

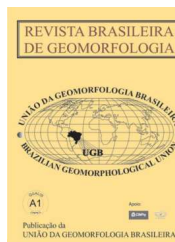


www.ugb.org.br  
ISSN 2236-5664

## Revista Brasileira de Geomorfologia

v. 18, nº 2 (2017)

<http://dx.doi.org/10.20502/rbg.v18i2.1160>



### O APORTE SEDIMENTAR ÀS PRAIAS DA CIGANA E DO CARDOSO, CABO DE SANTA MARTA, SANTA CATARINA, BRASIL

### SEDIMENT SUPPLY TO CIGANA AND CARDOSO BEACHES IN SANTA MARTA CAPE, SANTA CATARINA - BRAZIL

**Julio Fernandes de Oliveira**

*Instituto de Geociências. Universidade Federal do Rio Grande do Sul  
Av. Bento Gonçalves, 9500, Porto Alegre, Rio Grande do Sul. CEP: 91501-970. Brasil  
Email: jfoge@gmail.com*

**Frederico Scarelli**

*Dipartimento di Scienze Biologiche, Geologiche e Ambientali, Università di Bologna  
Via Zamboni 67, Bologna. CEP: 40126. Itália  
Email: frederico.scarelli@studio.unibo.it*

**Eduardo Marques Martins**

*Instituto de Geociências. Universidade Federal do Rio Grande do Sul  
Av. Bento Gonçalves, 9500, Porto Alegre, Rio Grande do Sul. CEP: 91501-970. Brasil  
Email: geo.edum2@gmail.com*

**Eduardo Guimarães Barboza**

*Instituto de Geociências. Universidade Federal do Rio Grande do Sul  
Av. Bento Gonçalves, 9500, Porto Alegre, Rio Grande do Sul. CEP: 91501-970. Brasil  
Email: eduardo.barboza@ufrgs.br*

**Marina R. Fagundes**

*Instituto de Geociências. Universidade Federal do Rio Grande do Sul  
Av. Bento Gonçalves, 9500, Porto Alegre, Rio Grande do Sul. CEP: 91501-970. Brasil  
Email: marinarf95@hotmail.com.br*

#### Informações sobre o Artigo

Recebido (Received):  
13/10/2016  
Aceito (Accepted):  
06/01/2017

#### Palavras-chave:

Análise Espaço-Temporal  
Geomorfológica; Potencial  
de Deriva Eólica; Deriva  
Litorânea.

#### Resumo:

O Cabo de Santa Marta (Laguna/SC) marca uma brusca mudança na orientação do litoral sul do Brasil. O vento NE é predominante ao longo do ano e incide da terra para o mar nas praias ao sul do cabo, o que representa um fator de entrada de sedimentos no sistema praial, juntamente com o aporte pela deriva litorânea e a contribuição continental da drenagem da região. No presente trabalho propõe-se uma análise integrada da dinâmica sedimentar na porção emersa e submersa das praias da Cigana e do Cardoso, através da; (i) caracterização do clima de ventos e o potencial de deriva eólica na região; (ii) análise das mudanças históricas no campo de dunas e na linha de costa; e (iii) avaliação do regime de ondas e transporte sedimentar pela deriva litorânea. Os resultados demonstraram uma

**Keywords:**

Geomorphological Spatio-Temporal Analysis; Aeolian Drift Potential; Littoral Currents.

significativa diminuição na área de dunas móveis entre 1938 e 2012, devido ao aumento em áreas de dunas estabilizadas pela vegetação, de planícies de deflação e de áreas urbanizadas. Nesse mesmo período a linha de costa apresentou uma tendência geral de retrogradação com taxas acima de 0,5 m/ano, intensificada a partir de 1978. O processo de estabilização das dunas móveis provavelmente

ocasionou uma diminuição do aporte eólico ao sistema praias nas últimas décadas. Esse processo pode ter alterado o equilíbrio sedimentar das praias da Cigana e do Cardoso, tornando-as dependentes principalmente do suprimento da deriva litorânea. O modelo proposto para o transporte longitudinal gerado pelas ondas indicou que há um limite divergente entre células costeiras nesse setor da costa, o que não propicia o aporte de sedimentos marinhos para as praias de estudo. Dessa forma, além de ser um local sob influência de correntes de deriva com sentidos opostos, a presença do cabo se configura como uma barreira física ao transporte de sedimentos provenientes de células costeiras ao norte da área.

**Abstract:**

Santa Marta Cape (Laguna/SC) marks an abrupt change in the coastline orientation in southern Brazilian littoral. Prevailing NE winds blow seaward in the south sector of the cape where the aeolian transport represents a sediment supply to the beaches as well as longshore transport and continental drainage inputs. This study focuses on an integrated analysis of the coastal dynamics considering subaerial and subaqueous parts of Cigana and Cardoso beaches. The analysis was carried out through; (i) characterization of regional wind regime and sand drift potentials, (ii) analysis of historical changes in the dune field and coastline, and (iii) evaluation of the wave regime and sediment transport by longshore drift. The results show a significant decrease in the mobile dunes area between 1938 and 2012 due to growth of vegetation, deflation plains and urban settlements. During the same period, the coastline presented a retrogradation trend of about 0.5 m/yr which was intensified after 1978. The stabilization process of the dunefield probably contributed to aeolian sediment input decrease into the beach system in the last decades. This process could have changed the sediment balance of Cigana and Cardoso beaches, making the only significant sediment source represented by longshore drift. The model proposed for the longshore transport showed a divergence limit between two littoral cells in this sector, which does not provide the sediment input to the studied beaches. Thus, the divergent currents scenario limited the sediment supply by longshore drift to the study area as well as the presence of the cape trapping sediment transport from northern littoral cells.

---

**1. Introdução**

A análise geomorfológica de um sistema costeiro requer uma abordagem holística dos diferentes processos e morfologias associadas a distintas escalas espaço-temporais (SHERMAN, 1995; AAGAARD *et al.*, 2004). Nos estudos sobre dunas costeiras, o entendimento do ambiente eólico como parte do sistema praia-duna se faz necessário devido à intrínseca relação de transferência de sedimentos entre os ambientes (CARTER, 1977; PSUTY, 1988).

Na avaliação do balanço sedimentar de uma célula costeira são analisadas as entradas e saídas de sedimentos a fim de se obter um entendimento em relação à dinâmica sedimentar da área e prever futuros cenários (LIST, 2005). Nesse contexto, o ambiente eólico pode atuar como fonte ou saída de sedimentos

de um sistema praias (PSUTY, 1988), dependendo do sentido do vento incidente em relação à linha de costa. Predomínio de ventos no sentido do continente (*onshore*) favorece o transporte sedimentar do pós-praia para a duna frontal e campo de dunas adjacente, acarretando em perda sedimentar do sistema praias e ganho do sistema eólico.

Por outro lado, em costas onde predominam ventos no sentido oposto (*offshore*), os grãos são transportados da duna para o pós-praia e, posteriormente para a porção submersa da praia, onde passam a ser retrabalhados pela ação das ondas e correntes (NORDSTROM *et al.*, 1996). Nesse cenário de ventos de terra para o mar, o aporte eólico representa um fator de entrada de sedimentos ao sistema praias, e dependerá principalmente do potencial de deriva eólica, além de fatores como o teor de umidade dos sedimentos superficiais, tamanho do grão, *fetch* de

atuação do vento no pós-praia, variações na topografia da praia, presença de vegetação ou de outros obstáculos (SANJAUME *et al.*, 2011).

Modificações em escala histórica nos ambientes eólicos costeiros podem estar relacionadas a fatores naturais e/ou antrópicos. Desde a metade do século passado, os campos de dunas costeiras transgressivos do sul do Brasil vêm experimentando um aumento de áreas deflacionares, úmidas e vegetadas, em detrimento às áreas de dunas móveis. A diminuição do potencial de transporte eólico e o aumento da pluviosidade são fatores apontados como responsáveis pelo processo de estabilização dos campos de dunas costeiras da região (MARTINHO *et al.*, 2010; MIOT DA SILVA & HESP 2013; MIOT DA SILVA *et al.*, 2013). Interferências antrópicas como o plantio de espécies exóticas com o intuito de conter o avanço das dunas e tornar áreas mais propícias aos loteamentos (sobretudo *Casuarinas spp* e *Pinus spp*, espécies de alto potencial de dispersão e adaptação) também vem contribuindo para a estabilização das dunas móveis (MARTINHO, 2004), assim como as modificações no padrão de drenagem regional que interferem no nível freático dos ambientes eólicos costeiros (SEELIGER *et al.*, 2000).

O presente trabalho tem como objetivo caracterizar a dinâmica sedimentar no litoral sul do Cabo de Santa Marta a partir de uma análise integrada dos processos que ocorrem nas porções emersa e submersa das praias da Cigana e do Cardoso. E ainda, avaliar a evolução espaço-temporal de aspectos da geomorfologia costeira local desde a metade do século passado até os dias atuais.

