

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

**VARIAÇÕES GEOMORFOLÓGICAS INTER-DECAIS DA BARREIRA  
COSTEIRA DO ITAPOCÚ – SC, BRASIL.**

MARIA OLIVIA AMATO MARANHÃO

ORIENTADOR – Prof. Dr. Sérgio Rebello Dillenborg

Porto Alegre – 2015

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

**VARIAÇÕES GEOMORFOLÓGICAS INTER-DECADAIS DA BARREIRA  
COSTEIRA DO ITAPOCÚ – SC, BRASIL.**

MARIA OLIVIA AMATO MARANHÃO

BANCA EXAMINADORA

Felipe Caron – Departamento de Geologia - Unipampa

Maria Luiza Correa da Camara Rosa – Instituto de Geociências - UFRGS

Nils Edvin Asp Neto – Instituto de Estudos Costeiros - UFPA

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

Porto Alegre – 2015

CIP - Catalogação na Publicação

Maranhão, Maria Olivia Amato  
VARIAÇÕES GEOMORFOLÓGICAS INTER-DECAIS DA  
BARREIRA COSTEIRA DO ITAPOCÚ - SC, BRASIL / Maria  
Olivia Amato Maranhão. -- 2015.  
103 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, 2015.

1. Variações morfológicas. 2. Depósitos de  
sobrelevagem. 3. Parâmetros granulométricos. I.  
Rebello Dillenburg, Sérgio , orient. II. Título.

## AGRADECIMENTOS

Este trabalho foi concluído com o apoio de diversas pessoas e instituições. Assim, agradeço primeiramente ao professor Dr. Sérgio Dillenburg por aceitar me orientar e contribuir com grandeza nesse projeto, mesmo com as adversidades e orientação à distância.

Agradeço ao Programa de Pós-Graduação em Geociências e à Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Ao Centro de Estudos de Geologia Costeira e Oceânica pelos equipamentos disponibilizados.

Ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico pela bolsa concedida durante o período do programa de pós-graduação.

Aos meus pais e irmã, por todo o apoio e orientação que me deram durante este período.

Aos amigos, obrigada por estarem sempre ao meu lado.

Ao Pok, por participar ativamente e incansavelmente de todas as etapas deste estudo. Obrigada pela paciência e pelo carinho durante esses anos. Esse título também é seu.

## RESUMO

A Barreira Costeira do Itapocú está localizada na porção norte do litoral do estado de Santa Catarina sobre os domínios dos municípios de Araquari e Barra Velha. Em sua porção central a barreira apresenta-se segmentada por influência da desembocadura do rio Itapocú. Registros históricos evidenciam a ocorrência comum, na barreira, de episódios de transposição de sedimentos devido à ocorrência de eventos de sobrelavagem. A barreira e os subambientes associados foram mapeados para os anos de 1938, 1957, 1978, 2005 e 2012. Adicionalmente, foram aplicados três índices de vulnerabilidade para os depósitos de sobrelavagem, conforme metodologia proposta por Garcia *et al.* (2010) – *OSR*, *MOIR* e *CBO*, e foram analisados os parâmetros granulométricos do sistema praia-duna atual e dos depósitos de sobrelavagem em dois perfis transversais à barreira. A análise geomorfológica mostrou que as principais modificações observadas ao longo do tempo na BCI estiveram relacionadas à migração do canal de conexão da laguna com o oceano, anteriormente à sua fixação, bem como a eventos de sobrelavagem da barreira. Os depósitos de sobrelavagem apresentaram elevada frequência de ocorrência ao longo da barreira (*OSR*), onde a maior pôde ser observada no ano de 1957, atingindo 42% de todo o comprimento da barreira, em seu setor sul, e 60% no setor norte. Este padrão apresentou diminuição ao longo do tempo, e em 2012 cerca de 1% do comprimento do setor sul da barreira costeira apresentou sobrelavagem, enquanto o setor norte exibiu 19%. *MOIR*, índice referente às intrusões históricas de sobrelavagem e representando a recorrência de um máximo de intrusão, foi aplicado em intervalos de 10 metros e mostrou que eventos de transposição de sedimentos tendem a ocorrer todos os anos na área estudada, atingindo até 40 metros de intrusão. Para o último ano de análise, 2012, o índice *CBO* apresentou três casos de valor máximo, indicando máxima vulnerabilidade de um rompimento da barreira costeira. No estudo comparativo entre os diferentes compartimentos do sistema praia-duna e dos depósitos de sobrelavagem não foi possível distinguir um claro padrão entre os subambientes com base nos parâmetros granulométricos. Entretanto, este padrão de não distinção pode indicar a usual influência de processos marinhos costeiros de sobrelavagem, atuantes sobre o sistema deposicional eólico.

**Palavras-chave:** Variações morfológicas; Depósitos de sobrelavagem; Parâmetros granulométricos.

## ABSTRACT

The Itapocú coastal barrier is located in the northern coast of Santa Catarina State, on the domain of Barra Velha and Araquari cities. In its central part the barrier is segmented due to the influence of the Itapocú river mouth. Historical records demonstrate that the barrier experiences frequent overwash events. The barrier and associated environments were mapped for 1938, 1957, 1978, 2005 and 2012 dates. Additionally, three vulnerability indexes to the washover deposits were applied, according to Garcia *et al.* (2010) – OSR, MOIR and CBO, and the granulometric properties were analyzed for the modern beach-dune system and washover deposits in two cross sections. The morphological analysis showed that the main changes observed were related to inlet migration, before its fixation in 2011, and also to overwash events. The washover deposits showed high frequency of occurrence along the barrier (OSR), with the greater occurring in 1957, reaching 42% of its entire length in the south, and 60% in the north section. This pattern presented a decrease behavior over time, and in 2012 approximately 1% of the barrier length was overwashed in the south section and 19% in the north. The index MOIR, related to historical sediment intrusions of overwash processes, and representing a maximum intrusion was applied in 10m intervals and showed that washover events tend to occur in all years in the ICB, reaching 40m of intrusion. For the last year analyzed, 2012, the CBO index showed 3 situations of maximum intrusion, indicating 100% of barrier breaching vulnerability. In the comparative granulometric study, it was not possible to characterize the environmental deposits based on the granulometric parameters. However, non-discretize pattern can indicate the influence of coastal marine processes (overwash) acting over the eolian deposits.

**Keywords:** Morphological variations; Washover deposits; Granulometric parameters

## SUMÁRIO

Sobre a estrutura da dissertação: .....	11
CAPÍTULO I - CONSIDERAÇÕES INICIAIS .....	12
1 INTRODUÇÃO .....	13
1.1 OBJETIVOS .....	14
1.1.1 Objetivo Geral.....	14
1.1.2 Objetivos Específicos .....	14
2 ÁREA DE ESTUDO .....	15
2.1 HISTÓRICO DA BARREIRA .....	16
2.2 ASPECTOS FÍSICOS .....	20
2.2.1 Clima .....	20
2.2.2 Ondas.....	21
2.2.3 Maré .....	22
2.2.4 Contribuição Fluvial .....	23
2.2.5 Geologia .....	25
3 MORFOLOGIA DE BARREIRAS COSTEIRAS .....	27
3.1 AGENTES CONTROLADORES .....	29
3.1.1 Tectonismo .....	30
3.1.2 Variações do Nível do Mar .....	32
3.1.3 Suprimento de Sedimento .....	33
3.1.4 Topografia Antecedente .....	35
3.1.5 Ondas.....	37
3.1.6 Marés e Ventos .....	37
3.2 CARACTERÍSTICAS MORFOLÓGICAS .....	40
3.2.1 Depósitos de <i>Washover</i> ou de Sobrelavagem.....	42

3.2.2	Canais de Marés ( <i>Inlets</i> ).....	45
3.3	CARACTERIZAÇÃO GRANULOMÉTRICA .....	47
4	REFERÊNCIAS.....	50
	CAPÍTULO II – CORPO PRINCIAL – ARTIGO SUBMETIDO.....	58
	ANEXO I.....	103



## LISTA DE FIGURAS

Figura 1. Localização da barreira do Itapocú, litoral norte do estado de Santa Catarina. ....	15
Figura 2. Na fotografia à esquerda, provável zona de <i>overwash</i> . Na foto à direita, área de menor profundidade, caracterizando um provável delta de maré vazante. Fonte: Modificado de Projeto CANAIS CTTMar/Univali <i>apud</i> Perk, 2006. ....	17
Figura 3. Migração da desembocadura do rio Itapocú durante o período de 1938 a 2012. ....	18
Figura 4. Média Anual de pluviosidade do Rio Cubatão medida no município de Jaraguá do Sul. Em destaques os anos que apresentaram maiores valores de pluviosidade. Fonte dos dados: Agência Nacional das Águas (ANA). ....	19
Figura 5. Série histórica de precipitação para o município de Joinville e ocorrência de eventos de El-Niño. Fonte: SILVEIRA, 2009. ....	19
Figura 6. Bacia hidrográfica do rio Itapocú. ....	24
Figura 7. Distribuição dos tipos de costa ao redor do mundo. Modificado de: INMAN & Nordstrom (1971). ....	32
Figura 8. Entradas e saídas de sedimentos do sistema costeiro. Modificado de NOAA, 2007 <i>apud</i> SOUZA, 2009. ....	35
Figura 9. Modelo de refração de ondas, determinado pela declividade do substrato. Modificado de CERC, 2002. ....	36
Figura 10. Maré como agente modificador de barreiras costeiras, em regimes de macro, meso e micromaré. Modificado de CERC, 2002. ....	39
Figura 11. Zonas componentes de uma barreira costeira. (I) zona continental; (II) retrobarreira; (III) barreira costeira; (IV) plataforma continental; (V) zona praial, e (VI) inlets e depósitos associados. Modificado de Oertel, 1985. ....	41

Figura 12. Desenho esquemático do processo de overwash. Onde: T – Maré de tempestade; R – Runup; Cd – Crista da praia, e  $\Delta R = T + R - Cd$ . Modificado de USACE, 2004..... 43

Figura 13. Tipos de depósitos de sobrelavagem produzidos em condições de tempestades. Modificado de Morton & Sallenger (2003). ..... 44

Figura 14. Esquema das variações na morfologia dos deltas de vazante, indicando a influência de ondas versus energia de maré e direção predominante de deriva litorânea (modificado de Oertel, 1975 *apud* Davis & FitzGerald, 2004). ..... 47

### LISTA DE TABELAS

Tabela 1. Resultado sumarizado dos estados de mar prevalentes no litoral norte de Santa Catarina segundo Alves & Melo (2001). ..... 22

Tabela 2. Aspectos geológicos e geomorfológicos do setor setentrional da província costeira de SC, segundo Horn Filho (2003). ..... 26

**Sobre a estrutura da dissertação:**

Esta dissertação está estruturada na forma de integração de um artigo científico, de acordo com a norma 103 do Programa de Pós-Graduação do Instituto de Geociências da Universidade Federal do Rio Grande do Sul PPGGEO-UFRGS.

O artigo a ser submetido será composto de corpo editorial independente, desta forma os resultados, análises e discussões são apresentados diretamente no artigo escrito pela autora. Assim, a organização da dissertação compreende os seguintes elementos principais:

Capítulo I – Considerações Iniciais – Introdução sobre o tema do mestrado, resumizando os objetivos e o estado da arte sobre o tema de pesquisa.

Capítulo II – Corpo Principal – Apresenta o artigo “Variações Geomorfológicas Inter-Decadais da Barreira Costeira do Itapocú – SC, Brasil”, a ser submetido ao periódico *Quaternary and Environmental Geosciences*.

## **CAPÍTULO I - CONSIDERAÇÕES INICIAIS**

## 1 INTRODUÇÃO

As barreiras costeiras se caracterizam por uma acumulação de areia, cascalhos, conchas e pequenas quantidades de material orgânico, dispostas paralelamente à costa, podendo estar conectadas diretamente ao continente ou isoladas pela presença de corpos lagunares. Ocorrem em cerca de 15% das linhas de costa do mundo, sendo consideradas um sistema complexo, formado através da combinação da ação de ondas, ventos e correntes, e dependentes de outros diversos fatores ambientais determinantes de sua evolução (DAVIS & FITZGERALD, 2004; DILLENBURG & HESP, 2009).

Sua denominação, barreira costeira, provém de seu significado literal, a qual promove proteção da costa sobre forçantes oceânicas, comumente intensificadas por eventos extremos de tempestades. Além de desempenhar relevante papel na proteção do litoral, as barreiras costeiras possuem importante função na manutenção de ecossistemas. Lagunas e estuários, normalmente associados às barreiras costeiras são ambientes de extrema funcionalidade para o desenvolvimento de algumas espécies, que os utilizam como berçários naturais e/ou providenciam abrigo e alimento em determinadas fases de seus ciclos de vida.

Segundo Hesp & Short (1999), enquanto o ambiente praiar representa uma interface contemporânea entre a ação das ondas e sedimentos, as barreiras constituem o tempo integral daquela praia, englobando a face praiar associada aos ambientes de dunas, canais de maré, depósitos de sobrelavagem (*washover*) e depósitos deltaicos de maré.

Neste contexto, insere-se a barreira costeira do Itapocú (BCI), a qual se estende por cerca de 12 quilômetros ao longo da zona costeira norte do estado de Santa Catarina. O rio Itapocú segmenta a barreira em duas porções e determina os limites entre os municípios de Barra Velha e Araquari. Desta maneira a porção sul da barreira costeira encontra-se nos limites do primeiro município, enquanto que sua porção norte é compreendida pelo segundo.

Dentre outras características, Klein *et al.* (2006) observou que o litoral centro-norte do estado apresenta eventos episódicos de transposição de sedimentos, ou processos de sobrelevagem, quando submetido a eventos de tempestade, transportando sedimentos para a retaguarda do cordão de dunas frontais e formando depósitos característicos. Eventos deste gênero, em função de sua magnitude e frequência de ocorrência, podem apresentar elevado potencial na transformação da paisagem e conseqüentemente na morfologia das barreiras.

O uso da análise de morfologias presentes em uma determinada barreira pode facilitar o entendimento dos processos ocorrentes no dado ambiente, bem como contribuir para a interpretação de sua evolução e para o manejo apropriado do espaço.

Assim, com o objetivo de oferecer uma base de dados para o melhor entendimento dos processos ocorrentes no local, o presente estudo apresenta uma caracterização geomorfológica da barreira do rio Itapocú, com base em imagens de satélite e fotografias aéreas históricas, e granulometria dos sedimentos que compõem a barreira.

## 1.1 OBJETIVOS

### 1.1.1 Objetivo Geral

Realizar a caracterização geomorfológica e granulométrica da barreira do rio Itapocú – SC, com o intuito de oferecer uma base de dados para o melhor entendimento da sua evolução recente e processos costeiros associados.

### 1.1.2 Objetivos Específicos

- Gerar mapas temáticos com base em fotografias aéreas e imagens de satélite, como forma de caracterização dos ambientes formadores desta barreira costeira;
- Analisar e descrever as características granulométricas dos sedimentos que compõem a barreira do Itapocú nas zonas de *varrido*, duna frontal e

particulares depósitos característicos de transposição de sedimentos, em dois perfis transversais a barreira;

- Aplicar três índices de vulnerabilidade sobre os depósitos de sobrelavagem ao longo da BCI, segundo metodologia apresentada por Garcia *et al.* (2010).

## 2 ÁREA DE ESTUDO

A barreira costeira do Itapocú está localizada na porção norte do litoral do estado de Santa Catarina, se estendendo por cerca de 12 quilômetros ao longo da costa. Sua extensão encontra-se sobre os domínios dos municípios de Araquari e Barra Velha, ao norte e ao sul, respectivamente (Figura 1).

