-bay beaches. **Journal of Geology**, v. 73, p. 702-714, 1965.

Lakes Environmental, WRPLOT View™ - Freeware. Disponível em: <<http://http://www.weblakes.com/lakewrpl>>. Acesso em 3 de março de 2019.

6. CONSIDERAÇÕES FINAIS

Os resultados obtidos nesta pesquisa possibilitaram um maior entendimento sobre a gênese e desenvolvimento da barreira costeira holocênica do Siriú, bem como sobre os principais fatores que influenciam a morfodinâmica do seu sistema praia-duna e o desenvolvimento do campo de dunas transgressivo associado. Ainda assim, sugerem-se algumas investigações futuras, as quais não puderam ser contempladas neste estudo:

- A investigação de uma potencial canalização parcial do vento pela Serra de Paulo Lopes e sua conseqüente aceleração, no setor norte da barreira do Siriú. Pesquisadores como Hsu (1974, 1977), Arens (1994, 1996) e Arens *et al.* (1995) verificaram que as faces das dunas voltadas para o mar e para o continente apresentam velocidades baixas, enquanto o fluxo eólico é acelerado topograficamente na crista das dunas. Isso leva a crer que o embasamento também influencia topograficamente o fluxo eólico, sendo acelerado no topo. Esse “escape” e aceleração do fluxo também poderiam ocorrer, em certa medida, nas “laterais” do embasamento, conforme o ângulo de aproximação do vento atuante. Contudo, estudos detalhados são necessários para avaliar essa hipótese;
- A influência da vegetação na formação e no desenvolvimento da barreira costeira holocênica do Siriú e seu campo de dunas transgressivo;
- A realização de furos de sondagem, a fim de compreender melhor, e de maneira direta, a formação e evolução da barreira, podendo ainda ser aliados a dados indiretos de métodos geofísicos, como os contemplados pelo método do GPR empregado neste trabalho;
- A obtenção de datações por luminescência opticamente estimulada (LOE) e, na presença de matéria orgânica, por ^{14}C , para definir a cronologia evolutiva da barreira holocênica do Siriú.

ANEXOS

ANEXO A – Carta de submissão do artigo à Revista Brasileira de Geomorfologia.



Maiara Rech <maiara.rechgeo@gmail.com>

[RBG] Agradecimento pela submissão

1 mensagem

Roberto Arnaldo Trancoso Gomes <robertogomes@unb.br>
Para: Srta Maiara Rech da Silveira <maiara.rechgeo@gmail.com>

28 de agosto de 2019 23:58

Srta Maiara Rech da Silveira,

Agradecemos a submissão do trabalho "MORFODINÂMICA DO SISTEMA PRAIA-DUNA DA BARREIRA COSTEIRA HOLOCÊNICA DO SIRIÚ, GAROPABA, SC" para a revista Revista Brasileira de Geomorfologia.
Acompanhe o progresso da sua submissão por meio da interface de administração do sistema, disponível em:

URL da submissão:
<http://www.lsie.unb.br/rbg/index.php/rbg/author/submission/1759>
Login: maiara_rech

Em caso de dúvidas, entre em contato via e-mail.

Agradecemos mais uma vez considerar nossa revista como meio de compartilhar seu trabalho.

Editores da Revista Brasileira de Geomorfologia

Revista Brasileira de Geomorfologia
<http://www.lsie.unb.br/rbg>

ANEXO B – Resumo de trabalho apresentado no 49º Congresso Brasileiro de Geologia (2018).

EVOLUÇÃO GEOLÓGICA DA BARREIRA HOLOCÊNICA DA PRAIA DO SIRIÚ, GAROPABA, SC

Silveira, M.R.da¹ e Dillenburg, S.R.²

¹Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Programa de Pós-Graduação em Geociências, IG-UFRGS, Bolsista CNPq; ²Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Centro de Estudos de Geologia Costeira e Oceânica, IG-UFRGS

Costas arenosas dominadas por ondas são vinculadas às plataformas continentais autóctones e de baixo gradiente. As barreiras costeiras compõem feições deposicionais extremamente relevantes nessas costas, ocorrendo especialmente nos litorais de margens continentais passivas, que tendem a apresentar abundância de sedimentos e topografias mais suaves. Na porção nordeste do município de Garopaba está localizada a praia do Siriú, no litoral Centro-sul catarinense. Este apresenta feições típicas dos sistemas deposicionais do tipo Laguna-Barreira, cuja formação está associada às variações eustáticas ocorridas durante o Quaternário. A Barreira IV do Siriú é composta por sedimentos do sistema marinho praiado e eólico, destacando-se pela presença de um expressivo campo de dunas transgressivo. Esses sistemas evoluíram desde o Holoceno médio, durante uma fase de baixa taxa de queda do NRM, após um NRM máximo de cerca de 2,1 m acima do atual. O campo de dunas transgressivo compreende depósitos eólicos não vegetados, representados principalmente por cadeias barcanoides, e vegetados, que incluem dunas parabólicas, *blowouts* e dunas frontais. Neste contexto, objetivou-se compreender o comportamento, a evolução e o padrão de empilhamento dos depósitos da barreira holocênica da área através da aplicação de métodos de investigação indiretos e diretos, obtendo-se, assim, dados de superfície e subsuperfície. Os primeiros foram adquiridos por meio da análise de imagens de satélite, fotos aéreas, mapeamentos pretéritos e levantamentos complementares de campo. Os dados de subsuperfície foram obtidos com a aplicação do método geofísico do GPR (*Ground Penetrating Radar*). O trabalho foi dividido em três etapas: pré-campo, campo e pós-campo. O sensoriamento remoto foi fundamental na etapa pré-campo para o reconhecimento dos alvos. Na etapa de campo foram adquiridas linhas de GPR sobre a Barreira IV do Siriú. Na etapa pós-campo gerou-se o mapa geológico final da área e a seção de GPR mais representativa foi interpretada. Com base no reconhecimento dos padrões da configuração dos refletores foi possível determinar quatro radarfácies. A integração das informações adquiridas na seção de GPR, do mapeamento geológico da área e do trabalho de campo permitiu interpretar as radarfácies definidas como: substrato pleistocênico (RfA), barreira holocênica (RfB), canal lagunar (RfC) e eólico interdunas (RfD), correspondente a atual cobertura do terreno no local onde o perfil foi obtido. Assim, pode-se interpretar que a Barreira holocênica da praia do Siriú, ao menos em parte, desenvolveu-se na forma de um pontal arenoso (*spit*) ancorado no substrato pleistocênico. O canal de comunicação da laguna com o oceano acompanhou essa progradação lateral (formação do pontal). O desenvolvimento dos sistemas Laguna-

Barreira na área apresenta particularidades decorrentes em especial dos fatores fisiográficos locais. Ao passo que na planície costeira do Rio Grande do Sul estão bem representados quatro sistemas desse tipo, no Siriú foram verificados apenas depósitos pertencentes à Barreira III e ao sistema Laguna-Barreira IV. O quadro da evolução paleogeográfica da planície costeira da área envolveu processos não somente controlados por oscilações do NRM, mas também, e talvez de forma mais importante, processos da dinâmica costeira controladores do estoque de sedimentos arenosos.

PALAVRAS-CHAVE: Barreiras Costeiras; Sistemas Laguna-Barreira; GPR.