## **2. Caracterização da Área de Estudo:**

O Cabo de Santa Marta está localizado no município de Laguna, litoral sul do Estado de Santa Catarina (Figuras 1a e 1b). Esse acidente geográfico marca a brusca mudança de orientação da linha de costa do sul do Brasil e na configuração da paisagem da região; de extensas planícies costeiras que predominam no litoral gaúcho e extremo sul catarinense, passa para um litoral recortado com praias delimitadas por costões do embasamento Pré-Cenozóico (GIANNINI, 1993). No contexto geológico, este ponto é considerado o limite estrutural entre a Bacia de Pelotas e o Alto de Florianópolis, que

a separa da Bacia de Santos (Gamboa & Rabinowitz, 1981 *apud* Rosa, 2009). Os ambientes deposicionais do Quaternário costeiro na região vêm sendo amplamente estudados nas últimas décadas (GIANNINI, 1993; MARTINHO, 2004; MARTINHO *et al.*, 2006; GIANNINI *et al.*, 2007; SAWAKUCHI *et al.*, 2009; VIEIRA *et al.*, 2009; FORNARI, 2010; HORN FILHO *et al.*, 2010; NASCIMENTO JR., 2010; VIEIRA DA SILVA *et al.*, 2011; FORNARI *et al.*, 2012; MARTINS *et al.*, 2014. OLIVEIRA *et al.*, 2016).

As praias do Cardoso (Figura 1c) e da Cigana (Figura 1d) situam-se no setor sul do Cabo de Santa Marta, tem orientação WSW-ENE e são constituídas por areias quartzosas finas e bem selecionadas (MARTINS & MARTINS, 1974). A costa é dominada por ondas, com regime de micro maré semi-diurno de amplitude média em torno de 0,6 m (GIANNINI, 1993). Ambas as praias apresentam declividade suave e zona de surfe bem desenvolvida, que as caracterizam como dissipativas, ainda que nas proximidades dos costões essas praias possam apresentar uma morfologia em planta de log-espiral e tendência a estágios morfodinâmicos intermediários (GIANNINI, 1993).

O clima da região é controlado basicamente por duas massas de ar anticiclônicas: a massa tropical atlântica, quente e úmida, e mais atuante no verão e primavera; e a massa polar atlântica, fria e de origem antártica, que avança pelo litoral sul do Brasil com maior frequência no inverno (ORSELLI, 1986; TOMAZELLI, 1990; GIANNINI, 1993). O aporte sedimentar fluvial ao sistema praial da região está restrito às bacias hidrográficas dos rios Araranguá e Urussanga, que alcançam o litoral a cerca de 50 e 30 quilômetros da área de estudo, respectivamente. A bacia hidrográfica do Rio Tubarão, onde estão inseridas as praias do Cardoso e Cigana, caracteriza-se por possuir um delta intra-lagunar, o que impede a chegada dos sedimentos à costa. O canal do Camacho marca o limite oeste da praia da Cigana, e conecta o mar ao sistema lagunar adjacente (Figura 2). Até meados da década de 1970 a abertura do canal se deu de forma intermitente, e após esse período, uma forte cheia do rio Tubarão forçou a abertura do mesmo (VIEIRA DA SILVA *et al.*, 2011), que desde então passou a ser dragado e fixado com a construção dos primeiros molhes na década de 1990 (FORNARI, 2010).

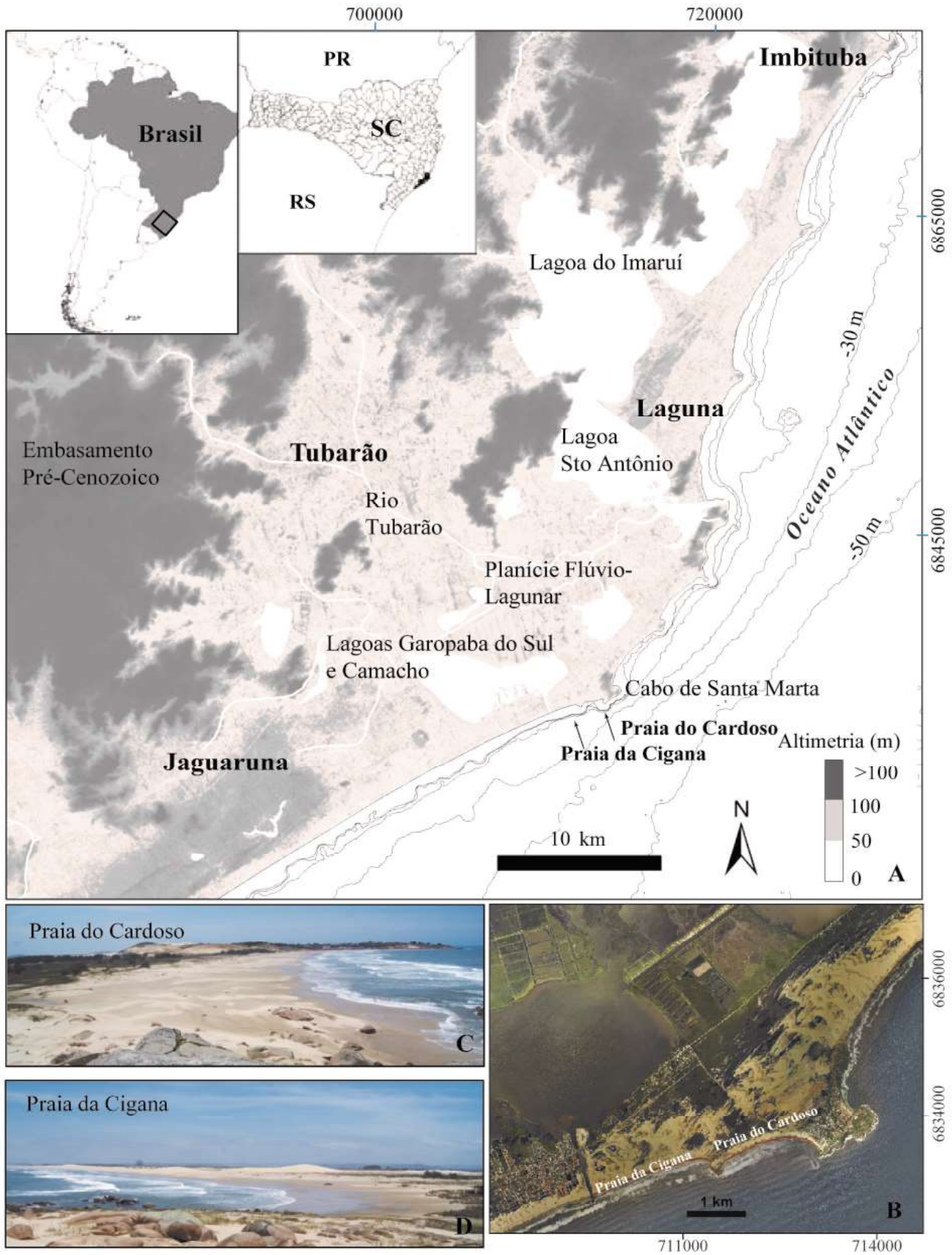


Figura 1 - A) Localização da área de estudo (Fontes: Altimetria ASTER/DGEM e Batimetria DHN); B) detalhe da área (Fonte: Ortofoto SDS/SC 2012); C) Praias do Cardoso e; D) Praia da Cigana (Fotos: Labgerco/UFRGS).