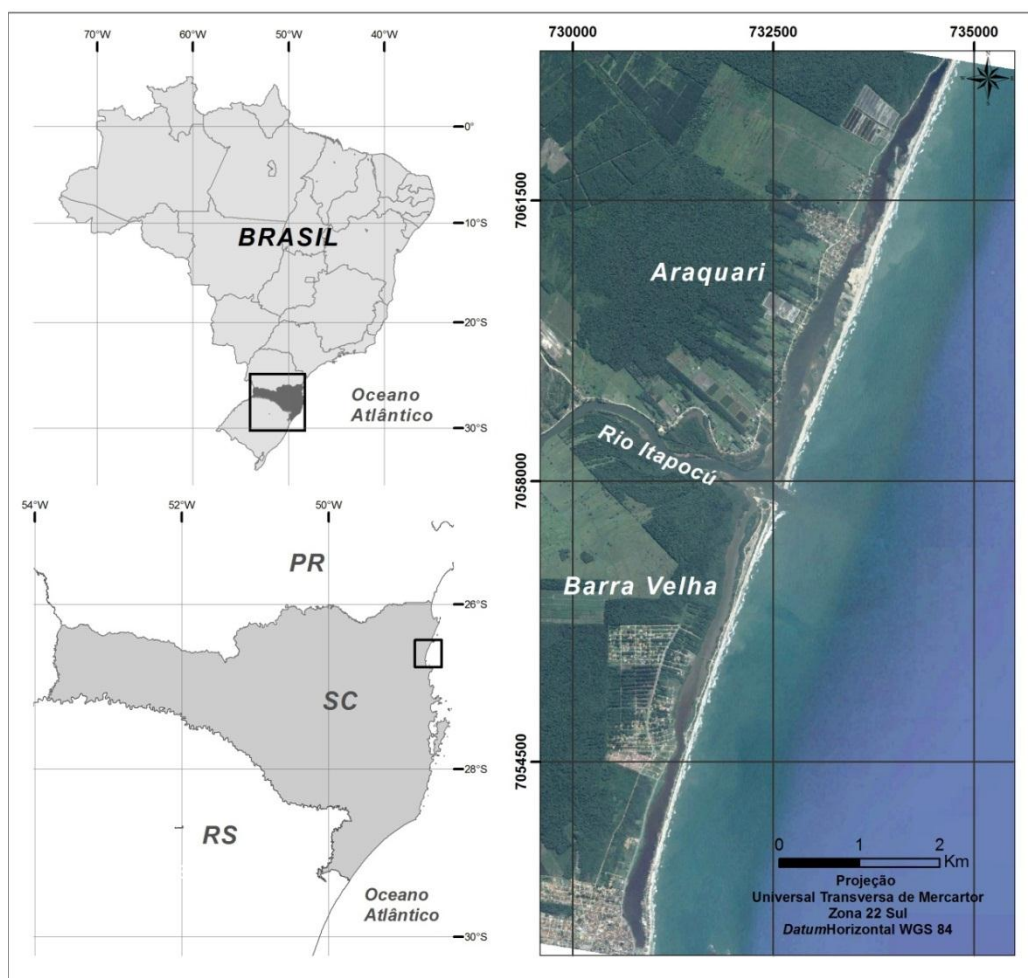


Figura 1. Localização da barreira do Itapocú, litoral norte do estado de Santa Catarina.

A estreita barreira arenosa apresenta um corpo lagunar raso em sua retaguarda, com orientação paralela à linha de costa, a qual se conecta com o oceano através de um único canal, estabilizado por molhes no ano de 2011, próximo ao setor central do eixo da laguna (BONETTI *et al.*, 2006). A laguna é formada por uma depressão na retaguarda da barreira arenosa, com profundidade média de 1,5 metros (MENEZES *et al.*, 2006). Encontra-se em uma área pouco ocupada, ao longo da qual observa-se a presença de pequenas comunidades pesqueiras.

Anteriormente à sua retificação, a desembocadura do rio Itapocú movia-se livremente ao longo da costa, apresentando um padrão de migração sul-norte, influenciado pela direção da deriva litorânea local.

Sua porção sul, apresenta maior ocupação urbana quando comparada com a porção norte da barreira, possivelmente devido à maior facilidade de acesso, uma vez que o município de Barra Velha apresenta-se diretamente conectado ao corpo arenoso. Por sua vez, a porção da barreira sobre o domínio do município de Araquari não possui um acesso direto que permita a conexão da cidade com a praia. Seu principal acesso se dá por meio de uma ponte que possibilita a passagem apenas de pedestres, impossibilitando a expansão urbana.

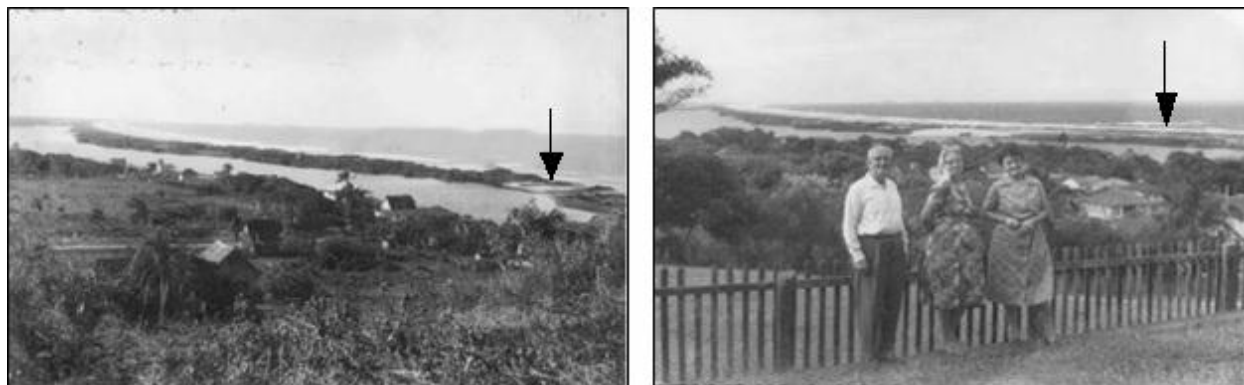
## 2.1 HISTÓRICO DA BARREIRA

Pouco é conhecido sobre o histórico da barreira costeira do Itapocú. A restrita informação presente baseia-se basicamente na análise de fotografias aéreas históricas quanto a posição da desembocadura do rio ao longo do tempo.

De acordo com habitantes locais e registros fotográficos privados, durante o período de 1900 a 1930 a barra do rio situava-se no extremo sul da barreira. As imagens a seguir apresentam características da existência de uma então conexão com o mar, como zonas de ausência vegetação, indicativo da ocorrência de processos de transposição sedimentar para o interior da laguna (zonas de *overwash*), como também a presença de uma área de menor profundidade em frente a barreira, caracterizando um provável



delta de maré vazante (PERK, 2006) (Figura 2). Segundo o mesmo autor, o canal ao sul da barreira provavelmente foi obstruído devido à uma nova abertura ao norte, por possível rompimento do corpo arenoso em resposta ao aumento do fluxo do rio Itapocú e pela dinâmica do ambiente no local.



**Figura 2.** Na fotografia à esquerda, provável zona de *overwash*. Na foto à direita, área de menor profundidade, caracterizando um provável delta de maré vazante. Fonte: Modificado de Projeto CANAIS CTTMar/Univali *apud* Perk, 2006.

A partir da análise, neste trabalho, de fotografias aéreas históricas e imagens de satélite, foi possível determinar a posição da desembocadura do canal do rio Itapocú para os anos de 1938, 1957, 1978, 2005 e 2012 (Figura 3).



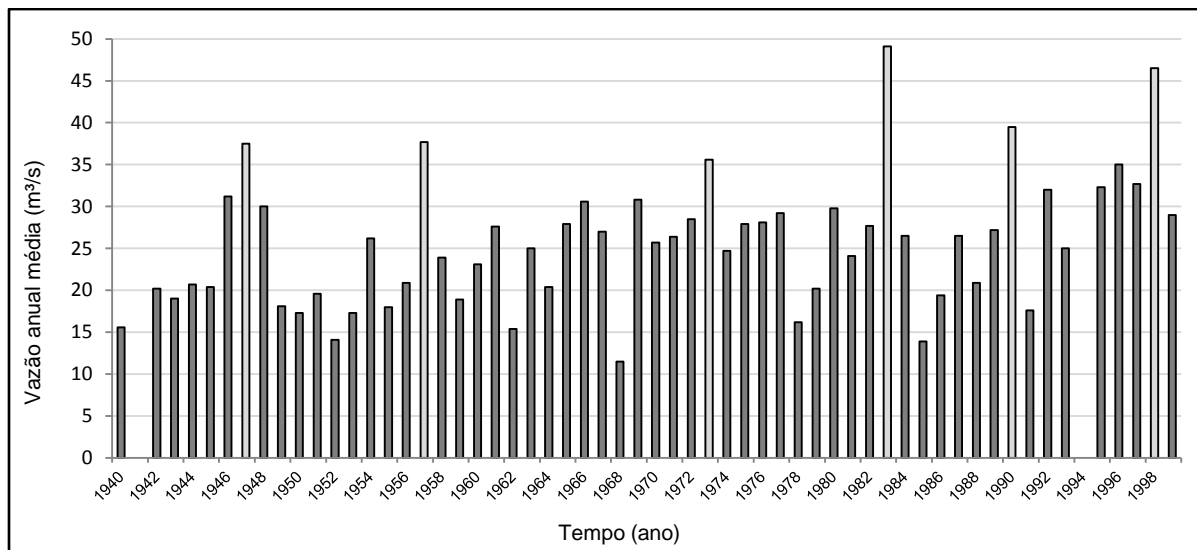
**Figura 3. Migração da desembocadura do rio Itapocú durante o período de 1938 a 2012.**

A primeira informação quantitativa da posição da desembocadura do rio Itapocú é do ano de 1938, a qual se encontrava a cerca de 4 km ao norte de sua atual foz.

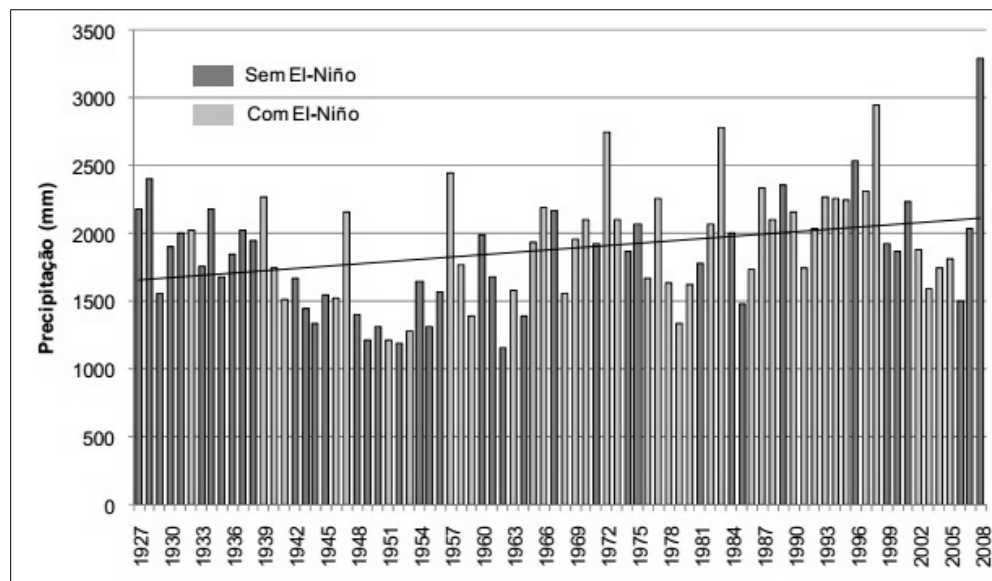
O próximo registro (1957) mostra a desembocadura mais ao sul, com distância aproximada de 3,5 km em relação à sua posição inicial (1938), discordando do padrão de migração relacionado à direção da deriva litorânea sul-norte. Este fato pode ser explicado em virtude do histórico de enchentes registrado no norte do estado, causando um provável rompimento da barreira arenosa em resposta ao intenso fluxo fluvial. Com base em análise de dados pluviométricos para o rio Itapocú no município de Jaraguá do Sul, observa-se que o ano de 1957 encontra-se entre aqueles com maior vazão (Figura 4). Silveira *et al.* (2009) registrou o histórico de eventos de enchentes no município de Joinville, também a cerca de 50 km da área de estudo. Segundo mesmo autor, no ano de 1957 foram observados altos índices de precipitação e uma situação de ocorrência de El-Niño (Figura 5).

O registro de 1978 mostra a desembocadura praticamente no mesmo local do ano anterior, seguida de uma migração para o norte registrada no ano de 2005 de

aproximadamente 1 km. Posteriormente, no ano de 2012, a desembocadura encontra-se fixada.



**Figura 4. Média Anual de pluviosidade do Rio Cubatão medida no município de Jaraguá do Sul. Em destaques os anos que apresentaram maiores valores de pluviosidade. Fonte dos dados: Agência Nacional das Águas (ANA).**



**Figura 5. Série histórica de precipitação para o município de Joinville e ocorrência de eventos de El-Niño. Fonte: SILVEIRA, 2009.**

Menezes (2006) e Cassiano & Siegle (2010) mostraram que entre os anos de 1995 e 2005 a desembocadura do rio apresentou uma taxa de migração de aproximadamente 100 metros/ano para o norte, associada à direção da deriva litorânea local.

A fixação da barra do rio Itapocú foi finalizada no ano de 2011, por parte, em resposta aos períodos de cheia do rio, facilitando o fluxo de água para o oceano e eliminando o transbordamento da lagoa, bem como a fim de facilitar a navegação no canal e garantir o acesso ao corpo lagunar.

## 2.2 ASPECTOS FÍSICOS

### 2.2.1 Clima

O clima no estado de Santa Catarina é classificado como Mesotérmico úmido e é regido por três principais sistemas de alta pressão: Os anticiclones do Atlântico, do Pacífico e os anticiclones Polares (ARAÚJO *et al.*, 2006; PILKEY, 2006). Estudos apontaram que a costa sul brasileira possui padrões meteorológicos durante todo o ano, independentemente das estações do ano (ALVES & MELO, 2001).

A região onde está localizada a área de estudo apresenta características subtropicais, com temperaturas médias anuais de aproximadamente 20°C e valores de precipitação atingindo 1500 mm (ABREU *et al.*, 2010), sendo o período dos meses de dezembro a março aqueles com maior índice pluviométrico e entre abril a junho aqueles com menor pluviosidade (GAPLAN, 1986). Adicionalmente, segundo Kousky & Ropelewski (1989), anos com maiores taxas de precipitação podem estar relacionadas ao fenômeno El-Niño, aumentando a quantidade de chuva durante os meses de novembro a fevereiro.

Durantes os meses de verão, as altas temperaturas associadas aos altos índices de umidade favorecem a formação de nuvens bem desenvolvidas, do tipo cumulonimbus, resultando em pancadas de chuvas, denominado convecção tropical. Neste mesmo período do ano, a passagem de frentes frias intensifica a convecção tropical, resultando em tempestades apresentando chuvas de forte intensidade, descargas elétricas, rajadas de vento e granizo (MONTEIRO, 2001). O litoral norte do estado pode apresentar valores de temperatura média de aproximadamente 33 graus, caracterizando a região mais quente de Santa Catarina.

O outono é um período caracterizado por grande estabilidade atmosférica, devido a falta de passagens frontais e diminuição da convecção tropical;entretanto, eventos extremos como tempestades podem ocorrer em qualquer época, ocasionando chuvas intensas e localizadas (MONTEIRO, 2001).

Os meses de inverno são influenciados pelas entradas sucessivas de massa de ar polar, provenientes do continente antártico. É também observado, nesse período, uma maior ocorrência de eventos de tempestade (PILKEY, 2006).

A primavera apresenta tempo mais instável, ocasionada principalmente pelos Complexos Convectivos de Mesoescala (CCM), mais comuns durante os meses de setembro e outubro, favorecendo a ocorrência de pancadas de chuva forte e granizo isolado (MONTEIRO, 2001). Entretanto, durante os meses de novembro e início de dezembro, a taxa de precipitação diminui ocasionando períodos de pequenas estiagens.