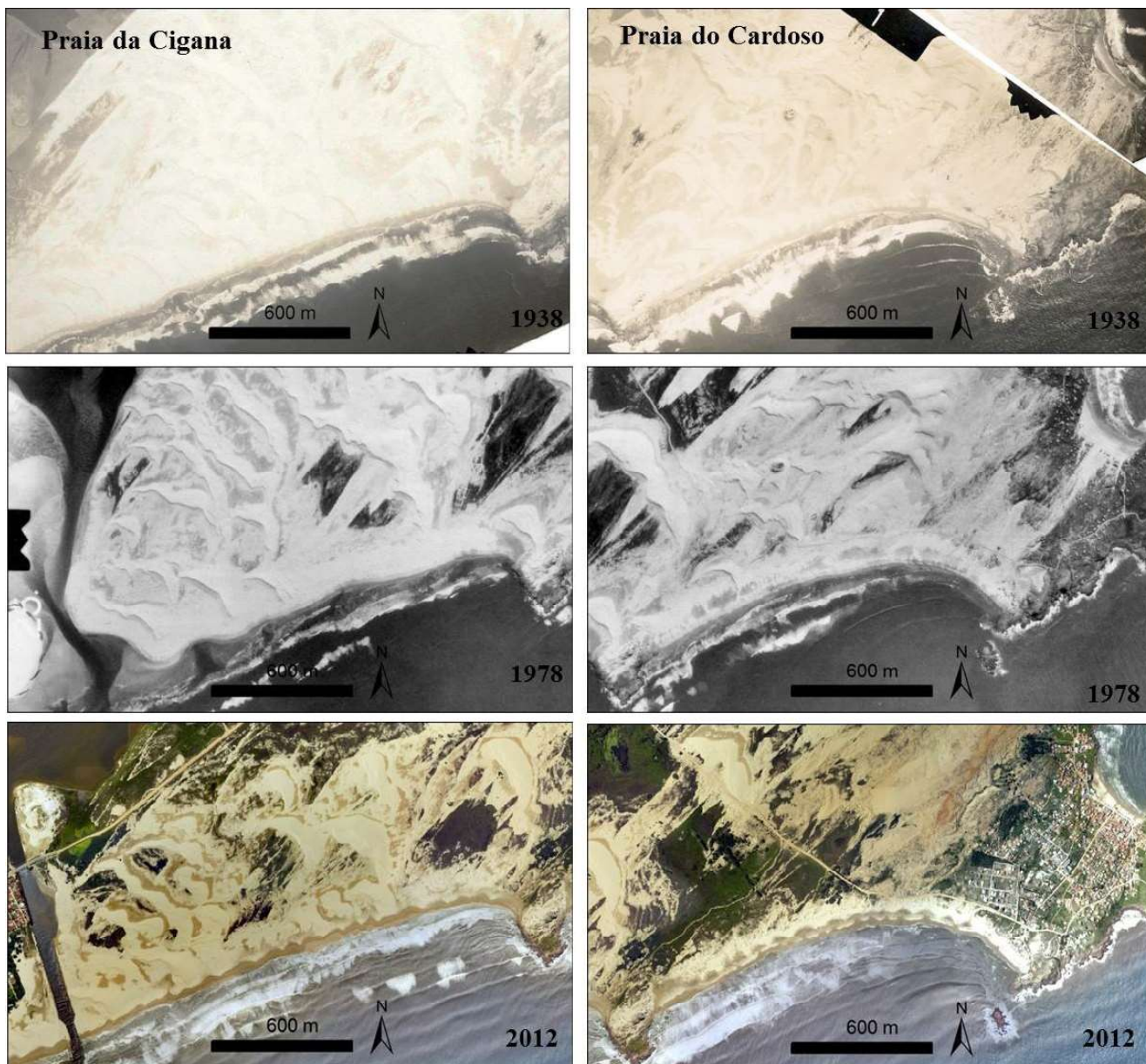


Figura 2 - Fotos aéreas de 1938, 1978 e 2012 (ortofoto) da Praia da Cigana (esquerda) e da Praia do Cardoso (direita). Fotos cedidas pela Secretaria de Desenvolvimento Sustentável do Estado de Santa Catarina.

### 3. Metodologia:

A metodologia foi desenvolvida em três etapas: i) caracterização do regime de ventos; ii) análise espaço-temporal das fotografias aéreas e; iii) cálculo do transporte longitudinal pela deriva litorânea.

#### 3.1 Caracterização do regime de ventos

Para essa etapa foi utilizada a série de dados horários coletados entre os anos de 2008 e 2013, da Estação do Farol de Santa Marta, Laguna (28°36'S; 48°48'W) cedida pelo Instituto Nacional de Meteorologia (INMET).

Os dados de velocidade e direção do vento e de pluviosidade foram analisados no programa WRPlot 7.0.

O cálculo do Potencial de Deriva Eólica (DP) (Fryberger & Dean, 1979) é um método para caracterizar o potencial de transporte de areia (Q) em determinado local. Expresso na relação entre a direção, a velocidade e a frequência de um determinado vento ao longo de um período, os valores de DP são expressos em unidades vetoriais (uv) e representam a quantidade relativa de areia potencialmente transportada pelo vento em um tempo  $t$  de atuação (Tomazelli, 1990) (Equação 1).

$$Q = V^2 (V - V_t) t \quad \text{Equação 1}$$

onde,

“ $Q$ ” representa a quantidade proporcional de areia transportada pelo vento em determinado período  $t$ ;

“ $V$ ”, a velocidade média do vento a 10 m de altura;

“ $V_t$ ”, a velocidade limite do vento para o transporte de areia, medida a 10 m de altura;

“ $t$ ” representa o percentual de tempo que o vento soprou em determinada direção.

No presente trabalho foi empregada a metodologia sugerida por Martinho (2008) para cálculo da velocidade limite de cisalhamento ( $V_t$ ). A velocidade limite de impacto para manter uma areia de granulometria 0,177 mm em movimento é de 5,7 m/s. Tomazelli (1990) salienta que os valores obtidos no cálculo do potencial de deriva não são proporcionais à deriva eólica real, pois são assumidas diversas simplificações relacionadas às características do meio em que o vento atua, como por exemplo, a variação na topografia, presença de vegetação e umidade dos sedimentos.

Para a representação gráfica dos resultados do potencial de deriva eólica foram utilizadas as rosas de areia expressas em unidades vetoriais (Fryberger & Dean, 1979), nas quais são indicados a DP para cada direção de vento, uma seta com o sentido da deriva resultante (RDD) e o potencial de deriva resultante (RDP). A razão entre o RDP e o DP de uma estação, representa o índice de variabilidade eólico.

### 3.2 Análise espaço-temporal de fotografias aéreas

Nessa etapa foram utilizadas fotografias aéreas não restituídas dos anos de 1938 e 1978 e uma fotografia aérea ortorretificada de 2012, obtidas junto a Secretaria de Desenvolvimento Econômico Sustentável do Governo do Estado de Santa Catarina (SDS-SC). As fotografias aéreas mais antigas, levantadas em escala 1:25.000, foram georreferenciadas a partir de pontos notáveis e fixos (rochas do embasamento e casas) no *software* ArcGIS™ 10.1, a partir da ortofoto de 2012 (1:10.000).

Para análise da evolução espacial do campo de dunas, foi delimitada uma área na porção sul do Cabo de Santa Marta (18,89 km<sup>2</sup>), onde foram identificadas as principais unidades da paisagem e calculadas as áreas correspondentes para cada ano de estudo (1938,

1978 e 2012); i) áreas de dunas móveis, ii) áreas deflaçionares úmidas e vegetadas e iii) áreas urbanizadas.

Para a avaliação das mudanças da posição da linha de costa ao longo do período estudado foi utilizado a extensão do ArcGIS™ denominada DSAS 4.3 (*Digital Shoreline Analysis System*) desenvolvida pelo USGS (*United States Geological Survey*) (Thieler *et al.*, 2009). O DSAS permite calcular as taxas de deslocamento da linha de costa com base em conceitos estatísticos pré-estabelecidos (Dolan *et al.*, 1991). Para a demarcação da linha de costa de cada ano, optou-se pelo limite entre areia seca e areia molhada (Boak & Tuner, 2005; Del Rio & Gracia, 2013), pois em muitos trechos não há o contato com a vegetação. A partir de uma linha de base foram gerados 145 transectos perpendiculares à costa, espaçados em 25 m ao longo dos 4 km da área de estudo. Nas análises da posição da linha de costa em 1978, o número de transectos foi reduzido a 128, pois a desembocadura do canal do Camacho ainda não era fixa e desaguava mais para o meio da praia da Cigana.

Dois algoritmos foram utilizados; i) O NSM (*Net Shoreline Movement*) que calcula em cada transecto a variação total (em metros) do deslocamento entre a posição de duas linhas de costa de anos diferentes (DOLAN *et al.*, 1991; GENZ *et al.* 2007; THIELER *et al.*, 2009); ii) e o EPR (*End Point Rate*) que calcula a taxa de variação entre duas linhas de costa (em m/ano).

Para o cálculo da taxa de variação da linha de costa, os erros referentes ao processo de registro de imagens ( $G$ ), à resolução das imagens ( $R$ ) e às características físicas da área ( $D$ ) foram assumidos para cada ano, e calculados a partir da metodologia sugerida por Del Rio & Gracia (2013) (Equações 2 e 3):

$$E_{p1} = (G_1^2 + R_1^2 + D_1^2)^{1/2} \quad \text{Equação 2}$$

$$E_{p2} = (G_2^2 + R_2^2 + D_2^2)^{1/2} \quad \text{Equação 3}$$

onde,

“ $G$ ”, representa o erro médio quadrático (RMSE), gerado no processo de georreferenciamento;

“ $R$ ”, é a resolução do *pixel* da imagem, em metros;

“ $D$ ”, representa a variabilidade de curto prazo da posição da linha de costa em função da maré astronômica, em que;

$$D = M / \tan \beta \quad \text{Equação 4} \quad (T) \text{ (Equação 5):}$$

onde,

“M”, é a metade da diferença máxima entre o nível de maré alta em situações de marés de sizígia e quadratura; e

“Tan β”, é a declividade média do perfil praiial

Segundo Del Rio & Gracia (2013), quando se comparam duas posições de linha de costa extraídas de diferentes imagens (p1 e p2), o erro é acumulado; portanto, após o cálculo do erro referente a cada foto aérea, chega-se à incerteza relativa à taxa anual da variação da linha de costa ao longo do período analisado

$$E_{1-2} = (E_{p1}^2 + E_{p2}^2)^{1/2} / T \quad \text{Equação 5}$$

Nas tabelas 1 e 2 são apresentadas as características de cada foto aérea e os erros relativos a cada par de fotos utilizado para cálculo da taxa de variação da linha de costa. Entretanto, cabe ressaltar que, apesar do cálculo da incerteza do método, os resultados devem ser interpretados como uma tendência de deslocamento da linha de costa e não em termos de valores absolutos (MUEHE & KLUMB-OLIVEIRA, 2014).

**Tabela 1: Características das fotos aéreas utilizadas no cálculo do erro da variação da linha de costa (Del Rio & Gracia, 2012): G = erro do processo de georreferenciamento (RMSE); R= erro da resolução da imagem; D = erro referente às características físicas da área de estudo.**

Ano	G (m)	R (m)	D (m)
1938	2,1	2,4	2
1978	1,9	1,1	2
2012	0	0,39	2

**Tabela 2: Erro total (em metros) assumido no cálculo do deslocamento da posição da linha de costa em cada par de anos; e o erro na taxa anual de deslocamento da linha de costa.**

Comparação da linha de costa nos anos de:	Erro total (m):	Erro na taxa anual (m/ano)
1938 – 1978	±4,8	±0,1
1978 – 2012	±3,6	±0,1
1938 - 2012	±4,3	±0,05

### 3.3 Cálculo do transporte longitudinal pela deriva litorânea

No estudo da dinâmica costeira da antepraia, utilizou-se o Sistema de Modelagem Costeira (SMC-Brasil) para caracterizar o clima de ondas na região e simular a propagação de ondas e o transporte sedimentar na costa. O SMC-Brasil consiste na integração de modelos numéricos associados a um banco de dados oceanográfico e cartas batimétricas (GONZALEZ *et al.*, 2007). Os dados de reanálise global de ondas (*Global Ocean Wave*) foram calibrados e validados através de bóias oceânicas e satélites altimétricos (REGUERO *et al.*, 2012) para o período de 1948 a 2008. Como parte do processo, esses dados foram transferidos para escala de detalhe (*Downscaled Ocean Wave*) (CAMUS *et al.*, 2013) e os 150 casos mais representativos foram selecionados (através de técnica estatística *MaxDiss*) e

simulados para a costa.

As simulações foram realizadas através do módulo *Oluca-sp*, um modelo espectral não dispersivo que resolve a fase e considera os efeitos de empinamento de onda, refração, difração, interação onda-corrente e dissipação por quebra e fricção com o fundo (GONZALEZ *et al.*, 2007). Para a estimativa do transporte longitudinal de sedimentos, o SMC-Brasil utiliza como dados de entrada os resultados gerados nos módulos de ondas (*Oluca-sp*) e de corrente (*Copla*), além das características do sedimento. Foram traçados três perfis perpendiculares à linha de costa (dois nas praias ao sul do cabo - praias da Cigana e do Cardoso- e um ao norte do cabo - Praia Grande do Norte) para o cálculo do transporte longitudinal de sedimentos através da fórmula do CERC (1984) (Equação 6):

$$Q_p = (K\rho_w g^{1/2} / 16(\rho_s - \rho_w)(1-p)\sqrt{H_b/h_b}) H_b^{5/2} \text{sen}(2\theta_b)$$

Equação 6

onde,

- “ $Q_p$ ” é o fluxo de transporte longitudinal em  $m^3/s$ ;
- “ $K$ ”, coeficiente empírico;
- “ $\rho_w$ ”, densidade da água;
- “ $\rho_s$ ”, densidade do sedimento;
- “ $g$ ”, aceleração da gravidade;
- “ $p$ ”, porosidade do sedimento;
- “ $H_b$ ”, altura da onda na quebra;
- “ $h_b$ ”, profundidade de quebra;
- “ $\theta_b$ ”, ângulo das frentes de ondas em relação à linha de costa.

#### 4. Resultados e Discussão:

A apresentação dos resultados está estruturada em quatro etapas: i) caracterização do ambiente eólico; ii) avaliação da dinâmica costeira na antepraia; iii) análise

temporal da tendência de deslocamento da linha de costa na área de estudo; e, iv) integração e contextualização dos resultados.

#### 4.1 Caracterização do ambiente eólico

##### 4.1.1 Regime de ventos na região

A análise da frequência direcional dos ventos (Figura 3) na Estação Meteorológica do Farol de Santa Marta para o período de 2008 a 2013 apresentou uma bi-direcionalidade. Os ventos provenientes do quadrante NE (NNE-NE-ENE) são os mais frequentes (38%) e com maiores velocidades médias (9 m/s). Os ventos do quadrante SW (SSW-SW-WSW) também são significativos (26%) e com velocidades médias em torno de 7 m/s, porém estão associados à ocorrência de chuva. A deriva eólica resultante no Cabo de Santa Marta é rumo SW (RDD=218° e RDP=157,3 uv), se enquadra na classificação de Fryberger & Dean (1979) como de alta energia eólica (DP=338 uv), e de variabilidade direcional intermediária (RDP DP=0,4).

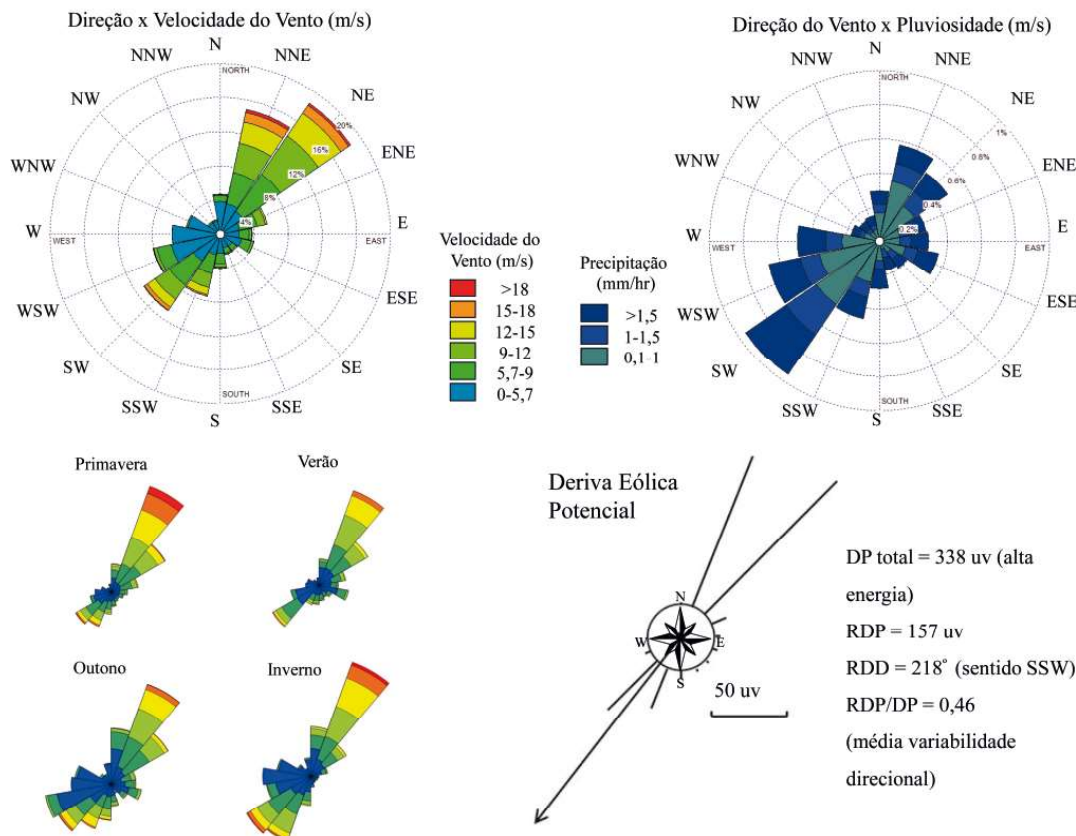


Figura 3 - Clima de ventos na Estação Meteorológica do Farol de Santa Marta, entre 2008 a 2013. À esquerda, acima, rosa dos ventos com a frequência direcional e a intensidade dos ventos (m/s); à esquerda, abaixo, distribuição sazonal da frequência direcional e intensidade dos ventos (m/s); à direita, acima, rosa dos ventos associada à ocorrência de chuvas (mm/hr); à direita, abaixo, a representação gráfica da deriva eólica potencial no local e os valores de: deriva potencial total (DP), deriva potencial resultante (RDP), direção da deriva resultante (RDD) e o índice de variabilidade direcional (RDP/DP).



#### 4.1.2 Mudanças históricas no campo de dunas

A análise espacial da evolução do campo de dunas transgressivo da região do Farol de Santa Marta (Figura 4) entre os anos de 1938 e 2012 mostrou significativo aumento de áreas vegetadas, de planícies de deflação e de áreas urbanizadas em detrimento da área de dunas móveis.

As dunas transgressivas móveis, que em 1938

ocupavam uma área de 8,2 km<sup>2</sup>, foram reduzidas em 1978 a 6,7 km<sup>2</sup> e em 2012 a 4,1 km<sup>2</sup>; ou seja, a metade da área inicial inferida para o ano de 1938. Essa diminuição está vinculada ao aumento das áreas vegetadas e de planícies de deflação, que representavam apenas 0,4 km<sup>2</sup> em 1938, somavam 1,6 km<sup>2</sup> em 1978 e 3,8 km<sup>2</sup> em 2012. Também ocorreu uma significativa expansão da mancha urbana, que expandiu de 0,01 km<sup>2</sup> em 1938 para 0,2 km<sup>2</sup> em 1978 e, finalmente, para 0,9 km<sup>2</sup> em 2012.