### **2.2.2 Ondas**

A presença semi-permanente de giros anti-ciclônicos sobre o Atlântico Sul ocasionam ventos provenientes de nordeste ao longo das costas sudeste e sul do Brasil. Esse padrão básico é regularmente alterado devido à passagem de frentes frias, as quais deslocam-se ao longo da costa em direção nordeste. Tais movimentos são acompanhados pela migração de centros de alta e baixa pressão, gerando significativos ventos e ondas provenientes dos quadrantes sul e leste (ALVES & MELO, 2001).

Com base em medições do espectro direcional de ondas geradas a partir do vento, Alves e Melo (2001) identificaram quatro estados de mar prevalentes no litoral norte de Santa Catarina: Vagas de Leste-Nordeste (Vagas L-NE); Vagas de Sul-Sudeste (Vagas S-SE); Ondas de Leste (Ondas de L) e Ondulações de Sudeste (Ondulação SE). A tabela abaixo sumariza os resultados obtidos de porcentagem de ocorrência, período de pico ( $T_p$ ) e altura significativa ( $H_s$ ) para os quatro estados de mar identificados.

**Tabela 1. Resultado sumarizado dos estados de mar prevalentes no litoral norte de Santa Catarina segundo Alves & Melo (2001).**

	Ocorrência (%)	Tp (s)	Hs (m)
Vagas L-NE	10	3 – 8	0,5 – 1,5
Vagas S-SE	10	4 – 8	1,0 – 3,5
Ondas de L	50	6 – 11	0,5 – 1,5
Ondulação SE	25	7 – 16	0,5 – 2,0

Segundo o mesmo estudo, a ocorrência das vagas de Leste-Nordeste está associada à intensificação dos ventos de nordeste pela presença do centro de alta pressão do Atlântico Sul, precedendo a passagem de sistemas frontais devido ao forte gradiente de pressão ao longo da área.

As vagas de Sul-Sudeste correspondem ao mais severo estado de mar quanto à altura de onda. Esse estado de mar é gerado a partir de ventos causados pelo sistema de baixa pressão transportado ao longo da costa pela entrada de frentes frias.

A evolução dos eventos de onda de leste inicia a partir da passagem de sistemas frontais em sentido norte ao longo da costa, o qual provoca o movimento gradual do anticiclone para norte, onde permanece estacionário na região por alguns dias. Essa permanência acarreta um longo e persistente vento de leste.

Por fim, as ocorrências das ondulações de sudeste estão associadas a eventos de tempestades. O primeiro se propagando ao longo da costa sul americana e desviando para o oceano dentro das latitudes de 20°S a 40 °S. O segundo evento migrando da costa da Argentina próximo à Patagônia em direção ao norte, desviando para o oceano Atlântico ao sul da latitude de 40 °S.

### **2.2.3 Maré**

O regime de marés na região da desembocadura do Rio Itapocú é classificado como um regime de micro-marés (< 2,0 m) mistas, apresentando predominância de oscilações semi-diurnas. A altura de maré é de 0,8 metros, alcançando os valores

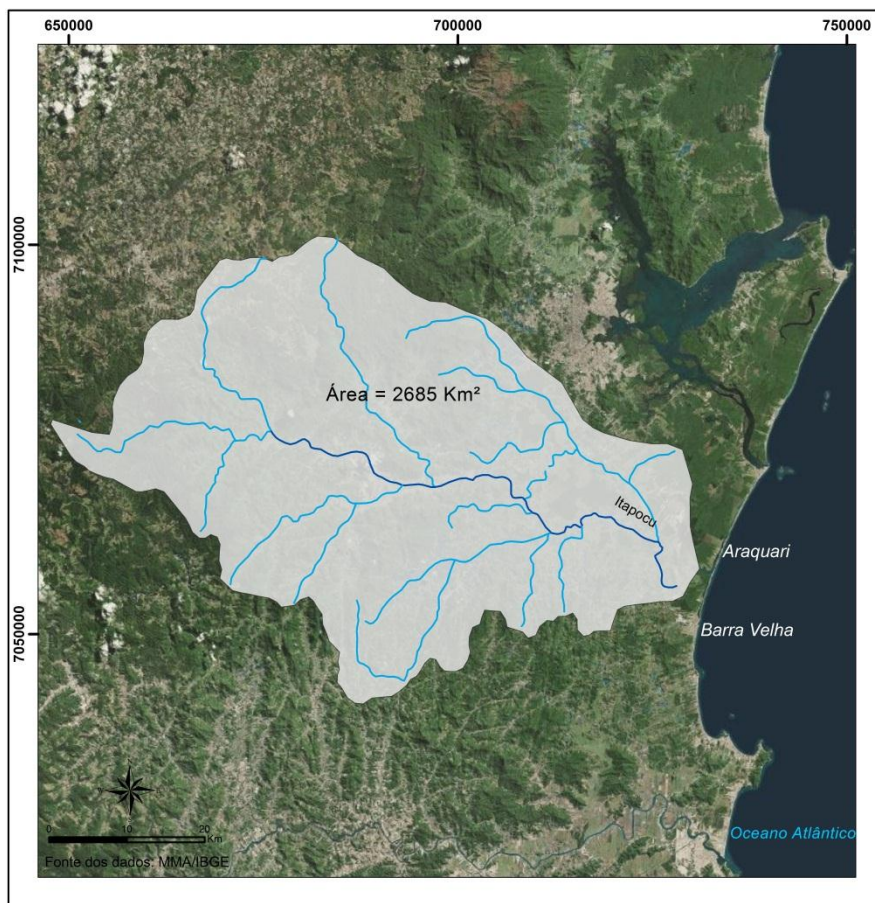
mínimo e máximo de 0,3 m e 1,2 m em condições de maré de quadratura e sizígia respectivamente (SCHETTINI, 2002).

Marés meteorológicas são comuns na região, segundo Trucollo *et al.* (2006), as quais quando positivas são provenientes do quadrante sul e resultantes de ciclones extra tropicais, e quando negativas, originadas a partir de ventos do quadrante norte.

Segundo Perk (2006), a velocidade de maré enchente é maior do que a de maré vazante, sendo o primeiro período de 5 horas e o segundo de 7 horas.

#### **2.2.4 Contribuição Fluvial**

Rio de padrão meandrante, o Itapocú se forma próximo ao município de Corupá pela confluência de alguns rios, como Rio Vermelho e Rio Novo, desaguando entre as cidades de Araquari e Barra Velha (SC) (ABREU *et al.*, 2010). Esta inserido na bacia hidrográfica de mesmo nome a qual apresenta aproximadamente 2930 km<sup>2</sup> (GAPLAN, 1986) (Figura 6). A bacia abrange a total área dos municípios de Corupá, Jaraguá do Sul, Schoroeder, Guaramirim e Massaranduba, e parte dos municípios de Barra Velha, São João do Itaperiú, São Bento do Sul, Campo Alegre, Blumenau, Araquari e Joinville.



**Figura 6. Bacia hidrográfica do rio Itapocú.**

A bacia apresenta uma grande área de baixa elevação, composta basicamente por planícies costeiras, ocupando aproximadamente a metade da área total da bacia (ASP *et al.*, 2009).

As águas da bacia são usadas na atividade agrícola como fonte de irrigação para lavouras de arroz, como também na piscicultura e abastecimento público. Segundo o comitê da Bacia Hidrográfica do Itapocú, é intensa a atividade de mineração de areia e cascalho na microrregião, causando impactos sobre a bacia.

Sua descarga fluvial é medida com frequência diária desde 1940, na estação limnimétrica localizada no município de Jaraguá do Sul, representando 27% da área à montante da bacia. Extrapolando linearmente a descarga para toda bacia de drenagem do rio Itapocú, determina-se uma descarga média aproximada de 77 m<sup>3</sup>/s (SCHETTINI & CARVALHO, 1998).



Segundo Asp *et al.* (2009) a configuração da bacia hidrográfica do rio Itapocú, assim como das bacias do Itajaí-Açu e rio Tijucas, é o produto da separação das placas tectônicas da América do Sul e da África, com a abertura do Oceano Atlântico, no final do Mesozóico, resultando também na formação da Serra Geral, a qual corresponde ao principal divisor de águas das regiões hidrográficas de Santa Catarina.

### **2.2.5 Geologia**

Segundo Diehl & Horn Filho (1996) a costa do estado de Santa Catarina é classificada como uma costa do tipo Atlântico, de granulometria predominantemente arenosa e com presença marcante de afloramentos rochosos.

A área de estudo encontra-se inserida no setor setentrional da província costeira do estado de Santa Catarina, abrangendo o sistema costeiro. A província costeira é constituída de duas unidades geológicas maiores, o embasamento constituído por rochas das províncias geológicas do escudo catarinense, e as bacias sedimentares de Santos e Pelotas. A barreira do Itapocú está inserida na bacia de Santos. Esta possui área quase duas vezes maior que a área da bacia de Pelotas.

A planície costeira, de orientação predominante N-S apresenta formação associada às variações relativas do nível do mar ocorridas durante o Quaternário, compreendendo depósitos pleistocênicos e holocênicos formados durante os níveis de mar alto de 123 e 5,6 ka.

Na Tabela 2, são apresentados os aspectos geológicos e geomorfológicos do setor setentrional da província costeira de Santa Catarina, sumarizados por Horn Filho (2003).

**Tabela 2. Aspectos geológicos e geomorfológicos do setor setentrional da província costeira de SC, segundo Horn Filho (2003).**

	<b>Características</b>
<b>Orientação do litoral</b>	Predominante: N - S; Secundários NE – SW e NW.
<b>Feições Morfológicas</b>	Dunas, esporão, enseada, baía, planície de maré, cordão arenoso, laguna e canal fluvial.
<b>Embasamento</b>	Migmatito, gnaíse, granito, xisto, quartzito, arenito, conglomerado e riolito.
<b>Depósitos do Pleistoceno Superior</b>	Depósito praial marinho, eólico e lagunar.
<b>Depósitos do Holoceno</b>	Depósito eólico, paludial, praial marinho, lagunar e estuarino.
<b>Morfossedimentologia praial</b>	Litoral retilíneo, estágios dissipativos e reflectivos a intermediário, areias finas a médias.

Horn Filho (1997) identificou diferentes coberturas sedimentares formadas durante o Pleistoceno e Holoceno no âmbito regional:

- Depósitos aluvionares: areias, cascalheiras e sedimentos siltico-argilosos depositados em planícies de inundação, terraços e calhas de rede fluvial atual;
- Depósitos colúvio-aluvionares: sedimentos localizados em encostas de elevações, apresentando grande variação granulométrica, com estratificação incipiente ou ausente;
- Depósitos fluvio-lagunares: Sedimentos argilo-arenosos, comumente cobertos por fina camada de matéria orgânica, podendo favorecer as acumulações turfáceas;
- Depósitos lagunares e fluvio-estuarinos: areias siltico-argilosas, mal selecionadas, com laminação plano-paralela incipiente, frequentemente rica em matéria orgânica;

- Depósitos marinhos atuais: areias quartzosas finas a médias, bem selecionadas, de cores claras, excepcionalmente escuras devido a concentração de minerais pesados (magnetita e ilmenita), com laminações plano-paralela e cruzadas;
- Depósitos paludiais: sedimentos argilo-arenosos, mal selecionados, ricos em matéria orgânica, depositados em ambientes sob influência de maré, típicos de manguezais.

### 3 MORFOLOGIA DE BARREIRAS COSTEIRAS

A definição do termo barreira, como um elemento composicional de um complexo costeiro, é amplamente variável uma vez que podem apresentar-se no ambiente em diferentes graus evolutivos, estando fixadas totalmente ao continente ou separadas pela presença de corpos lagunares. De maneira geral, há um consenso sobre sua definição: uma formação arenosa alongada e estreita disposta paralelamente à costa, composta pela acumulação de areias, cascalhos e alguma quantidade de matéria orgânica, devido à ação de ondas, marés e ventos (DILLENBURG & HESP, 2009).

O termo barreira foi primeiramente introduzido por Johnson (1919) devido à sua função de proteção física ao continente contra forçantes do mar, particularmente durante tempestades, atenuando os efeitos de ondas, marés altas relacionadas a eventos de ressaca e ainda ao *spray* marinho (DILLENBURG & HESP, 2009; DAVIS & FITZGERALD, 2004).

As barreiras costeiras são encontradas ao redor do mundo, porém seu maior desenvolvimento se dá ao longo de costas de margem passiva do tipo Amero, dominadas por ondas (DAVIS & FITZGERALD, 2004). Segundo estes mesmo autores, as barreiras compreendem cerca de 15% das linhas de costa do mundo. Segundo Cleary & Pilkey (1996) os sistemas atuais de barreiras possuem quatro parâmetros em comum para o seu desenvolvimento: o comportamento do nível do mar, uma planície costeira de suave topografia, suprimento de sedimento suficiente para seu desenvolvimento e, por fim, ondas com suficiente energia para mover areia.

As costas dominadas por ondas são aquelas as quais possuem a ação das ondas como principal agente transportador de sedimentos, predominante sobre a influência das marés (HEWARD, 1981 *apud* DAVIES & HEYS, 1984). Assim, é válido ressaltar a importância da altura de maré no desenvolvimento de barreiras, definindo sua principal distribuição em regiões de micro a mesomaré.

As barreiras costeiras, na literatura, são dominadas por um particular tipo de barreira, as ilhas barreiras (DILLENBURG & HESP, 2009). Definidas por Oertel (1985) as ilhas barreiras são caracterizadas pela sua desconexão total do continente, através da presença de lagunas e/ou baías e canais (*inlets*). Entretanto, as ilhas barreiras compreendem um único membro de um espectro de diferentes tipos de barreiras (HESP e SHORT, 1999). De maneira geral, são agrupadas em três principais classes, baseado na sua conexão com o continente: Barreira do tipo esporão (*barrier spits*), barreiras do tipo baía (*bay barrier* ou *welded barrier*) e ilhas barreiras (*barrier islands*)

A configuração de uma barreira costeira está relacionada diretamente ao seu processo formador original, o qual tem sido objeto de discussão a mais de um século (SCHWARTZ, 1973). As diferentes teorias sugerem a provável existência de vários tipos de barreiras, as quais possuem sua única forma de desenvolvimento devido à fatores físicos e geológicos exclusivos (USACE, 2002). Entretanto, três principais teorias são suportadas: (a) Modelo Agradacional ou Emergente; (b) Alongamento ou Progradação de um esporão arenoso; e (c) Modelo Submergente.

O primeiro modelo suportado por De Beaumont em 1845 e posteriormente modificado por Johnson em 1919 teoriza o início de uma agradação vertical pela formação de um baixio *offshore* composto por sedimentos marinhos retrabalhados pela ação de ondas, agradando mais sedimentos com o passar do tempo e, eventualmente emergindo acima do nível do mar, caracterizando ilhas barreiras.

Apresentado previamente por Gilbert em 1885, o modelo de progradação de um esporão arenoso baseia-se no processo de erosão de promontórios e transporte de sedimentos ao longo da costa (deriva litorânea) (USACE, 2002), e posterior deposição em forma de cordões arenosos. O processo inicial de formação de um esporão arenoso

se dá pela deposição de sedimentos em resultado da diminuição na taxa de deriva litorânea, em resposta à uma redução da energia de onda local (DAVIS & FITZGERALD, 2004). Assim, cordões arenosos são formados na porção distal do esporão devido à deposição de areia, tornando-o mais alongado paralelamente à costa e possibilitando a formação de uma barreira costeira. Esta barreira, quando submetida à eventos extremos e/ou quando houver presença de fluxos de água, podem romper-se e possibilitar a formação de ilhas barreiras e canais de maré (*inlet*).

O conceito de barreira submergente surgiu em 1967 por Hoyt. O conceito parte da existência de um complexo praia-duna separados do continente pela presença de vegetação em um nível de mar mais baixo (DIILENBURG & HESP, 2009). Assim, com a subida do nível do mar, porções mais baixas do terreno são alagadas dando origem à um corpo lagunar, o qual separa a praia do continente, dando origem a barreiras costeiras (USACE, 2002; DAVIS & FITZGERALD, 2004).