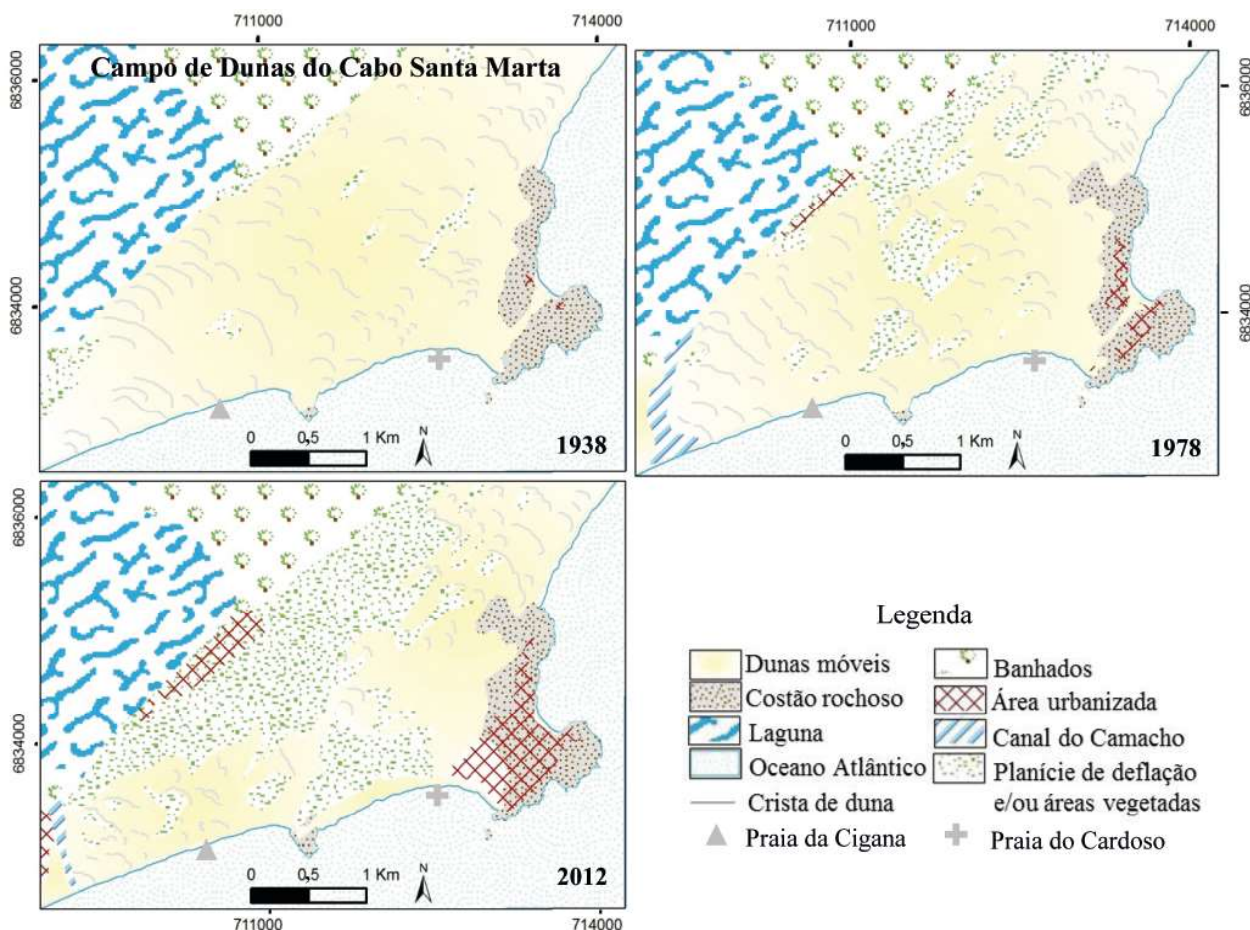


Figura 4 - Evolução espaço-temporal do campo de dunas ao sul do Cabo de Santa Marta, entre os anos de 1938, 1978 e 2012.

## 4.2 Caracterização da dinâmica costeira na antepraia

### 4.2.1 Clima de ondas

De acordo com a série de dados de reanálise entre os anos de 1948 e 2008, o espectro de ondas que chega à costa sul do Cabo de Santa Marta varia entre as direções S e E (Figura 5). Há uma tendência de aumento da altura e do período das ondas incidentes, quanto maior for a influência de ondulações provenientes do quadrante S (cenários mais comuns

nos meses de outono e inverno); em contrapartida, há uma diminuição da altura e do período quanto maior for a influência do quadrante E (cenários mais frequentes na primavera e sobretudo no verão). As ondas provenientes de E possuem altura média ( $H_s$ ) de 1,5 m e período médio ( $T_s$ ) de 8,3 s; ao passo que as ondas provenientes de SE apresentam alturas médias de 1,8 m e período médio de 8,7 s; por sua vez, as ondas oriundas de S possuem altura média de 2,3 m e período médio 9,9 s.

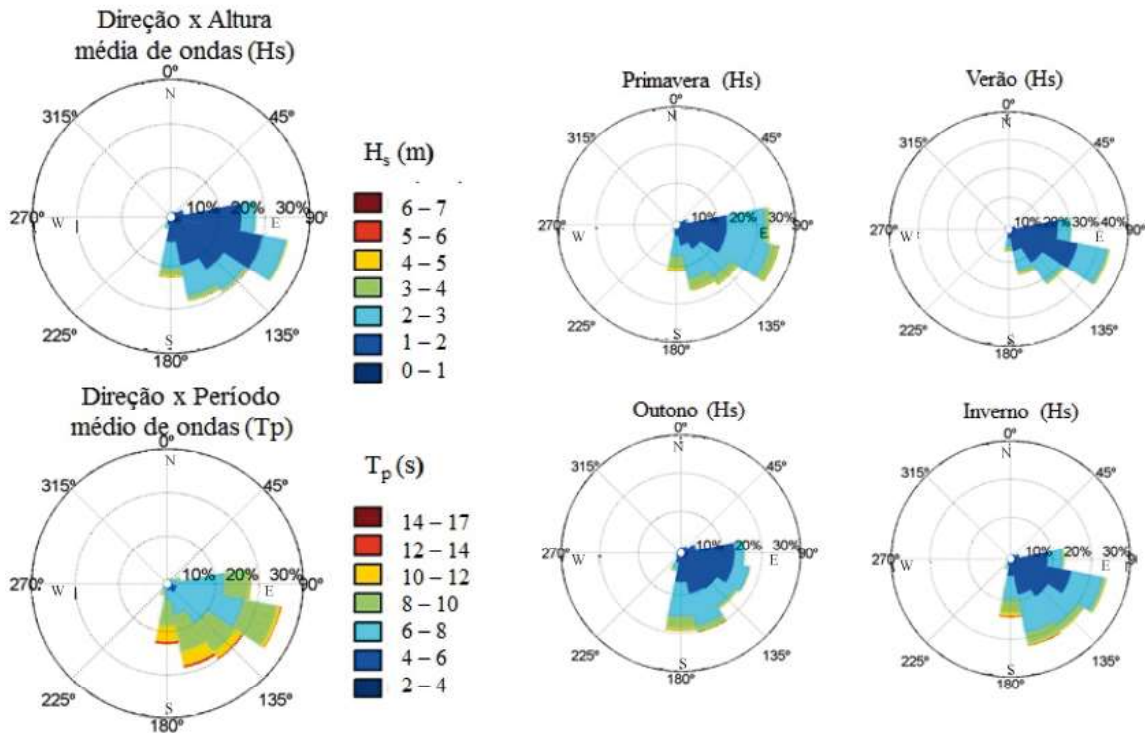


Figura 5 - Clima de ondas na região do Cabo de Santa Marta, calculados para a profundidade entre 60 e 70 m.

#### 4.2.2 Transporte sedimentar pela deriva litorânea

O Cabo de Santa Marta marca o limite divergente entre células costeiras com sentidos opostos de transporte sedimentar pela deriva resultante (Figura 6). Os resultados demonstraram que nas células costeiras correspondentes às praias da Cigana e do Cardoso, o transporte resultante é rumo SW, com médias anuais de 200 e 230 mil m<sup>3</sup>/ano, respectivamente. Já na célula

costeira ao norte do cabo (Praia Grande do Norte) o transporte resultante é rumo NE, com média anual de 520 mil m<sup>3</sup>/ano.

Na análise sazonal, o transporte sedimentar longitudinal acompanha o padrão de incidência das ondas em cada estação do ano. Nos meses de outono e inverno nota-se uma maior influência de transporte no sentido SW-NE, comparada aos meses de verão e primavera.