Em 1971, Schwartz conclui que a formação de barreiras costeiras está atrelada não apenas à um conceito de formação, mas sim à uma provável combinação dos mecanismos citados anteriormente, em resposta as singulares características de cada ambiente e dinâmicas envolvidas.

A partir dos trabalhos de Field & Duane (1974) e (1976), com a concordância geral de que, após a sua formação, por qualquer dos processos acima descritos, as barreiras atuais migraram no sentido do continente, em resposta a elevação do nível do mar, foi deixada de lado a discussão sobre mecanismos de formação das barreiras costeiras.

### 3.1 AGENTES CONTROLADORES

As barreiras costeiras apresentam-se no ambiente em diferentes tamanhos, formas, tipos, posição em relação ao continente e estabilidade, em consequência a diversos fatores. Enquanto alguns fatores são considerados como essencialmente universais, por exemplo, as variações eustáticas do nível do mar, muitos outros são classificados como fatores regionais ou locais, assim como ondas, marés e suprimento de sedimento (HESP & SHORT, 1999). Ainda segundo estes autores, os únicos e essenciais fatores

considerados como pré-requisito para o desenvolvimento de barreiras costeiras são disponibilidade de sedimento, espaço de acomodação acima do substrato e ondas como fonte de transporte do material. A combinação destes três aspectos formará uma barreira apresentando uma face de praia sem dunas e sem canais de maré. Qualquer outra condição imposta sobre esse modelo base irá modificá-lo.

Assim, são considerados neste capítulo, como os principais agentes controladores e modificadores das características de uma barreira costeira: (a) tectonismo; (b) comportamento do nível do mar; (c) suprimento de sedimentos; (d) morfologia do substrato; (e) ondas; (f) marés e ventos (DAVIS & FITZGERALD, 2004; DILLENBURG & HESP, 2009).

### 3.1.1 Tectonismo

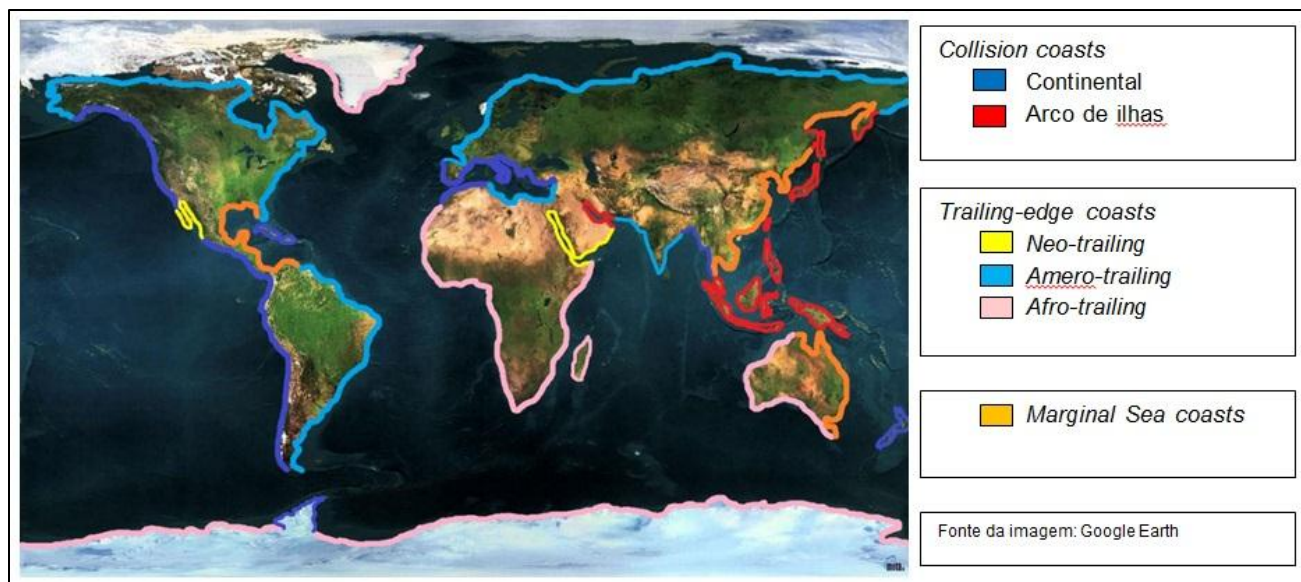
O ambiente tectônico é determinante de uma grande extensão de fatores contribuintes para o desenvolvimento ou não de barreiras costeiras, dentre eles a contribuição de sedimentos para o desenvolvimento de uma costa, a largura da plataforma continental e a topografia geral litorânea (DAVIS & FITZGERALD, 2004). A correlação entre estes fatores é usada para explicar a ocorrência das barreiras costeiras ao redor do mundo.

Inman e Nordstron (1971) classificaram as costas continentais em três grupos: *Leading Edge Coasts* ou ainda *Collision Coasts*; *Trailing Edge Coasts*, e *Marginal Sea Coast*. O primeiro grupo trata-se de costas associadas a junções convergentes de placas, costa do tipo ativa, caracterizada pela alta declividade do substrato e estreita plataforma continental. Já o segundo grupo é caracterizado por costas localizadas no interior de placas tectônicas, distantes de seus limites, costas do tipo passiva. Por fim, o terceiro grupo é definido por costas que se situam entre o continente e arcos de ilhas vulcânicas, localizados na borda da placa tectônica.

As costas de margem passiva, ou *trailing edge*, são aquelas nas quais a maior parte das barreiras costeiras são desenvolvidas. Estas podem ser divididas ainda em três subclasses: (i) *Neo-trailing edge coast*, (ii) *Amero-trailing edge coasts* e (iii) *Afro-trailing edge coasts* (Figura 7).

- (i) *Neo-trailing edge coasts* são costas geologicamente recentes formadas a partir de falhas no assoalho oceânico. O aporte de sedimentos tende a ser escasso e como consequência um pequeno desenvolvimento de barreiras costeiras. Quando o aporte sedimentar é abundante, pequenas praias se desenvolvem. Exceções como ao longo da costa da Califórnia e do México podem ser observadas, apresentando várias cadeias de ilhas barreiras.
- (ii) *Afro-trailing edge coasts* são encontradas ao longo do litoral oeste e leste africano, sudoeste da Austrália e costa da Groenlândia. Com pequeno aporte fluvial, o volume sedimentar é proveniente apenas de fontes locais, condição instalada devido à fatores climáticos. Similar às costas do tipo Amero, as costas Afro não possuem atividade tectônica.
- (iii) As costas do tipo Amero são geologicamente antigas, apresentando grande drenagem continental e, portanto um abundante e expressivo aporte sedimentar proveniente desta mesma fonte. Apresentam uma extensa plataforma continental de baixo declive e ocorrem nas margens leste da América do Sul e América do Norte, costa atlântica da Europa e litoral da Índia. Tais características permitem o desenvolvimento de barreiras costeiras e sua migração em direção ao continente durante subidas do nível do mar. São nessas costas que são encontradas as maiores cadeias de ilhas barreiras, como nos Estados Unidos da América e Golfo do México, apresentando extensões de cerca de 3100 km e 1600 km, respectivamente.

Glaeser (1978) estudou a distribuição global de ilhas barreiras em termos de ambientes tectônicos. Desta forma, a seguinte distribuição foi considerada: 12% das costas do tipo Trailing-edge possuem desenvolvimento de ilhas barreiras, enquanto que costas do tipo collision apresentam 8% e costas do tipo marginais 9,6%.



**Figura 7. Distribuição dos tipos de costa ao redor do mundo. Modificado de: Inman & Nordstrom (1971).**

### 3.1.2 Variações do Nível do Mar

Quando mudanças no nível do mar ocorrem, por qualquer razão, a zona costeira responde à essa mudança, modificando-se a fim de encontrar um equilíbrio. Assim, estabelecido um perfil de equilíbrio na zona costeira, modificações no nível relativo do mar perturbarão este equilíbrio, o qual será restaurado mediante sua translação em direção ao continente ou ao mar (BRUUN, 1962). Considerado por muitos autores como o principal agente controlador da evolução de barreiras costeiras, o comportamento do nível do mar é o processo geológico de longo-prazo de maior importância para o comportamento de uma costa, o qual pode ocorrer em resposta à mudança no volume de água dos oceanos, bem como à processos de subsidência ou emergência de uma porção de terra devido à processos geológicos ali atuantes (DEAN & DALRYMPLE, 2004).

A interface física entre terra e mar é uma zona de constante movimentação, sendo assim, qualquer variação no nível do mar, independente de sua escala temporal, alterará a configuração dessa interface (DOLAN & LINS, 2000). Mudanças no nível relativo do mar usualmente resultam em grande movimentação e transporte de sedimento como ajustes de uma barreira, devido ao deslocamento horizontal e vertical



da zona de alta energia, associado à migração do sistema praial (USACE, 2002). Desta forma, em resposta à este ajuste em relação ao nível relativo do mar, as barreiras costeiras podem apresentar caráter transgressivo (retrogradacional), regressivo (progradacional) ou estável.

Segundo Carter (1988), variações do nível do mar e disponibilidade de sedimentos são provavelmente os fatores que determinam o padrão de evolução de uma barreira costeira.

Posto isso, Roy *et al.* (1994) propôs os possíveis cenários considerando os estados de subida, descida e estabilidade do nível do mar, relacionando-os à disponibilidade de sedimento. Desta forma, em condições de subida rápida do nível do mar barreiras transgressivas são desenvolvidas, resultante do transporte em direção à costa. Sob esta condição de disponibilidade de sedimento constante a barreira apresentar-se-á como do tipo transgressiva. Por outro lado, se houver grande disponibilidade de sedimento por rios e erosão de ambientes adjacentes a barreira apresentará caráter estável ou crescimento agradacional. Sob condições de descida rápida do nível do mar barreiras regressivas são desenvolvidas (CERC, 2002).

Entretanto, em condições de variações lentas do nível do mar e estáveis ou quase-estáveis, as variações temporais e espaciais do aporte de sedimento poderá determinar a evolução e tipo da barreira, permitindo um ajuste lento da costa e atingindo o equilíbrio entre o aporte de sedimento e processos de dinâmica (ROY *et al.*, 1994; CERC, 2002; DILLENBURG & HESP, 2009).

### **3.1.3 Suprimento de Sedimento**

Se tratando de costas de margem passiva, as barreiras costeiras são comumente compostas por areias quartzosas, cascalhos e conchas, provenientes do aporte fluvial, bem como erosão de morfologias adjacentes e da plataforma continental (DAVIS & FITZGERALD, 2004; HAYES, 2005; DILLENBURG & HESP, 2009). As diferentes fontes de sedimentos, juntamente com suas possíveis “perdas” para os ambientes adjacentes compõe o chamado balanço sedimentar.

Pode-se observar diferenças expressivas no tamanho das barreiras costeiras quando o suprimento de sedimento é abundante, no qual barreiras mais largas se desenvolvem, e deficiente, estabelecendo barreiras mais estreitas (DAVIS & FITZGERALD, 2004). Segundo os mesmos autores, a largura de uma barreira costeira é, em parte, uma função da disponibilidade de sedimento local, porém, é fortemente influenciada pela ação de ondas e marés.

Desta maneira é possível observar que a disponibilidade de sedimentos é um fator crucial para o desenvolvimento das barreiras costeiras, podendo ser considerado o principal fator controlador de sua evolução em condições de nível de mar estável ou quase-estável (DILLENBURG *et al.*, 2004). Isto posto, a linha de costa de uma barreira poderá apresentar caráter estável ou agradacional (balanço de sedimento equilibrado devido ao volume de sedimentos que sai do sistema ser igual ao que entra ), progradante (balanço de sedimento positivo, em razão da maior entrada de sedimento no sistema quando comparada às saídas), ou retrogradante (balanço de sedimento negativo, pela maior saída de sedimentos do sistema em relação à entrada) (DILLENBURG & HESP, 2009).

As situações postas anteriormente podem ser controladas pela entrada de novos sedimentos no sistema costeiro provenientes de múltiplas fontes como o aporte fluvial, transporte transversal em relação à costa, denominados transporte *onshore* e *offshore*, e pela deriva litorânea, e ainda o transporte eólico, bem como por perdas para ambientes adjacentes como, por exemplo, o “trapeamento” de sedimentos devido à presença de um canal de maré, efeitos da deriva litorânea responsável pelo transporte de sedimentos ao longo da costa, perdas para porções mais profundas da plataforma continental, onde a ação de ondas não é mais suficiente para trazer esse volume de sedimento para dentro do sistema costeiro, sedimentos transportados para o interior da barreira costeira *overwash* ou *blowout* (NOAA, 2007 *apud* SOUZA, 2009) (Figura 8).

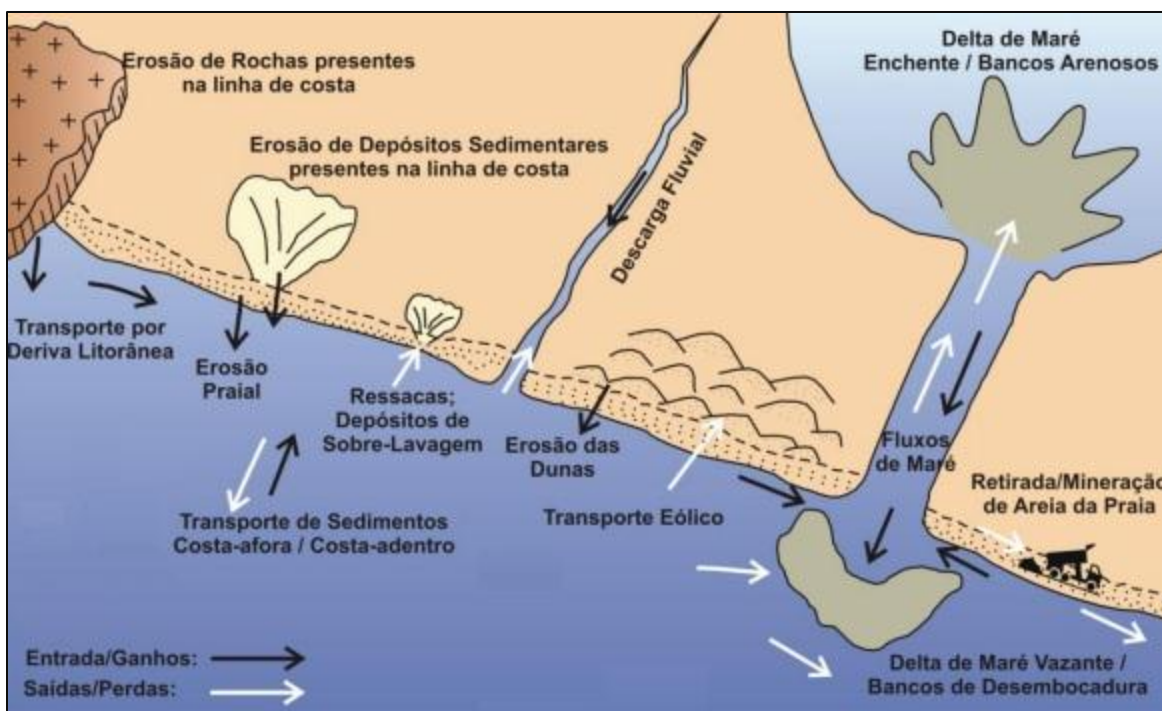
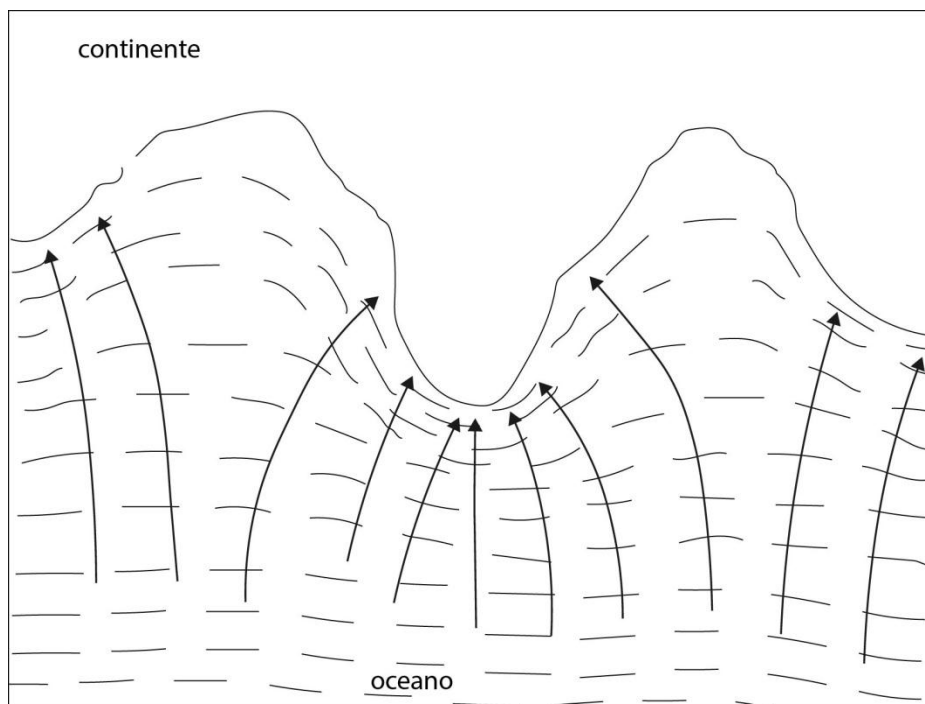


Figura 8. Entradas e saídas de sedimentos do sistema costeiro. Modificado de NOAA, 2007 *apud* Souza, 2009.