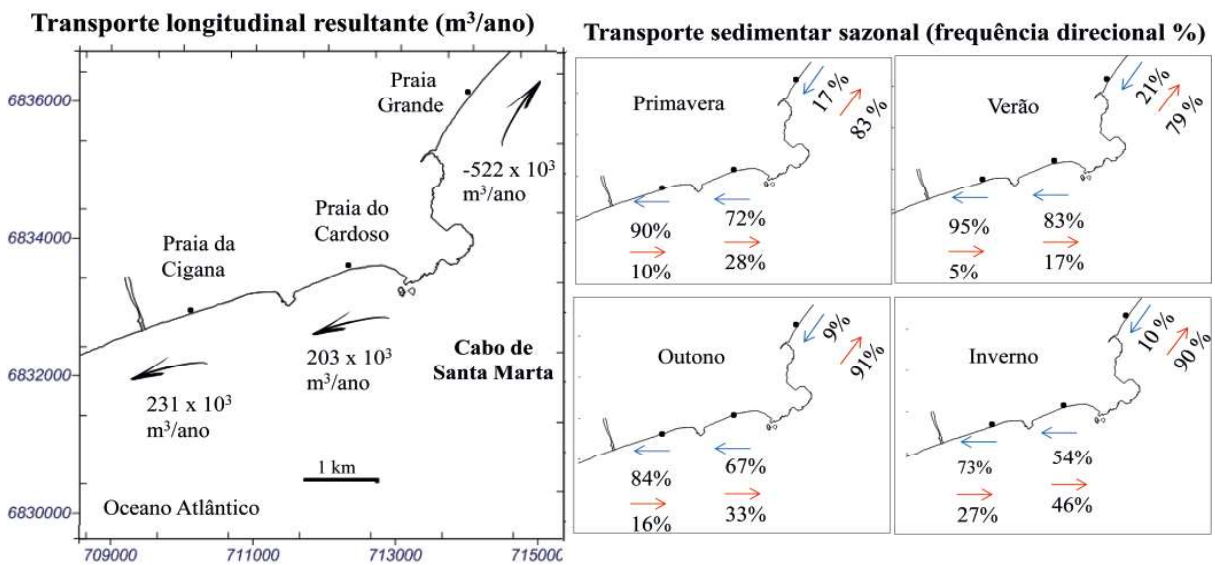


Figura 6 - À esquerda, transporte sedimentar médio anual pela deriva litorânea nas três praias adjacentes ao cabo (valor positivo indica a deriva resultante rumo SW e negativo rumo NE); à direita, frequência direcional de transporte (%) em cada estação do ano (fora de escala).

### 4.3 Avaliação do deslocamento da linha de costa

Na avaliação do deslocamento da posição da linha de costa (Figura 7), as praias estudadas se mostraram predominantemente estáveis entre os anos de 1938 e 1978, com setores que apresentaram progradação entre 10 a 50 m no período, e o setor NE da praia da Cigana que apresentou comportamento retrogradante. Entre os anos de 1978 e 2012 houve um deslocamento da linha de costa no sentido do continente em toda a área de estudo. Verificou-se que o recuo na praia da Cigana foi superior a 50 m, e alcançou em alguns trechos valores

superiores a 100 m.

Na comparação da posição da linha de costa entre os anos de 1938 e 2012, observa-se uma tendência geral de deslocamento no sentido do continente, condição influenciada pela acentuada retrogradação ocorrida nas últimas décadas. Na praia da Cigana o recuo foi superior a 50 m em quase toda a sua extensão, ao passo que na praia do Cardoso o recuo oscilou entre 10 e 50 m. A taxa de recuo da linha de costa para todo período estudado (1938-2012) foi superior a 0,5 m/ano na praia da Cigana e na praia do Cardoso até 0,5 m/ano; o erro associado a essa taxa foi de  $\pm 0,05$  m/ano.

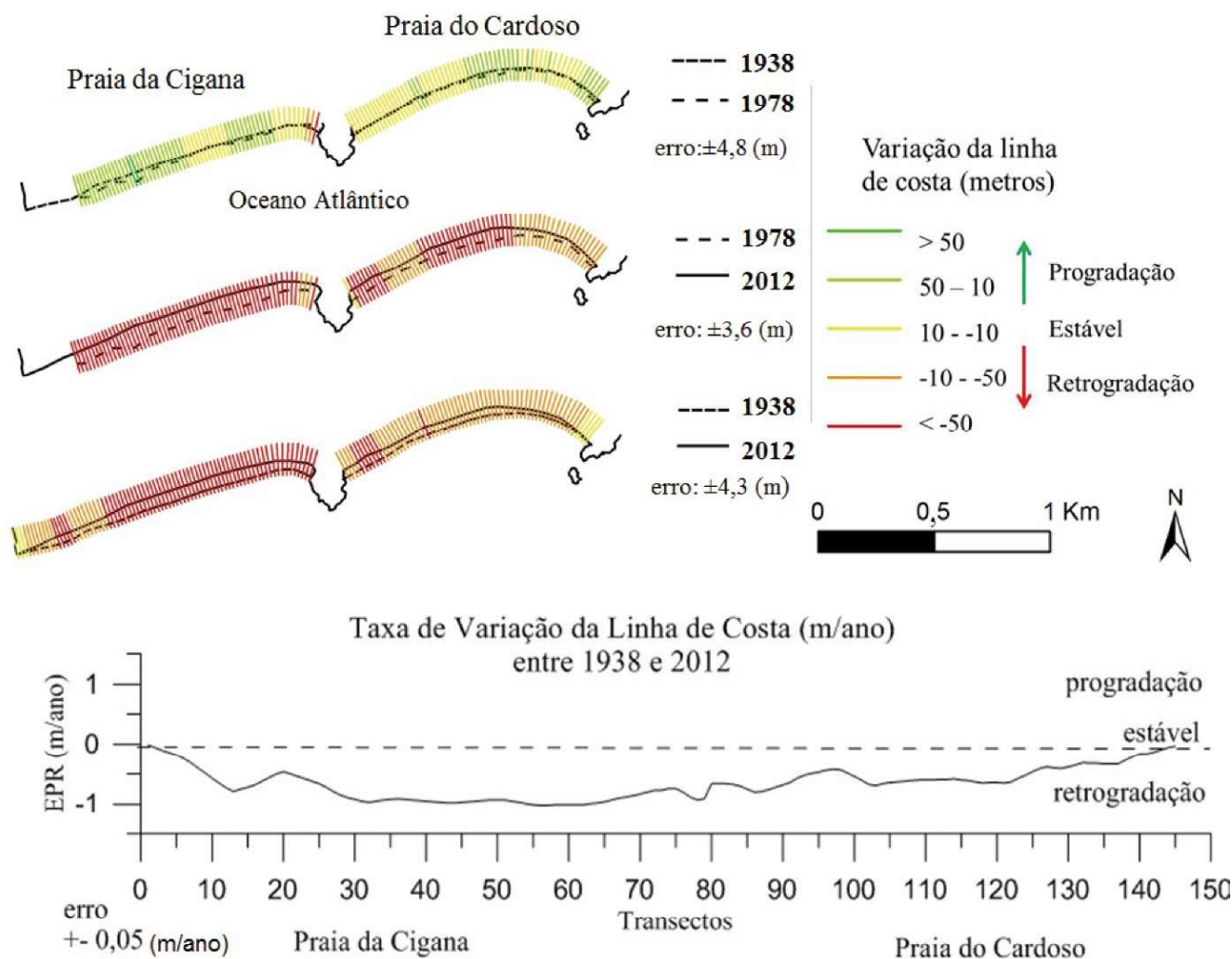


Figura 7 - Acima, comparação da posição da linha de costa nas praias do Cardoso e da Cigana entre os anos de 1938, 1978 e 2012 e os respectivos erros associados. Abaixo, gráfico com a taxa anual de deslocamento da linha de costa entre 1938 e 2012.

### 4.4 Integração e contextualização dos resultados

Os dados apresentados caracterizam o regime de ventos e ondas na região do Cabo de Santa Marta, além de aspectos referentes à evolução espaço-temporal das

dunas móveis e da posição da linha de costa.

Os resultados encontrados para o sentido da deriva eólica resultante, de NE para SW (rumo 218°), corroboram as medidas do azimute de migração de dunas barcanas

apresentadas por Martins *et al.* (2014) e Giannini (1993) em estudos na região; o último autor calculou taxas de avanço das dunas barcanas de 30 m/ano. O cruzamento dos dados de direção do vento e ocorrência de eventos pluviométricos mostram que os registros de chuva estão associados aos ventos do quadrante SW, também verificado por Giannini (1993) para o período entre 1975 e 1984. Esses ventos geralmente estão associados à passagem de frentes frias e ciclones extratropicais na região, com maior frequência nos meses de outono e inverno.

Além da ocorrência de chuvas, esses eventos ocasionam um empilhamento de água na costa (maré meteorológica) que podem elevar em mais de 1,0 m o nível do mar local (Giannini, 1993). Tais fatores não favorecem o transporte eólico na interface praia-duna, devido ao aumento do teor de umidade da camada superficial de sedimentos (o que causa a necessidade de uma maior velocidade de cisalhamento para movimentar o grão) e a diminuição da área de ação do vento (*fetch*) no pós-praia (Davidson-Arnott *et al.*, 2005).

As dunas barcanas e transversais que são formadas nas praias ao norte do Cabo de Santa Marta, seguem rumo SW até alcançarem as praias do Cardoso e da Cigana (Figuras 8a). Entretanto os dados indicam que nas últimas sete décadas houve um aumento nas áreas urbanizadas, áreas úmidas e vegetadas, inseridas dentro do campo de dunas estudado. Estudos recentes associaram a estabilização das dunas móveis no litoral sul do Brasil às interferências antrópicas supracitadas (urbanização, plantio de casuarinas e modificações na drenagem, por exemplo) e também às recentes mudanças climáticas locais e regionais relatadas por Miot da Silva *et al.* (2013), Miot da Silva & Hesp (2013) e Martinho *et al.* (2010), como o aumento da pluviosidade e a diminuição do potencial de transporte eólico.

Como consequência da estabilização das dunas móveis sugere-se que houve uma redução no aporte de sedimentos eólicos às praias a sotavento do vento predominante de NE. Atualmente o único corredor de alimentação eólica do setor sul do cabo está ameaçado pelo plantio e disseminação de casuarinas, além do recente calçamento da estrada que cruza o campo de dunas (Figura 8b). No campo de dunas da Praia do Cardoso, onde antes existiam dunas transgressivas ativas (sobretudo barcanas e transversais), hoje predominam dunas frontais segmentadas por *blowouts* e acessos para carros (Figura 8c), planícies de deflação e lençóis de areia vegetados. Outra interferência antrópica na dinâmica sedimentar

do local é a extração e o manejo inadequado do material dragado do canal do Camacho. Parte dos sedimentos eólicos que adentram ao canal através da migração das dunas e deveriam retornar à praia pelo fluxo vazante, são dragados (Figura 8f) e retirados do sistema (Figura 8g).

Ao sul da praia da Cigana (Figura 8d) as dunas móveis alcançam obliquamente o pós-praia (Figura 8e), e em situações de ressacas e marés meteorológicas as depressões interdunares atuam como corredores (Giannini, 1993; Hesp *et al.*, 2009) para o avanço do mar planície adentro. A transposição da barreira arenosa pela ação do mar e a formação dos lagos digitiformes (Figura 8h) e leques de sobrelavagem (Giannini, 1993) configura-se como um processo indicador de costas transgressivas.

Os resultados indicam que a linha de costa apresentou uma tendência geral de deslocamento para o continente ao longo das últimas décadas (sobretudo a partir de 1978), o que caracteriza uma situação de desequilíbrio sedimentar negativo do sistema. Klein *et al.* (2016) relacionaram os processos erosivos ocorrentes no litoral de Santa Catarina ao balanço sedimentar negativo do local e à incidência de eventos oceanográficos extremos. Segundo Muehe (2010), a elevação do nível médio dos mares e a mudança no padrão de intensidade e de frequência das ciclogêneses sub-tropicais podem estar acentuando o déficit sedimentar e a erosão costeira em determinados trechos do litoral brasileiro. Somados a esses fatores, a pressão antrópica sobre os sistemas costeiros representa um agravante a esses cenários.

Por fim, os valores calculados para o transporte sedimentar pela deriva litorânea (200 – 500 mil m<sup>3</sup>/ano) são condizentes com os dados compilados de diversos estudos na região (Klein *et al.*, 2016). E ainda, o sentido resultante do transporte pela deriva litorânea reforça as observações feitas por Siegle & Asp (2007) em escala regional; no litoral do Rio Grande do Sul e extremo sul de Santa Catarina (até o litoral de Jaguaruna, aproximadamente) predomina o sentido da deriva SW-NE, e no trecho imediatamente ao sul do Cabo de Santa Marta (praias da Cigana e Cardoso) ocorre uma inversão local no sentido (NE-SW) e; ao norte do cabo, a deriva volta a ter a resultante rumo NE. O limite divergente entre células costeiras nesse setor da costa não propicia o aporte de sedimentos para área de estudo, pois além de ser um local sob influência de correntes de deriva com sentidos opostos, a presença do cabo se configura como uma barreira física ao transporte de sedimentos provenientes de células costeiras ao norte da área.



Figura 8 - A) Visada para SW das Praias do Cardoso e da Cigana; B) Estrada que corta o campo de dunas no Farol de Santa Marta. Nota-se a presença de casuarinas; C) Praia do Cardoso com dunas frontais segmentadas por blowouts e acessos para carros; D) Praia da Cigana com lençóis de areia vegetados em primeiro plano, e dunas móveis bem desenvolvidas ao fundo; E) Duna barcana migrando obliquamente no sentido do oceano, ao sul da praia da Cigana; F) Dragagem do Canal do Camacho, limite sul da praia da Cigana; G) Extração de areia nas proximidades do canal do Camacho; H) Lagos digitiformes (Giannini, 1993) antigos formados pelo processo de transposição da barreira pelo mar (círculo maior). Nota-se o processo atual de transposição em dia de ressaca (círculo menor, imagem do dia 11/06/2016, modificada do Google Earth) que reativa os lagos na retrobarreira. Fotos: Labgerco/UFRGS

## 5. Conclusões:

Com o processo de estabilização do campo de dunas transgressivo intensificado nas últimas décadas, acredita-se que houve um declínio no aporte sedimentar eólico às praias do setor sul do Cabo de Santa Marta. Com isso, o suprimento de sedimentos para as praias da Cigana e do Cardoso ficou restrito principalmente ao transporte longitudinal pelas correntes geradas por ondas.

No entanto, constatou-se que há uma inversão local no sentido do transporte sedimentar subaquoso nas proximidades do Cabo de Santa Marta, com resultados rumo NE e SW, que não favorece o aporte às praias estudadas. Somado a esse fator, o suprimento de sedimentos marinhos é limitado ao transporte longitudinal que vem de sul, já que o cabo interrompe grande

parte do transporte oriundo de norte. Nesse sentido, os dados apresentados indicam que as praias da Cigana e do Cardoso se encontram atualmente em déficit sedimentar, haja vista a tendência de recuo da linha de costa verificada nas últimas décadas e a ocorrência de processos e feições geomorfológicas características de costas transgressivas.

## 6. Agradecimentos

Os autores agradecem ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico e a Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior pela concessão de bolsas de Pós-Graduação (CNPq – 140741 /2012-7 e CAPES – BEX 8003/14-9) e à FAURGS (Projeto 03869 - GEO/MANEJO DE

DUNAS/JAGUARUNA-SC). Ao Prof. Dr. Nelson Gruber, coordenador do Laboratório de Gerenciamento Costeiro - Labgerco/UFRGS e aos revisores e editores da Revista Brasileira de Geomorfologia.

## 7. Referências Bibliográficas

AAGAARD, T.; DAVIDSON-ARNOTT, R.; GREENWOOD, B.; NIELSEN, J. Sediment supply from shoreface to dunes: linking sediment transport measurements and long term morphological evolution. **Geomorphology**. 60: 205-224. 2004. (doi: 10.1016/j.geomorph.2003.08.002).

BOAK, E. H.; TURNER, I. L. Shoreline definition and detection: a review. **Journal of Coastal Research**. 688-703. 2005. (doi: <http://dx.doi.org/10.2112/03-0071.1>).

CAMUS, P.; MENDEZ, F.; MEDINA, R.; TOMAS, A.; IZAGUIRRE, C. High resolution downscaled ocean waves (DOW) reanalysis in coastal areas. **Coastal Engineering**. 72: 56-68. 2013. (doi: <http://dx.doi.org/10.1016/j.coastaleng.2012.09.002>).

CARTER, R.W.G. The rate and pattern of sediment interchange between beach and dune. In Tanner, W.F (ed) **Coastal sedimentology**. Florida St Univ. Tallahassee. pp 3-34. 1977.

CERC. **Shore Protection Manual. US Army Engineer Waterways Experiment Station**. US Government Printing Office, Washington, DC. 1984.

DAVIDSON-ARNOTT, R.G.D.; MCQUARRIE K.; AAGAARD, T. The effects of wind gusts on aeolian sediment transport on a beach. **Geomorphology**. 68. 115-129. 2005. (doi: 10.1016/j.geomorph.2004.04.008).

DEL RIO, L.; F.J. GRACIA. Error determination in the photogrammetric assessment of shoreline changes. **Natural hazards** 65 (3): 2385-2397. 2013. (doi:10.1007/s11069-012-0407).

DOLAN, R.; FENSTER, M.S.; HOLME, S.J. Temporal Analysis of Shoreline Recession and Accretion. **Journal of Coastal Research** Vol. 7, No. 3. 723-744. 1991.

FORNARI, M. **Evolução sedimentar holocênica da retrobarreira na região de Jaguaruna-Laguna, Santa Catarina**. Tese de Doutorado. Universidade de São Paulo, São Paulo, 290 pp. 2010.

FORNARI, M.; GIANNINI, P.C.F.; NASCIMENTO JR., D.R. Facies associations and controls on the evolution from a coastal bay to a lagoon system, Santa Catarina Coast, Brazil. **Marine Geology** 323-325. 56-68. 2012. (doi: <http://dx.doi.org/10.1016/j.margeo.2012.07.010>).

FRYBERGER, S.G.; DEAN, G. Dune forms and wind regime. In. **A Study of Global Sand Seas**. MCKEE E.D. (ed.), Geological Survey Professional Paper 1052. US Government Printing Office: Washington, DC; 137-170. 1979.