### 3.1.4 Topografia Antecedente

A topografia antecedente, correspondente à depósitos afogados por níveis de mar mais altos, possui o controle das morfologias costeiras atuais por determinar a declividade regional do substrato e estabelecendo a orientação inicial da costa em relação às direções de ventos e ondas predominantes (BELKNAP & KRAFT, 1985).

De maneira geral, linhas de costas proeminentes apresentam um maior grau de declividade do que linhas de costa reentrantes, as quais tendem à apresentar uma declividade mais suave do substrato. Pequenas variações na declividade do substrato determinarão o tipo de morfologia a ser formada em uma costa, motivada pelo efeito de refração das ondas e dissipação de energia por atrito de fundo. Isto posto, nota-se que o primeiro grupo tende a concentrar uma maior energia de ondas, enquanto que o segundo tende a dissipar esta energia (MAY & TANNER, 1973), como exemplificado pela Figura 9.



**Figura 9. Modelo de refração de ondas, determinado pela declividade do substrato. Modificado de CERC, 2002.**

Segundo o mesmo autor, como consequência da refração de ondas, costas protuberantes geralmente experimentam processos erosivos à medida que costas reentrantes são expostas à processos de deposição.

O desenvolvimento de praias e conseqüentemente de barreiras costeiras depende, além de outros fatores, de uma janela ótima de declividade do substrato e não será formada em gradientes muito altos ou muito baixos (HESP & SHORT, 1999). Roy *et al.* (1994) mostrou que as barreiras costeiras se desenvolvem dentro de um estreito intervalo de valores de declividade do substrato entre  $0,05^\circ$  e  $0,8^\circ$ . Em plataformas extremamente rasas ( $< 0,05^\circ$ ) a energia da onda se torna insuficiente para formar um perfil de praia devido à diminuição de energia por atrito de fundo. Por outro lado, em plataformas com maior declive ( $>0,8^\circ$ ), a muito alta energia de onda determina que o sedimento seja transportado para a plataforma continental ao invés de ser movido em direção à costa, resultando em depósitos de plataforma interna.

A declividade do substrato, além de pré-determinar o tipo de evolução e o estilo de uma barreira costeira (DILLENBURG *et. al*, 2000), poderá também determinar a largura da depressão em sua retaguarda. A largura dessa morfologia será maior na ocorrência de

substratos mais suaves, favorecendo o desenvolvimento de ilhas barreiras separadas do continente por uma ampla laguna, e não existindo em gradientes maiores que  $0,8^\circ$  (HESP & SHORT, 1999).

A base estrutural de uma barreira costeira, como a topografia antecedente e suas características geomorfológicas, interagem em um complexo modo com os processos costeiros modernos, a determinar a morfologia e a dinâmica destas barreiras (RIGGS *et. al*, 1995).

### **3.1.5 Ondas**

As barreiras costeiras são morfologias prevaletentes em costas dominadas por ondas. Isto significa que esta é a principal forçante responsável pelo transporte sedimentar, predominando sobre os efeitos da maré (HEWARD, 1981). Assim, sua ação pode ser considerada crucial para o desenvolvimento de barreiras costeiras e no controle do balanço sedimentar (DILLENBURG & HESP, 2009).

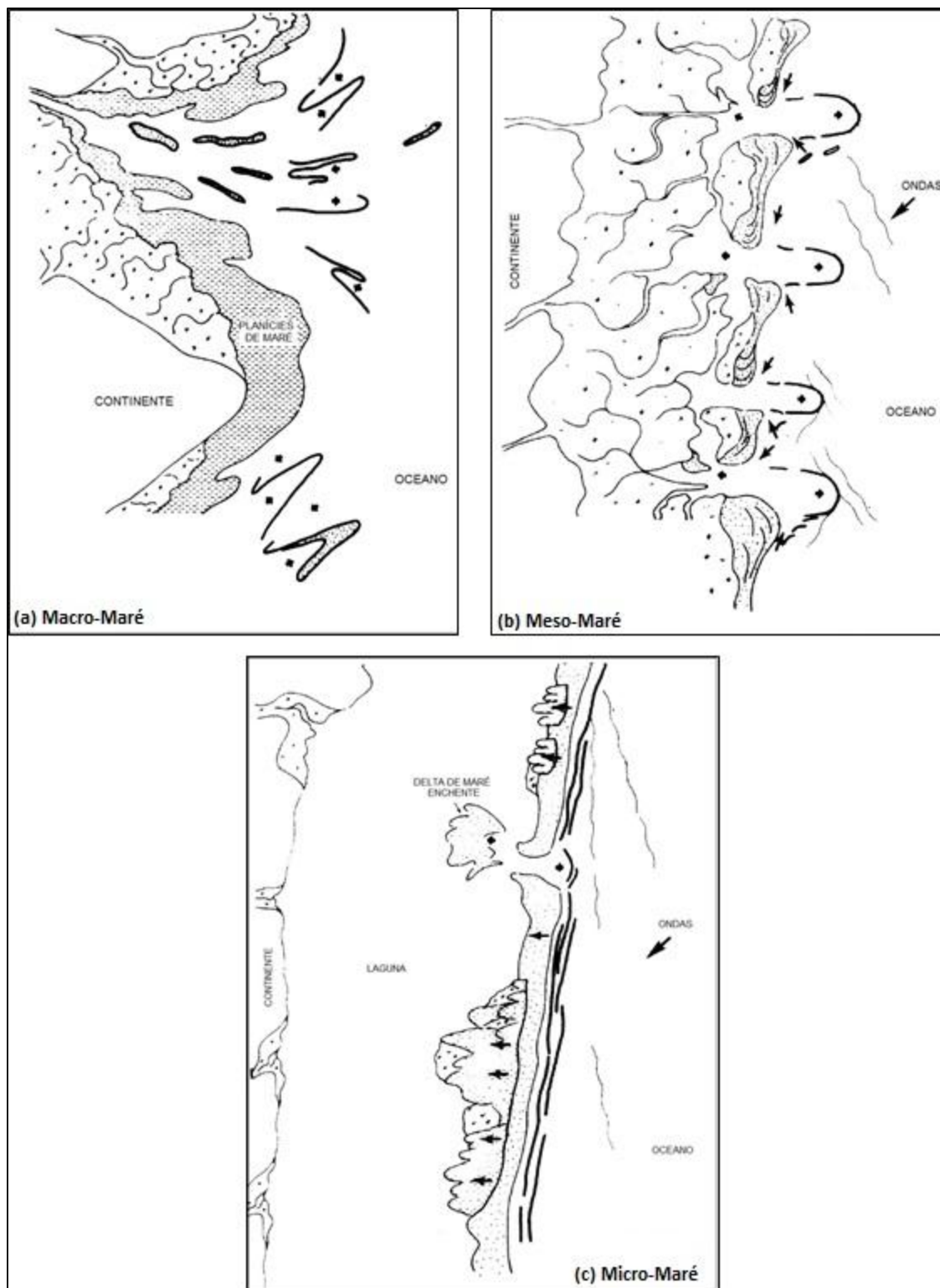
Diferenças na energia de onda e em seu ângulo de ataque poderão determinar o balanço positivo ou negativo de sedimentos em um sistema costeiro, resultando em variações temporais de tipos de barreiras, bem como a coexistência espacial de barreiras progradacionais e retrogradacionais (DILLENBURG *et al.*, 2000).

A contribuição relativa da energia de ondas também influenciará a configuração da linha de costa e do tipo de barreira. Hayes (1979) apresentou três tipos de depósitos de linhas de costa, em relação à contribuição de ondas e marés: os dominados por ondas, os de energia mista e depósitos dominados por marés, das quais aquelas dominadas por ondas exibe as mais longas ilhas barreiras.

### **3.1.6 Marés e Ventos**

Os efeitos de maré não são essenciais para a formação de uma barreira costeira, entretanto possui grande influência sobre a morfologia desses ambientes. Hesp & Short (1999) afirmam que todas as barreiras costeiras são influenciadas em certo grau pelos efeitos da maré. Hayes (1979) demonstrou o papel da maré como agente modificador

da morfologia de barreiras arenosas, relacionando-a com a ação das ondas, sumarizado pela Figura 10 (DAVIS & HAYES, 1983).



**Figura 10. Maré como agente modificador de barreiras costeiras, em regimes de macro, meso e micromaré. Modificado de CERC, 2002.**

Desta maneira, costas dominadas por ondas e com pouca influência de maré (regime de micro-maré) resulta na existência de longas barreiras costeiras com a presença de

poucos canais de maré (*inlets*). Com o aumento na energia de maré sobre este sistema (regime de meso-maré), e conseqüentemente com o incremento do prisma de maré, um maior número de *inlets* são formados requisitados pela maior troca de água. Assim, barreiras costeiras mais curtas são geradas. Por fim, em regime de macro-maré, onde o efeito desta supera o efeito de ondas, nem sempre barreiras costeiras conseguem se desenvolver. As maiores velocidades do prisma de maré ao longo dos canais tendem a distorcer o formato das barreiras e a desenvolver esporões arenosos recurvados.

Da mesma forma que a maré, os efeitos de ventos não são cruciais para o desenvolvimento das barreiras costeiras, contudo são essenciais para os processos eólicos e para a formação de dunas costeiras, depósito componente de muitos sistemas de barreiras.

Considerados fatores secundários, marés e ventos apenas modificarão um modelo básico de barreira costeira. Este modelo é determinado por fatores primários ambientais, como gradiente do substrato, sedimentos e ondas. Os secundários terão como função romper barreiras pelo desenvolvimento de *inlets* e formar dunas (DILLENBURG & HESP, 2009).

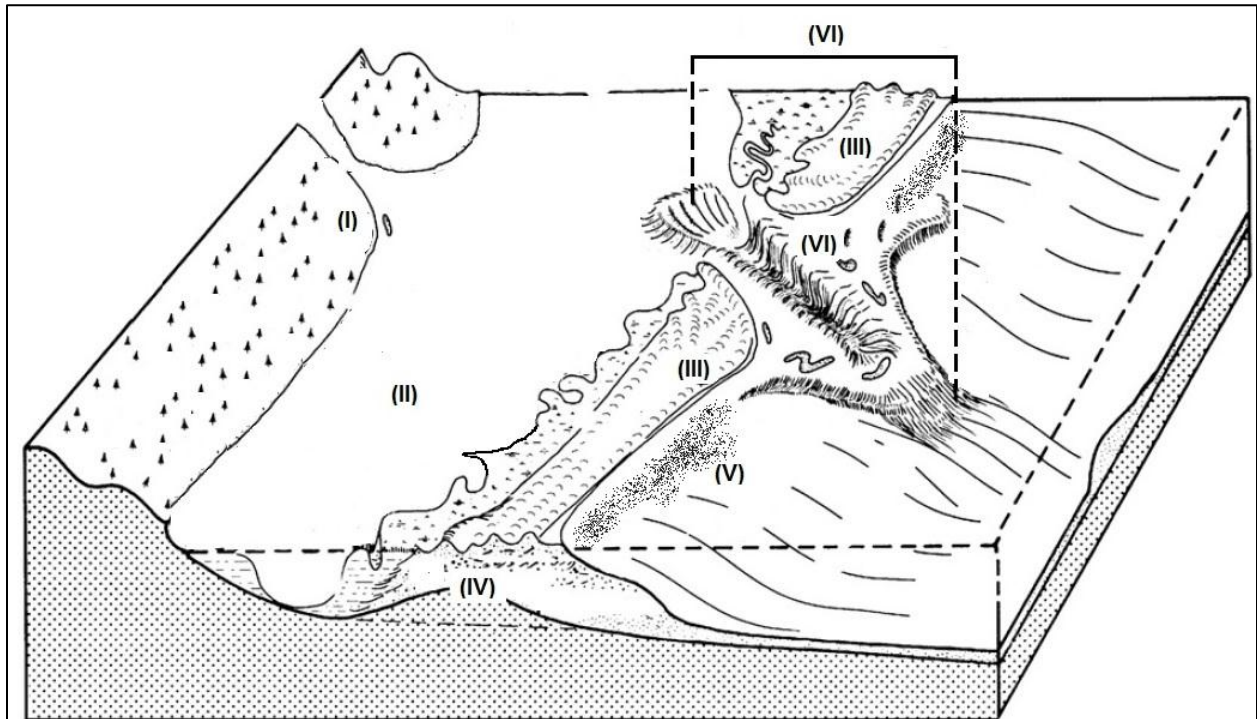
### 3.2 CARACTERÍSTICAS MORFOLÓGICAS

Como consequência das múltiplas combinações dos fatores apresentados acima, espera-se encontrar uma ampla diversidade de tipos de barreiras e uma vasta gama de morfologias subaéreas, variando consideravelmente na natureza e em posição (DILLENBURG & HESP, 2009; HESP & SHORT, 1999).

As barreiras costeiras são caracterizadas pelo arranjo dos diferentes depósitos sedimentares, variando de local para local e refletindo os aspectos físicos do ambiente (DAVIS & FITZGERALD, 2004). Geralmente, a maioria das barreiras costeiras pode ser dividida em seis zonas, segundo Oertel (1985): (I) a zona continental, (II) a retrobarreira, (III) a barreira costeira propriamente dita, (IV) a plataforma relacionada a esta barreira, (V) a zona praial, e (VI) *inlets* e depósitos relacionados, quando



existentes (Figura 11). Uma exceção à esta caracterização ocorre quando sucessivos cordões arenosos são anexados à linha de costa, formando as denominadas barreiras regressivas.



**Figura 11. Zonas componentes de uma barreira costeira. (I) zona continental; (II) retrobarreira; (III) barreira costeira; (IV) plataforma continental; (V) zona praias, e (VI) inlets e depósitos associados. Modificado de Oertel, 1985.**

As fácies associadas aos diferentes depósitos formadores das barreiras costeiras possibilitam o registro histórico da morfologia e condições hidrodinâmicas que operaram sobre o sistema costeiro. Estruturas físicas, incluindo superfícies erosionais, podem ser usadas para fornecer informações temporais e espaciais do tipo de condição ambiental experimentada pelo ambiente. (SCHWARTZ & BIRKEMEIER, 2004).

Desta forma, serão aqui caracterizados, aqueles depósitos que tendem a modificar o modelo base de barreira costeira, os quais podem identificar processos determinantes na evolução do corpo arenoso.

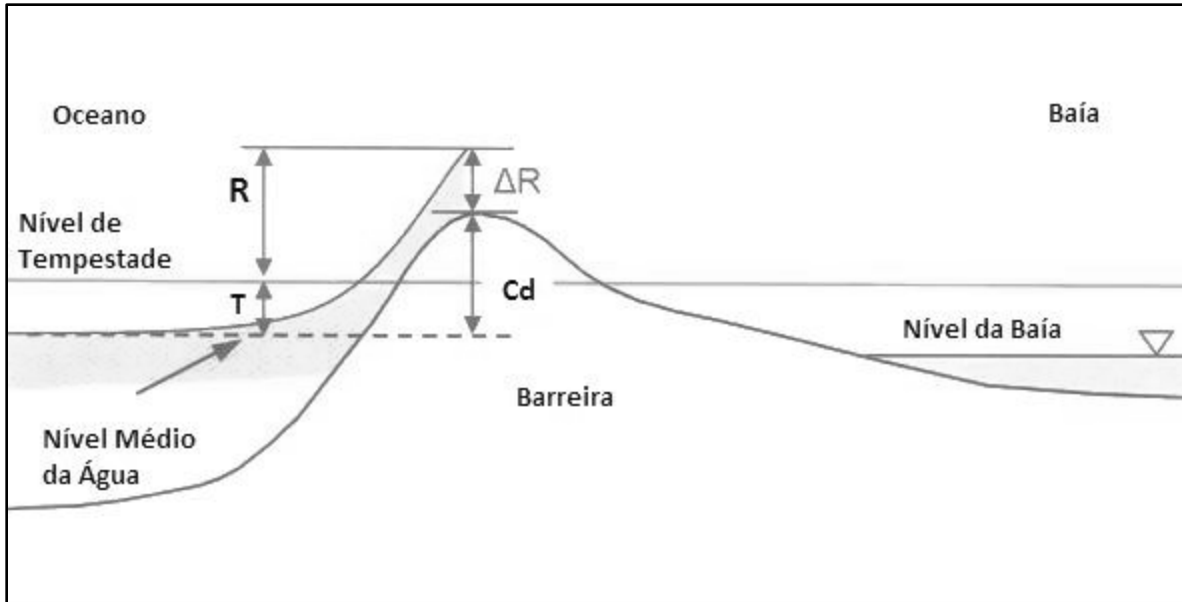
### 3.2.1 Depósitos de *Washover* ou de Sobrelavagem

Os depósitos de *washover* ou depósitos de sobrelavagem são feições morfológicas produzidas pelo processo de *overwash* ou sobrelavagem. Este processo caracteriza-se pelo fluxo de água e sedimento sobre a crista da praia, devido a uma superelevação do nível do mar em virtude de ventos em direção ao continente, marés e ondas de tempestades, marés altas de sizígia e/ou passagem de ciclones extra-tropicais (MATIAS *et al.*, 2008).

Eventos de sobrelavagem ou transposição de sedimentos ocorrem através de uma singular combinação de fatores oceanográficos e geomorfológicos. Alguns dos fatores morfológicos condicionantes do processo de sobrelavagem são: batimetria litorânea, topografia da praia e elevações atrás da zona de praia (RODRIGUES *et al.*, 2012). A presença de dunas em uma praia (em particular dunas frontais) é considerada o principal fator de constrangimento da ocorrência de eventos de sobrelavagem. Adicionalmente a estes fatores, a orientação da costa em relação a tempestades controlam a frequência e a magnitude de tais eventos (MATIAS *et al.*, 2008).

Este processo é ainda considerado o principal mecanismo de retração de algumas barreiras costeiras, em resposta à elevações do nível do mar (USACE, 2004). Segundo este mesmo trabalho, consequências da inundação, transporte de sedimentos em direção ao continente e o ataque de ondas, acompanhados ao processo de sobrelavagem incluem: perda e/ou deterioração de propriedades, bem como de ruas e avenidas, e outras infraestruturas, como resultado de inundação e intrusão de sedimentos; perda da proteção do continente proporcionada pela presença de barreiras e dunas, se estas forem rebaixadas devido a sobrelavagem; modificações do ambiente de pós-praia; retração da linha de costa e migração da barreira costeira, e aumento da susceptibilidade de rompimento da barreira.

O processo se inicia quando a altura máxima alcançada pelo mar, ao encontrar a linha de costa (*runup*) e/ou a maré de tempestade, ultrapassa a altura da crista da praia (Figura 12). Seu potencial é ainda aumentado quando ocorre combinação com períodos de maré alta (USACE, 2004).



**Figura 12. Desenho esquemático do processo de overwash. Onde: T – Maré de tempestade; R – Runup; Cd – Crista da praia, e  $\Delta R = T + R - Cd$ . Modificado de USACE, 2004.**

Os depósitos de sobrelavagem podem apresentar diferentes morfologias, resultante das múltiplas magnitudes do processo de sobrelavagem. Onde dunas são relativamente altas, porém nem sempre presentes, serão formados leques de sobrelavagem. Quando os limites entre os leques tornam-se menos definidos devido ao maior fluxo de água durante o processo de sobrelavagem, terraços de sobrelavagem se formarão. Por fim, quando uma porção da barreira é continuamente lavada pelo processo de sobrelavagem e, desta forma, apresenta dunas com pequena altura, insuficiente para que o ataque das ondas torne frequente este processo, poderão ser formados lençóis de sobrelavagem ou *sheetwashes* (Figura 13) (USACE, 2004).



**Figura 13. Tipos de depósitos de sobrelavagem produzidos em condições de tempestades. Modificado de Morton & Sallenger (2003).**

Garcia *et al.* (2010) desenvolveu três índices de vulnerabilidade de depósitos de *washover*: *OSR* (*overwash shoreline ratio*), *MOIR* (*maximum overwash intrusion recurrence*) e *CBO* (*complete barrier overwash*), relacionando a localização de ocorrência de *washovers*, o potencial de intrusão de sedimento em direção ao continente e capacidade de causar rompimento da barreira costeira. Estes índices podem ser aplicados virtualmente a qualquer tipo de barreira costeira e podem ser medidos através da observação de aspectos morfológicos do depósito, tais como a abertura do depósito, a intrusão do processo de sobrelavagem, a largura da barreira arenosa e a extensão da linha de costa.

O primeiro índice – *OSR* é referente à ocorrência de sobrelavagem ao longo da linha de costa ( $lc$ ) e indica a fração relativa de toda extensão da linha de costa que possua depósitos de sobrelavagem ativos. O resultado irá variar de 0% (ausência de depósitos) a 100% (depósito de sobrelavagem ininterrupto ao longo da  $lc$ ). Assim, calcula-se:

$$OSR = \frac{\sum \text{abertura do depósito de sobrelavagem}}{\text{extensão da } lc} \times 100 \quad (1)$$

O segundo índice – *MOIR* refere-se a intrusões históricas de sobrelavagem e representa a recorrência de um máximo de intrusão. O termo recorrência refere-se a um tempo, o qual possua significativa probabilidade de um evento de particular magnitude ocorrer. Este pode ainda ser utilizado para previsões de intrusão. Desta forma, a recorrência de uma máxima intrusão pode ser determinada através da equação, para designadas classes de intrusão (ex: 0-10, 11-20, 21-30):

$$MOIR = \frac{N + 1}{\sum \text{número de depósitos de sobrelavagem ativos com máxima intrusão maior que } X} \quad (2)$$

Onde: N corresponde ao número de anos do período analisado; X corresponde ao limite inferior de cada classe de intrusão da sobrelavagem.

O terceiro e último índice – *CBO* faz referência à capacidade do processo de sobrelavagem em romper a barreira costeira e avalia a vulnerabilidade de uma total sobrelavagem da barreira. Este índice pode ser calculado para cada depósito identificado e é calculado através da equação:

$$CBO = \frac{\text{Intrusão do depósito de sobrelavagem}}{\text{largura da barreira costeira}} \quad (3)$$

O resultado do índice *CBO* pode atingir valor máximo de 1 (um), o qual representa uma situação de máxima vulnerabilidade de um rompimento causado por processo de sobrelavagem.

### 3.2.2 Canais de Marés (*Inlets*)

A morfologia dos canais de maré apresenta-se de forma diversificada. Isso se deve às interações e a variabilidade dos parâmetros oceanográficos, meteorológicos e geológicos envolvidos no sistema, como o alcance da maré, energia de onda, suprimento de sedimentos, magnitude e frequência de tempestades e eventos extremos (FITZGERALD, 2005). Desta forma, nota-se que a complexidade dos processos envolvidos ditos anteriormente fazem com que quase toda abertura na linha

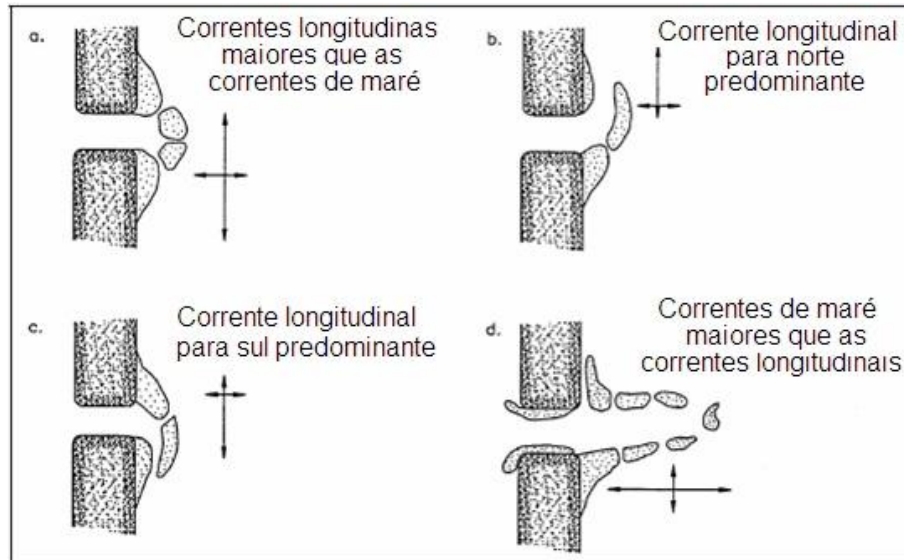
de costa, atingindo desde poucos metros a alguns quilômetros de largura, possam ser chamados de canais de maré, não havendo, portanto uma definição restritiva (CERC, 2002).

Bruun (1978) distingue três principais regiões de uma desembocadura: a) uma porção sedimentar oceânica, a qual abrange o corpo sedimentar externo (delta de maré vazante) e um ou mais canais; b) a desembocadura do canal, correspondendo a mínima área da seção transversal; e c) porção interna ao canal, compreendendo os corpos sedimentares internos (deltas de maré enchente).

Deltas são corpos sedimentares que compreendem a porção subaérea e subaquática de pacotes sedimentares, depositados devido o transporte fluvial, os quais se localizam na porção da desembocadura de um rio. Sua formação ocorre quando o suprimento de sedimentos proveniente dos rios para a área costeira, não são removidos pela ação de ondas e/ou correntes. Desta forma, seu desenvolvimento dependerá basicamente de processos como alcance da maré, clima de ondas, e correntes (PENLAND & KULP, 2005).

As correntes de enchente depositam areia na porção interna da desembocadura formando os deltas de enchente, e as correntes de vazante depositam areia na porção externa da desembocadura formando o delta de maré vazante (FITZGERALD, 2005).

A presença ou ausência dos deltas de maré enchente, bem como seu tamanho e desenvolvimento estão relacionados com a variação de maré local, energia de onda e suprimento de sedimento. São mais desenvolvidos em áreas que apresentam variação de maré moderadas a altas (1,5 – 3,0 m), devido à sua maior exposição na maré baixa (FITZGERALD, 2005). As feições de um delta de vazante e a distribuição de seus corpos arenosos estão intimamente relacionados com a magnitude dos diferentes processos de transporte de sedimentos operantes num canal de maré (FITZGERALD, 2005). Sendo assim sua configuração é controlada principalmente pela dinâmica do transporte de sedimentos pelo canal de maré e por correntes longitudinais (TOOD, 1968 *apud* OERTEL, 1985).



**Figura 14. Esquema das variações na morfologia dos deltas de vazante, indicando a influência de ondas versus energia de maré e direção predominante de deriva litorânea (modificado de Oertel, 1975 apud Davis & FitzGerald, 2004).**

Os canais de maré podem apresentar-se de forma estável ao longo do tempo, mantendo-se fixos numa mesma posição, ou ainda possuírem um caráter migratório ao longo da costa. Zarillo *et al.* (1985) afirma que a estabilidade de um canal dependerá, além de fatores como prisma de maré, energia de onda e suprimento de sedimento, do tipo de substrato sobre o qual sua abertura está localizada, como também a profundidade do canal principal. Segundo Fitzgerald (2005), canais mais profundos estão situados, normalmente, sobre fundos consolidados, os quais resistem à erosão, enquanto que canais migratórios apresentam uma menor profundidade, devido à erosão do substrato inconsolidado em que o mesmo se encontra.

### 3.3 CARACTERIZAÇÃO GRANULOMÉTRICA

Por serem constituídas e influenciadas pelos diversos processos oceanográficos e meteorológicos ocorrentes nos sistemas costeiros, as barreiras costeiras englobam diferentes tipos de depósitos, como a face praial, depósitos de sobrelavagem, depósitos deltaicos etc.. A variedade de ambientes de sedimentação, bem como os principais agentes atuantes em cada ambiente faz com que estes apresentem distintos registros granulométricos.

Variações na textura de sedimentos, bem como nos tamanhos de grãos que compõem os sedimentos, e seu padrão de distribuição fornecem valiosas informações sobre os principais processos atuantes no sistema praial (PEIXOTO *et al.*, 2012).

A utilização dos parâmetros estatísticos relacionados ao tamanho de grão constitui uma ferramenta potencial no reconhecimento dos ambientes sedimentares, como praia, duna e vários setores da plataforma continental (MARTINS, 2003), estando amplamente difundida pela literatura.

Com o progressivo aumento da densidade de estudos no ramo da granulometria, a adoção de determinados parâmetros estatísticos permitiu a comparação de diferentes amostras, submetidas muitas vezes a distintos tipos de transporte ou a diferentes ambientes de deposição (MARTINS, 2006).

McLaren (1981) afirma que as características de um depósito sedimentar, como média, desvio padrão e assimetria, são herdadas de sua fonte e dependem do tipo de transporte ao qual este foi submetido.

Os parâmetros utilizados para descrever a distribuição do tamanho de grão abrangem 4 principais grupos: o tamanho médio dos grãos, ou média; o desvio padrão; a assimetria, e curtose (BLOTT & PYE, 2001). Tais parâmetros podem ser obtidos através de métodos matemáticos e gráficos, propostos por muitos autores (TRASK, 1932; OTTO, 1939; INMAN, 1952; FOLK & WARD, 1957). A média reflete o tamanho médio geral do sedimento, tendo grande significado genético. Este parâmetro possui grande influência pela fonte de sedimentos, assim como pelo agente transportador, ambiente de deposição e nível de energia, e é definida em escala logarítmica ( $\Phi$ ).

O desvio padrão, traduzido como um índice de seleção é uma medida de uniformidade das partículas ocorrentes em uma distribuição, independentemente do tamanho médio.

Quanto à assimetria, esta indica o balanço entre as duas terminais de uma distribuição, verificando diferenças entre estas. A curva normal simétrica apresenta assimetria zero. Ao apresentar a terminal fina mais expressiva que a terminal grossa, a assimetria



torna-se positiva. Quando o contrário é evidenciado, a assimetria torna-se negativa (MARTINS, 2006).

As curvas de distribuição granulométrica podem ser mais achatadas ou mais proeminentes do que a curva normal. Este desvio é expresso pela angulosidade da curva, ou curtose (DIAS, 2004). Desta forma, a curtose computa o espalhamento da parte central da distribuição e das terminais, através da comparação do comprimento das caudas da curva relativamente à parte central desta (MARTINS, 2006). O padrão da curva pode variar desde muito platicúrtico, quando a angulosidade da curva for menor que  $0,67^\circ$  e extremamente leptocúrtico quando a angulosidade da curva atingir valores maiores que  $3,00^\circ$ .