GAMBOA, L.A.P. & RABINOWITZ, P.D. The Rio Grande Fracture Zone in the western South Atlantic and its tectonic implications. **Earth and Planetary Science Letters**, Amsterdam, 52: 410-418. 1981.

GENZ A.S.; FLETCHER C.H.; DUNN R.A.; FRAZER L.N.; ROONEY J.J. The predictive accuracy of shoreline change rate methods and alongshore beach variation on Maui, Hawaii. **Journal of Coastal Research**, 23(1): pp. 87-105. 2007. (doi: <http://dx.doi.org/10.2112/05-0521.1>).

GIANNINI, P.C.F.; **Sistemas Depositionais no Quaternário Costeiro entre Jaguaruna e Imbituba, SC**. Tese de Doutorado. Universidade de São Paulo. 439 pp. 1993.

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 coast (southern Brazil). **Marine Geology**. 237: 143-168. 2007. (doi: <http://dx.doi.org/10.1016/j.margeo.2006.10.027>).

GONZÁLEZ, M.; MEDINA, R.; GONZALEZ-ONDINA, J.; OSORIO, A.; MÉNDEZ, F.J.; GARCÍA, E. An integrated coastal modeling system for analyzing beach processes and beach restoration projects, SMC. **Computers & Geosciences**. 33 (7): 916-931. 2007. (doi: 10.1016/j.cageo.2006.12.005).

HESP, P. A.; GIANNINI, P. C. F.; MARTINHO, C.T.; MIOT DA SILVA, G.; ASP, N.E. The Holocene Barrier Systems of the Santa Catarina Coast, Southern Brazil. In: DILLENBURG S.; HESP, P.A. (Eds). **Geology and Geomorphology of Holocene Coastal Barriers of Brazil**. Springer-Verlag Lecture Notes in Earth Sciences 107p. Springer. 2009.

HORN FILHO, N.; FELIX, A.; VIEIRA, C.V.; BAPTISTA, E.M.C. Geologia da planície costeira das Folhas Jaguaruna e Lagoa de Garopaba do Sul, SC, Brasil. **Revista Discente Expressões Geográficas**. (6). 90 - 110. 2010.

LIST, J.H. Sedimentary budget. In: SCHWARTZ, M. L. (e.d.) **Encyclopedia of Coastal Science**. Springer. 846-850. ISBN 978-1-4020-1903-6. 2005.

MARTINHO, C.T. **Morfodinâmica e sedimentologia de campos de dunas transgressivos da região de Jaguaruna-Imbituba, Santa Catarina**. Dissertação de Mestrado. Universidade de São Paulo, São Paulo, 108 pp. 2004.

MARTINHO, C.T., **Morfodinâmica e evolução de campos de**

- dunas transgressivos quaternários do litoral do Rio Grande do Sul.** Tese de Doutorado. Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre. 241 pp. 2008.
- MARTINHO, C.T.; GIANNINI, P. C. F.; SAWAKUCHI, A. O.; HESP, P. A. Morphological and depositional facies of transgressive dunefields of the Imbituba-Jaguaruna region, Santa Catarina State, Southern Brazil. **Journal of Coastal Research**, SI 39: 673 - 677. ISSN 0749-0208. 2006.
- MARTINHO, C.T.; HESP, P.A.; DILLENBURG, S.R. Morphological and temporal variations of transgressive dunefields of the northern and mid-littoral Rio Grande do Sul coast, southern Brazil. **Geomorphology** 117: 14–32. 2010. (doi: 10.1016/j.geomorph.2009.11.002).
- MARTINS, L.R.S.; MARTINS, I.R. Propriedades texturais dos sedimentos litorâneos de Santa Catarina. Trecho Laguna – Araranguá. **Pesquisas em Geociências**. 3: 17-34. 1974.
- MARTINS, E.M.; OLIVEIRA, J.F.; BITECOURT, V.J.B.; SCARELLI, F.M.; BIANCINI DA SILVA, A.; GRUBER, N.L.S.; ROSA, M.L.C.C.; BARBOZA, E.G. Comportamento evolutivo da barreira costeira junto ao Balneário Camacho, Jaguaruna/SC. **Gravel**, 12: 109-118. 2014.
- MIOT DA SILVA, G.; HESP, P.; KEIM, B.; MARTINHO, C.T.; FERLIGOJ, Y. Changes in dunefield geomorphology and vegetation cover as a response to local and regional climate variations. **Journal of Coastal Research**, SI 65: 1307-1312. ISSN 0749-0208. 2013.
- MIOT DA SILVA, G.; HESP, P. Increasing rainfall, decreasing winds, and historical changes in Santa Catarina dunefields, southern Brazil. **Earth surface process and landforms**. 38: 1036-1045. 2013. (doi: 10.1002/esp.3390).
- MUEHE, D.; KLUMB-OLIVEIRA, L. Deslocamento da linha de costa versus mobilidade praias. **Quaternary and Environmental Geosciences**. 5(2):121-124. 2014. (doi http://dx.doi.org/10.5380/abequa.v5i2.35884).
- MUEHE, D. Brazilian coastal vulnerability to climate change. **Pan-American Journal of Aquatic Sciences**. 5(2): 173-183. 2010.
- NASCIMENTO JR., D. R. **Evolução sedimentar holocênica do delta do Rio Tubarão, SC.** Tese de Doutorado. Universidade de São Paulo, São Paulo, 290 pp. 2010.
- NORDSTROM, K.F.; BAUER, B.O.; DAVIDSON-ARNOTT, R.G.D.; GARES, P.A.; CARTER, R.W.G.; JACKSON, D.W.T.; SHERMAN, D.J. Offshore aeolian transport across a bench: Carrick Finn Strand, Ireland **Journal of Coastal Research**, 664-672. ISSN 0749-0208. 1996.
- OLIVEIRA, J.F.; BARBOZA, E.G.; BENAVENTE, J. Nearshore Dynamics and Holocene Evolution of the Coastal Barrier South of the Santa Marta Cape, Southern Brazil. **Journal of Coastal Research**. SI 75: pp. 437-441. ISSN 0749-0208. 2016.
- ORSELLI, L. Climatologia. Gaplan- SC. **Atlas de Santa Catarina**. Aerofoto Cruzeiro, Rio de Janeiro, 38–39. 1986.
- PSUTY, N.P. Sediment budget and dune/beach interaction. **Journal of Coastal Research**. SI, 3, pp. 1–4. 1988.
- REGUERO B.G., MENÉNDEZ M., MÉNDEZ F.Z., MÍNGUEZ R., LOSADA I.J. A Global Ocean Wave (GOW) calibrated reanalysis from 1948 onwards. **Coastal Engineering**. 65: 38-55. 2012. (doi: 10.1016/j.coastaleng.2012.03.003).
- ROSA, M.L.C.C. **Análise gravimétrica e magnetométrica da região sul da Província costeira do Rio Grande do Sul, setor sudoeste da Baía de Pelotas.** Tese de Doutorado. Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre. 79 p. 2009.
- SANJAUME, E.; GRACIA, F.J. (eds). **Las Dunas en España.** Sociedad Española de Geomorfología, 386 p. 2011.
- SAWAKUCHI, A.O.; GIANNINI, P.C.F.; MARTINHO, C.T.; TANAKA, A.P.B. Grain size and heavy minerals of the Late Quaternary eolian sediments from the Imbituba– Jaguaruna coast, Southern Brazil: depositional controls linked to relative sea-level changes. **Sedimentary Geology**. 222: 226–240. 2009.
- SEELIGER, U.; CORDAZZO, C.V.; OLIVEIRA, C.P.L.; SEELIGER, M. Long-term changes of coastal foredunes in the southwest Atlantic. **Journal of Coastal Research** 16: 1068–1072. 2000.
- SHERMAN, D. Problems on scale in the modeling and interpretation of coastal dunes. **Marine Geology**. 124. 339-349. 1995.
- SIEGLE, E.; ASP, N.E. Wave Refraction and Longshore Transport Patterns along the Southern Santa Catarina Coast. **Brazilian Journal of Oceanography**. 55: 109-120. 2007.
- THIELER, E.R.; HIMMELSTOSS, E.A.; ZICHICHI, J.L.; ERGUL, A. Digital Shoreline Analysis System (DSAS) version 4.0— An ArcGIS extension for calculating shoreline change: **U.S. Geological Survey Open-File Report** 2008-1278. 2009.
- TOMAZELLI, L.J. **Contribuição ao Estudo dos Sistemas Depositionais do Nordeste da Província Costeira do Rio Grande do Sul, com Ênfase no Sistema Eólico.** Tese de Doutorado. Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre. 270 pp. 1990.

VIEIRA, C. V.; FELIX, A.; BAPTISTA, E. M. C.; HORN FILHO, N. O. Paleogeografia da planície costeira das folhas Jaguaruna e Lagoa de Garopaba do Sul, litoral sul do estado de Santa Catarina. **Geosul**. 24(47): 91-112. 2009.

VIEIRA DA SILVA, G.; CARVALHO, J.L.B.; KLEIN, A.H.F. Camacho Inlet Southern Brazil – Instability causes and user conflicts. **Ocean and Coastal Management**. 2011. (doi:10.1016/j.ocecoaman.2011.04.003).