Krumbein e Pettijohn (1938) referiram o uso dos parâmetros de assimetria e curtose como indicadores da ação de seleção do agente transportador de sedimentos. Adicionalmente, estudos realizados por Mason e Folk (1958) obtiveram suas conclusões quanto a diferenciação entre areias de dunas e praias através do uso de assimetria e curtose. Este estudo indicou que enquanto as areias de praias apresentaram assimetria normal ou negativa e curva leptocúrtica, as areias de dunas foram caracterizadas por assimetria positiva e curva mesocúrtica (MARTINS, 1962).

## 4 REFERÊNCIAS

ABREU, C. F. de; SIEGLE E.; TRUCCOLO E. C.; SCHETTINI, C. A. F. Hydrodynamics of the Itapocú river and the Barra Velha lagoon estuarine system, SC, Brazil. **Revista Brasileira de Geofísica**, v. 28, n.3, p.321-329, 2010.

ALVES, J. H. G. M.; MELO, E. Measurement and modeling of wind waves at the northern coast of Santa Catarina, Brazil. **Brazilian Journal of Oceanography**, v. 49, p.13-2, 2001.

ARAÚJO, S.A.; HAYMUSSI, H.; REIS, F. H.; SILVA, F.E. Caracterização climatológica do município de Penha, SC. In: BRANCO, J. O.; MARENZI, A.W.C. (Org). **Bases ecológicas para um desenvolvimento sustentável: Estudo de caso em Penha, SC.** Itajaí: UNIVALI, 2006, p.11-28.

ASP, N. E.; SIEGLE, E.; SCHETTINI, C. A. F.; LOSSO, A. P.; KLEIN, A. H. F. Geologia e hipsometria de bacias de drenagem do centro-norte catarinense (Brasil): implicações para a zona costeira. **Quaternary and Environmental Geosciences**, v. 1, p.98-108, 2009.

BELKNAP, D. F.; KRAFT, J. C. Influence of antecedent geology on stratigraphic preservation potential and evolution of Delaware's Barrier Systems. **Marine Geology**, v. 63, p. 235–262, 1985.

BLOTT, S. J.; PYE, K. GRADISTAT: A grain size distribution and statistics package for the analysis of unconsolidated sediments. **Earth Surfaces Processes and Landforms**, v. 26, p. 1237–1248, 2001

BONETTI, C.; BONETTI, J.; BELTRAME, E. The influence of natural and anthropogenic agents in the determinations of sedimentary environments at Itapocú estuarine-lagoonal system, Santa Catarina, Brazil. **Journal of Coastal Research**, Sl. v. 39, p.1762-1766, 2006.

BRUUN, P. Sea level rise as a cause of shore erosion. **Journal of Waterways and Harbor Division**, v. 88, p. 117-130, 1962.

BRUUN, P. **Stability of Tidal Inlets**. Amsterdam: Elsevier, 1978. 510 p.

CARTER, R.W.G. **Coastal environments**. London: Academic Press, 1988. 617 p.

CASSIANO, G. F.; SIEGLE, E. Migração lateral da desembocadura do Rio Itapocú, SC Brasil: evolução morfológica e condicionantes físicas. **Revista Brasileira de Geofísica**, v.28 n.4, p. 537-549, 2010.

CERC (COASTAL ENGINEERING RESEARCH CENTER). 2002. **Coastal Engineering Manual**. Washington, DC: US Army Corps of Engineers. Manual online. Disponível em: <http://chl.erdc.usace.army.mil/cem>

CLEARY, W. J.; PILKEY, O.H. **Environmental Coastal Geology: Cape Lookout to Cape Fear, North Carolina: Regional Overview**. Carolina Geological Society Field-trip Guidebook, p. 87-127, 1996.

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

DAVIS, R. A.; FITZGERALD, D. M. **Beaches and Coasts**. Malden, Massachusetts: Blackwell. 2004, 419p.

DEAN, R. G.; DALRYMPLE, R. A. **Coastal processes with engineering applications**. Cambridge: UK Cambridge university Press, 2004. 488 p.

DIAS, J. A. A análise sedimentar e o conhecimento dos sistemas marinhos. Universidade do Algarve. Faro. 2004.

DIEHL, F. L.; HORN FILHO, N. O. Compartimentação geológico-geomorfológica da zona litorânea e planície costeira do Estado de Santa Catarina. **Notas Técnicas**, v. 9, p. 39-50, 1996

DILLENBURG, S. R.; ESTEVES, L. S.; TOMAZELLI, L. J. A critical evaluation of coastal erosion in Rio Grande do Sul, Southern Brazil. **Anais Academia Brasileira Ciências**, v. 76, n. 3, p. 611-623, 2004.

DILLENBURG, S. R.; ROY, O. 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. **Geology and Geomorphology of Holocene Coastal Barriers of Brazil**. Berlin: Springer, 2009. 380 p.

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**. Springer, Lecture Notes in Earth Sciences, 107, p. 1-15, 2009.

DOLAN, R.; LINS, H. **The Outer Banks of North Carolina**. Washington, D.C.: United States Government Printing Office, 2000. 49 p.

FIELD, M. E.; DUANE, D. B. 1974. Geomorphology and sediments of the inner continental shelf, Cape Canaveral, Florida: U.S. Army Corps Engineers Coastal Eng. Research Center Tech. Memo. n. 42, 88 p.

FIELD, M. E.; DUANE, D. B. Post-Pleistocene History of the United States Inner Continental Shelf: Significance to Origin of Barrier Island. **Geological Society of America Bulletin**, v. 87, p. 691-702, 1976.

FITZGERALD, D. M. Tidal Inlets. In: Schwartz, M. (Ed.). **Encyclopedia of Coastal Science**. Dordrecht: Springer, 2005, p. 958-964.

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. 3–26, 1957.

GAPLAN. Atlas do estado de Santa Catarina. Florianópolis: Gabinete de Planejamento e Coordenação Geral, 1986.

GARCIA, T.; FERREIRA, Ó.; MATIAS, A.; DIAS, J. A. Overwash vulnerability assessment based on long-term washover evolution, **Natural Hazards**, v. 54, p. 225-244, 2010.

GILBERT, G.K. The topographic features of Precambrian Lake Shores, U.S. **Geological Survey 5th Annual Report**, p. 87-88, 1885.

GLAESER, J. D. Global distribution of barrier islands in terms of tectonic setting, **Journal of Geology**, v. 86, n. 3, p. 283–298, 1978.

HAYES, M.O. Barrier island morphology as a function of tidal and wave regime: In LEATHERMAN, S. P. (Ed.). **Barrier Islands: From the Gulf of St. Lawrence to the Gulf of Mexico**. New York: Academic Press, p. 1-28, 1979.

HAYES, M. O. Barrier Islands. In: SCHWARTZ, M. L. (Ed.). **Encyclopedia of Coastal Science**. Netherlands: Springer, 2005. p. 117-119.

HESP, P. A.; SHORT, A. D. 1999. Barrier morphodynamics. In: SHORT, A. D. (Ed.). **Handbook of Beach and Shoreface Morphodynamics**, London, 1999, p. 307–333.

HEWARD, A. P. A review of wave-dominated clastic shoreline deposits. **Earth-Science Reviews**, v. 17, p. 223-276, 1981.

HORN FILHO, N. O. Setorização da província costeira de Santa Catarina em base aos aspectos geológicos, geomorfológicos e geográficos. **Geosul**, v. 18, n. 35, p. 284-288, 2003.

HORN FILHO, N. O. **O Quaternário costeiro da ilha de São Francisco do Sul e arredores, nordeste do Estado de Santa Catarina - aspectos geológicos, evolutivos e ambientais**. 312p. Tese (Doutorado em Geociências) - Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre. 1997.

HOYT, J. H. Barrier island formation. **Geological Society of America Bulletin**, v. 78, p. 1125–1136, 1967.

INMAN, D. L. Measures for describing the size distribution of sediments. **Journal of Sedimentary Petrology**, v. 22, p. 125-145, 1952.

INMAN, D. L.; NORDSTROM, C. E. On the tectonic and morphologic classification of coasts. **Journal of Geology**, v. 79, p. 1–21, 1971.

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

KLEIN, A. H. F.; MENEZES, J. T.; DIEHL, F. L.; ABREU, J.G.N.; POLETTE, M.; SPERB, R.M.; SPERB, R.C. Santa Catarina – Litoral Centro Norte. In: MUEHE, D. (Ed). **Erosão e progradação no litoral brasileiro**. Brasília,DF: MMA, 2006. p. 401-436.

KOUSKY, V. E.; ROPELEWSKI, C. F. Extremes in the Southern Oscillation and their relationship to precipitation anomalies with emphasis on the South American region. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v.4, p. 351–363, 1989.

KRUMBEIN, W. C.; PETTIJOHN, F. Manual of Sedimentary Petrography. New York: Appleton-Century Crofts,1938. 549 p.

MARTINS, L. R. Considerações sobre o Valor de Assimetria e Curtosis na Análise Estatística. **Notícia Geomorfológica**, n 9-10: 31-38, 1962.

MARTINS, L. R. Recent Sediments and Grain-Size Analysis. **Gravel**, Porto Alegre, v. 1, p. 90-105, 2003.

MARTINS, L. R. Relações Texturais das Areias da Zona Costeira do Rio Grande do Sul. **Gravel**, Porto Alegre, v. 4, p. 63-72, 2006.

MASON, C. C.; FOLK, R. L. Differentiation of beach, dune and Aeolian flat environment by size analysis Mustang Island, Texas. **Journal of Sedimentary Petrology**, v. 28, p. 211-226, 1958.

MATIAS, A., FERREIRA, Ó., VILA-CONCEJO, A., GARCIA, T., DIAS, J. A. Classification of washover dynamics in barrier islands. **Geomorphology**, v. 97, n. 3-4, p. 655-674, 2008.

MAY, J. P.; TANNER, W. F. The littoral power gradient and shoreline changes. In: COATES, D.R. (Ed.). **Coastal Geomorphology**. State University, Binghamton, New York, p. 43-60, 1973.

MCLAREN, P. An interpretation of trends in grain-size measures. **Journal Sedimentary Petrology**, v. 51, p. 611-624, 1981.

MENEZES, J. T.; BRAGA, A. K.; PIERRI, G. C. S.; KLEIN, A. H. F. Shoreline Change Analysis Near Itapocú River Inlet Barra Velha, Santa Catarina, Brazil (1978 to 2002). **Journal of Coastal Research**, v. 39, p. 298-300, 2006.

MONTEIRO, M. A. Caracterização climática do estado de Santa Catarina: uma abordagem dos principais sistemas atmosféricos que atuam durante o ano. **Geosul**, Florianópolis, v. 16, n.31, p. 69-78, 2001.

OERTEL, G. F. The barrier island system. **Marine Geology**, v. 63, p.1–18. 1985.

OTTO, G. H. A modified logarithmic probability graph for the interpretation of mechanical analysis of sediments. **Journal of Sedimentary Petrology**, v. 9: p. 62-75, 1939.

PEIXOTO, J. R. V.; HORN FILHO, N. O.; CASTELANI, T. T. Variação Granulométrica das Praias Arenosas da Costa Leste da Ilha de Santa Catarina, SC, Brasil. **Gravel**, Porto Alegre, v. 10, n. 1, p.13-21, 2012.

PENLAND, S.; KULP, M.A. Deltas. In: SCHWARTZ, M. (Ed.). **Encyclopedia of Coastal Science**. Dordrecht : Springer, 2005, p. 362-368.

PERK, L. M. Itapocú Inlet, Brazil: a study of the hydrodynamics and morphology. Dissertação (Master of Science) – Civil Engineering, Delft university of Technology, TU Delft, Netherlands, 2006.

RIGGS, S. R.; CLEARY, W. J., SYNDER, S. W. Influence of inherited geologic framework on barrier island morphology and dynamics. **Marine Geology**, v. 126, n. 1-4, p. 213–234, 1995.

RODRIGUES, B. A., MATIAS, A., FERREIRA, Ó. Overwash Hazard Assessment, **Geologica Acta**, v. 10, n. 4, p. 427-437, 2012.

ROY P. S.; COWELL P. J.; FERLAND M. A.; THON 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.

SCHETTINI, C. A. F. Caracterização física do estuário do rio Itajaí-Açu. **Revista Brasileira de Recursos Hídricos**, v. 7 n. 1, p.123-142, 2002.

SCHETTINI, C. A. F.; CARVALHO, J. L. B. Suspended sediment balance in the estuary of Itajaí-açu river during a low discharge period. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, v. 70, n. 2, p.325-334, 1998.

SCHWARTZ, M. L. The Multiple Causality of Barrier Islands. **Journal of Geology**, v. 79, n. 9, p. 91-94, 1971.

SCHWARTZ, M. L. **Barrier Islands**. Stroudsburg, Pennsylvania: Benchmark Papers in Geology, 1973, 451p.

SCHWARTZ, R. K.; BIRKEMEIER, W.A. Sedimentology and morphodynamics of a barrier island shoreface related to engineering concerns, Outer Banks, NC, USA. **Marine Geology**, v. 211, p. 215–255, 2004.

SILVEIRA, W. N. **História das Inundações em Joinville: 1851-2008**. Curitiba: Organic Trading, 2009. 153 p.

SOUZA, C. R. de G. 2009. A Erosão nas Praias do Estado São Paulo: Causas, Conseqüências, Indicadores de Monitoramento e Risco. In: BONONI, V.L.R., SANTOS JR, N. A. (Org.). Memórias do Conselho Científico da Secretaria do Meio Ambiente: A Síntese de Um Ano de Conhecimento Acumulado, p.48-69, Instituto de Botânica – Secretaria do Meio Ambiente do Estado de São Paulo, São Paulo, SP, Brasil.

TABAJARA, L. L.; MARTINS, L. R. Classificação Textural de sedimentos Praiais e a Relação com os Processos Morfogênicos Eólicos e Marinhos. **Gravel**, v.4, p. 99-107, 2006.

TRASK, P. D. Origin and Environment of Source Sediments of Petroleum. Houston: Gulf Publishing Company, 1932, 323 p.



TRUCCOLO, E. C.; FRANCO, D.; SCHETTINI, C. A. F. The low frequency sea level oscillations in the northern coast of Santa Catarina, **Brazilian Journal of Coastal Research**, v. 39(SI), p.547-552, 2006.

USACE. 2004. **Coastal overwash. Part 1: Overview of Processes**. Regional Sediment Management (RSM). Demonstration Program Technical Note, 36 p.

VILA-CONCEJO, A.; MATIAS, A.; FERREIRA, Ó.; DUARTE, C.; DIAS, J.A. Recent evolution of the natural inlets of a barrier island system in Southern Portugal. **Journal of Coastal Research SI**, Northern Ireland, v. 36, p. 741-752, 2002.

ZARILLO, G. A.; WARD, L. G.; HAYES, M. O. 1985. **An illustrated history of tidal inlet changes in South Carolina**. Charleston: South Carolina Sea Grant Consortium, 1985. 76p.

**CAPÍTULO II – CORPO PRINCIAL – ARTIGO SUBMETIDO**

O artigo apresentado como corpo principal da presente dissertação foi submetido à revista Quaternary and Environmental Geosciences. A carta comprovando a submissão encontra-se no item de Anexos (Anexo I).

## **VARIAÇÕES GEOMORFOLÓGICAS INTER-DECAIS DA BARREIRA COSTEIRA DO ITAPOCÚ – SC, BRASIL.**

*INTER-DECADAL GEOMORPHOLOGICAL VARIATIONS OF THE ITAPOCÚ COASTAL BARRIER – SC, BRAZIL.*

**Maria Olivia Amato Maranhão<sup>1</sup>, Sérgio Rebello Dillenburg<sup>2</sup>**

<sup>1</sup>Programa de Pós-Graduação em Geociências, <sup>2</sup>Instituto de Geociências (UFRGS), Centro de Estudo de Geologia Costeira e Oceânica (CECO), Instituto de Geociências (UFRGS)

## RESUMO

A Barreira Costeira do Itapocú está localizada na porção norte do litoral do estado de Santa Catarina sobre os domínios dos municípios de Araquari e Barra Velha. Em sua porção central a barreira apresenta-se segmentada por influência da desembocadura do rio Itapocú. Registros históricos evidenciam a ocorrência comum, na barreira, de episódios de transposição de sedimentos devido à ocorrência de eventos de sobrelavagem. A barreira e os subambientes associados foram mapeados para os anos de 1938, 1957, 1978, 2005 e 2012. Adicionalmente, foram aplicados três índices de vulnerabilidade para os depósitos de sobrelavagem, conforme metodologia proposta por Garcia *et al.* (2010) – *OSR*, *MOIR* e *CBO*, e foram analisados os parâmetros granulométricos do sistema praia-duna atual e dos depósitos de sobrelavagem em dois perfis transversais à barreira. A análise geomorfológica mostrou que as principais modificações observadas ao longo do tempo na BCI estiveram relacionadas à migração do canal de conexão da laguna com o oceano, anteriormente à sua fixação, bem como a eventos de sobrelavagem da barreira. Os depósitos de sobrelavagem apresentaram elevada frequência de ocorrência ao longo da barreira (*OSR*), onde a maior pôde ser observada no ano de 1957, atingindo 42% de todo o comprimento da barreira, em seu setor sul, e 60% no setor norte. Este padrão apresentou diminuição ao longo do tempo, e em 2012 cerca de 1% do comprimento do setor sul da barreira costeira apresentou sobrelavagem, enquanto o setor norte exibiu 19%. *MOIR*, índice referente às intrusões históricas de sobrelavagem e representando a recorrência de um máximo de intrusão, foi aplicado em intervalos de 10 metros e mostrou que eventos de transposição de sedimentos tendem a ocorrer todos os anos na área estudada, atingindo até 40 metros de intrusão. Para o último ano de análise, 2012, o índice *CBO* apresentou três casos de valor máximo, indicando máxima vulnerabilidade de um rompimento da barreira costeira. No estudo comparativo entre os diferentes compartimentos do sistema praia-duna e dos depósitos de sobrelavagem não foi possível distinguir um claro padrão entre os subambientes com base nos parâmetros granulométricos. Entretanto, este padrão de não distinção pode indicar a usual influência de processos marinhos costeiros de sobrelavagem, atuantes sobre o sistema deposicional eólico.

**Palavras-chave:** Variações morfológicas; Depósitos de sobrelavagem; Parâmetros granulométricos.

## ABSTRACT

The Itapocú coastal barrier is located in the northern coast of Santa Catarina State, on the domain of Barra Velha and Araquari cities. In its central part the barrier is segmented due to the influence of the Itapocú river mouth. Historical records demonstrate that the barrier experiences frequent overwash events. The barrier and associated environments were mapped for 1938, 1957, 1978, 2005 and 2012 dates. Additionally, three vulnerability indexes to the washover deposits were applied, according to Garcia *et al.* (2010) – OSR, MOIR and CBO, and the granulometric properties were analyzed for the modern beach-dune system and washover deposits in two cross sections. The morphological analysis showed that the main changes observed were related to inlet migration, before its fixation in 2011, and also to overwash events. The washover deposits showed high frequency of occurrence along the barrier (OSR), with the greater occurring in 1957, reaching 42% of its entire length in the south, and 60% in the north section. This pattern presented a decrease behavior over time, and in 2012 approximately 1% of the barrier length was overwashed in the south section and 19% in the north. The index MOIR, related to historical sediment intrusions of overwash processes, and representing a maximum intrusion was applied in 10m intervals and showed that washover events tend to occur in all years in the ICB, reaching 40m of intrusion. For the last year analyzed, 2012, the CBO index showed 3 situations of maximum intrusion, indicating 100% of barrier breaching vulnerability. In the comparative granulometric study, it was not possible to characterize the environmental deposits based on the granulometric parameters. However, non-discretize pattern can indicate the influence of coastal marine processes (overwash) acting over the eolian deposits.

**Keywords:** Morphological variations; Washover deposits; Granulometric parameters

## 1. INTRODUÇÃO

As barreiras costeiras são consideradas como um dos ambientes mais vulneráveis do sistema costeiro, experimentando constantes e rápidas modificações em termos morfológicos (HAYES, 1979; LEATHERMAN, 1988; DAVIS, 1994).

Os processos que afetam e modificam as morfologias de um sistema de barreiras costeiras podem operar em diferentes escalas de tempo, variando de horas a décadas ou mais, e incluem desde variações dos ciclos de maré, ocorrência de eventos extremos de tempestade, variações na linha de costa em resposta às alterações do nível médio do mar e às modificações associadas à atividade humana (DOLAN & LINS, 2000). Desta maneira, transformações em uma maior escala temporal e espacial impõem condições limitantes a aquelas de menor escala (OOST *et al.* 2012). A análise de morfologias dos subambientes que compõem uma barreira costeira pode facilitar o entendimento dos processos ocorrentes no dado ambiente, bem como possibilitar a interpretação de sua evolução recente, contribuindo para o manejo apropriado do espaço físico.

Adicionalmente, devido à variedade de subambientes e processos operantes em uma barreira costeira, são também variadas as suas características morfológicas e sedimentológicas. Variações na textura de sedimentos e em suas propriedades granulométricas fornecem valiosas informações sobre os principais processos atuantes no sistema praiado (PEIXOTO *et al.* 2012). Martins (2003) afirma que a utilização dos parâmetros estatísticos relacionados ao tamanho de grão constitui uma ferramenta potencial no reconhecimento dos ambientes sedimentares, como praia e duna.

Neste contexto, insere-se a Barreira Costeira do Itapocú (BCI), a qual se estende por cerca de 12 quilômetros ao longo da zona costeira norte do estado de Santa Catarina.

Dentre outras características, Klein *et al.* (2006) observou que o litoral centro-norte do estado de Santa Catarina, onde esta inserida a BCI, apresenta eventos episódicos de sobrelavagem, ou *overwash*, quando submetido a eventos de tempestade. Este processo caracteriza-se pelo fluxo de água e sedimento sobre a crista da praia, devido

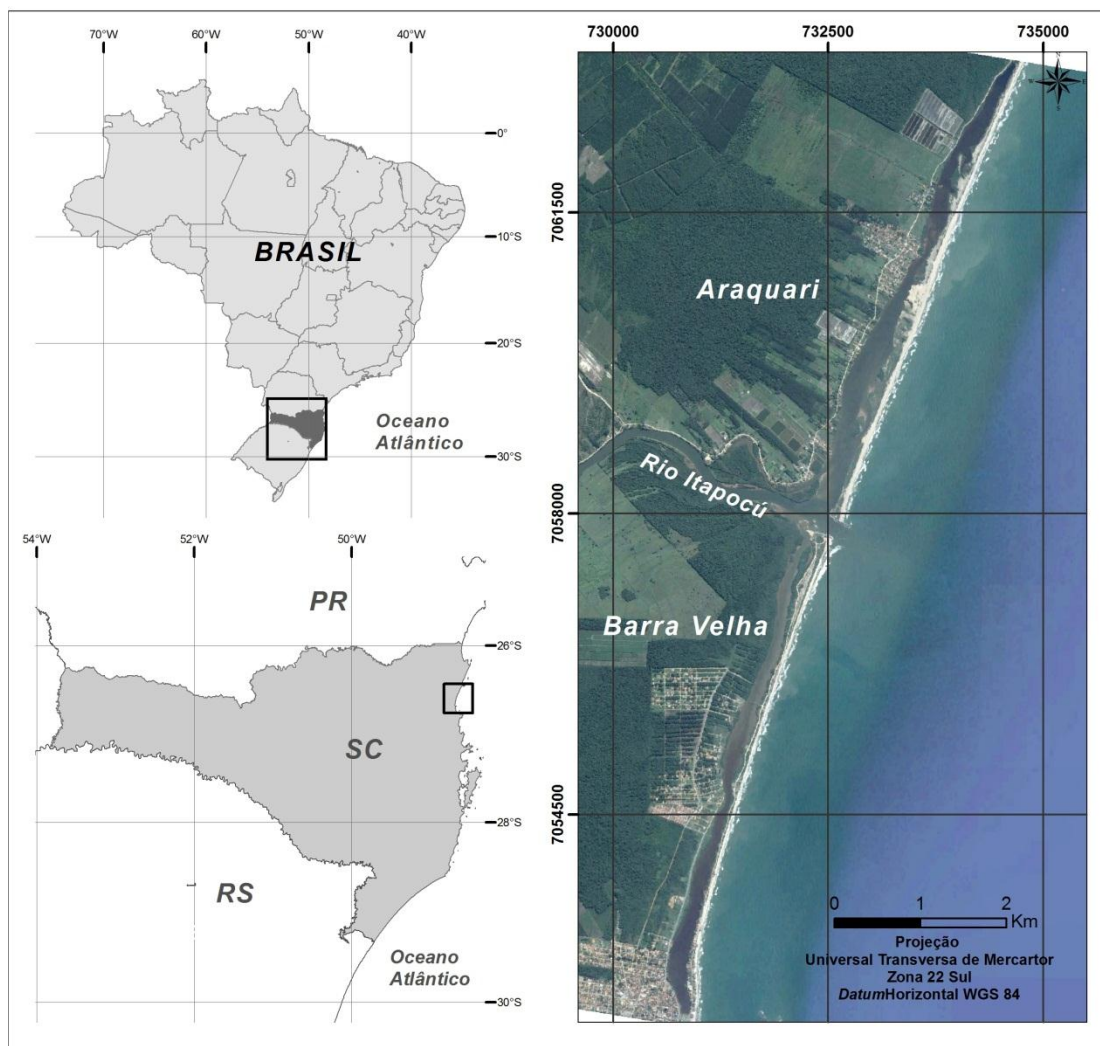
a uma superelevação do nível do mar em virtude de ventos em direção ao continente, marés e ondas de tempestades, marés altas de sizígia e/ou passagem de ciclones extra-tropicais (MATIAS *et al.* 2008). Eventos deste gênero, em função de sua magnitude e frequência de ocorrência, podem apresentar elevado potencial na transformação da paisagem e conseqüentemente na morfologia das barreiras, alterando a topografia local, devido ao achatamento de dunas, bem como removendo a vegetação da porção sobrelavada da barreira, fazendo com que o potencial de proteção imposto por estas seja reduzido. A BCI está inserida neste contexto e apresenta, de maneira muito comum, depósitos de transposição de sedimentos que se estendem, muitas vezes, da praia ao interior do sistema lagunar.

Assim, neste estudo, a análise geomorfológica da barreira costeira do Itapocú focaliza de modo particular seus depósitos produzidos por transposição de sedimentos.

### 1.1 ÁREA DE ESTUDO

A BCI está localizada na porção norte do litoral do estado de Santa Catarina. Sua extensão, cerca de 12 quilômetros, encontra-se sobre os domínios dos municípios de Araquari e Barra Velha, ao norte e ao sul, respectivamente (Figura 1).

Segundo Diehl & Horn Filho (1996), a área de estudo encontra-se inserida no setor setentrional da província costeira do estado de Santa Catarina. A província costeira é constituída de duas unidades geológicas maiores: o embasamento, constituído por rochas das províncias geológicas do escudo catarinense, e as bacias sedimentares de Santos e Pelotas. A barreira do Itapocú está inserida na bacia de Santos. Sua planície costeira tem orientação predominante N-S, e apresenta formação associada às variações relativas do nível do mar ocorridas durante o Quaternário, compreendendo depósitos pleistocênicos e holocênicos formados durante os níveis de mar alto de 123 e 5,6 ka, respectivamente.



**Figura 1. Localização da área de estudo – Barreira Costeira do rio Itapocú – SC.**

A estreita barreira arenosa apresenta um corpo lagunar raso em sua retaguarda, com orientação paralela à linha de costa, a qual se conecta com o oceano através de um único canal, estabilizado por molhes no ano de 2011, próximo ao setor central do eixo da laguna (BONETTI *et al.* 2006).

A região apresenta características subtropicais, com temperaturas médias anuais de aproximadamente 20°C e valores de precipitação atingindo 1500 mm (ABREU *et al.* 2010), sendo o período dos meses de dezembro a março aqueles com maior índice pluviométrico, e entre abril a junho aqueles com menor pluviosidade (GAPLAN, 1986).



Com base em medições do espectro direcional de ondas geradas a partir do vento, Alves & Melo (2001) identificaram quatro estados de mar prevalentes no litoral norte de Santa Catarina: Vagas de Leste-Nordeste; Vagas de Sul-Sudeste; Ondas de Leste e Ondulações de Sudeste (Tabela 1). A ocorrência das vagas de Leste-Nordeste está associada à intensificação dos ventos de nordeste, pela presença do centro de alta pressão do Atlântico Sul. As vagas de Sul-Sudeste correspondem ao mais severo estado de mar quanto à altura de onda, o qual é gerado a partir de ventos causados pelo sistema de baixa pressão transportado ao longo da costa pela entrada de frentes frias. Os eventos de onda de leste são provocados pela permanência de sistemas frontais sobre a região, os quais se deslocam em sentido norte ao longo da costa, acarretando em um longo e persistente vento. As ocorrências das ondulações de sudeste estão associadas a eventos de tempestades. A maior frequência e intensidade das ondas de S e SE condicionam a deriva litorânea, cuja resultante de transporte é para N-NE.

**Tabela 1. Resultado sumarizado dos estados de mar prevalentes no litoral norte de Santa Catarina segundo Alves & Melo (2001).**

	Ocorrência (%)	Tp (s)	Hs (m)
Vagas L-NE	10	3 – 8	0,5 – 1,5
Vagas S-SE	10	4 – 8	1,0 – 3,5
Ondas de L	50	6 – 11	0,5 – 1,5
Ondulação SE	25	7 – 16	0,5 – 2,0

O regime de marés na região da desembocadura do Rio Itapocú é de pequena amplitude e pode ser classificado como um regime de micro-marés (< 2,0 m) mistas, apresentando predominância de oscilações semi-diurnas. A altura média de maré é de 0,8 metros, alcançando os valores mínimo e máximo de 0,3 m e 1,2 m em condições de maré de quadratura e sizígia respectivamente (SCHETTINI, 2002). Marés meteorológicas são comuns na região, segundo Trucollo *et al.* (2006).

## 2. MATERIAIS E MÉTODOS

A análise das morfologias presentes no sistema de Barreira Costeira do Itapocú – SC (BCI) foi realizada com base na interpretação de imagens históricas e de satélite do sensor orbital *Quickbird*.

As fotografias analisadas compreendem os anos de 1938, 1957 e 1978, a primeira com escala de 1:30.000 e as duas últimas de 1:25.000. As imagens de satélite abrangem os anos de 2005 e 2012, com altitude de 2000 metros. Estas foram previamente georreferenciadas com base em pontos controles definidos na própria imagem, através do software ArcGIS 10.

A fim de quantificar o erro atribuído ao processo de retificação, foi adotado o padrão de posicionamento geoespacial de imagens, proposto pelo Comitê Norte-Americano de Padronização de Dados Geográficos (FGDC-STD, 1998), o qual utiliza o erro quadrático médio ( $EQM_{\text{médio}}$ ) para definir as incertezas do método. Este é calculado automaticamente pelo sistema de informação geográfica. Para se obter um nível de confiança de 95% em relação a posição verdadeira dos pontos, o  $EQM_{\text{médio}}$  foi multiplicado pela constante 1,7308, aferindo a precisão horizontal.

Após o processo de retificação das imagens, foram mapeadas as posições do canal de conexão da laguna com o oceano ao longo do tempo, e foram identificados os subambientes da BCI. Os depósitos de sobrelavagem foram caracterizados quanto à sua morfologia segundo Morton & Sallenger (2003) e USACE (2004) e classificados em: leques de sobrelavagem, terraços de sobrelavagem ou lençóis de sobrelavagem.

Os leques de sobrelavagem se desenvolvem em áreas onde ocorre a presença de dunas, utilizando como caminho a ocorrência de aberturas e/ou rebaixamentos na linha das dunas frontais. São feições lobadas a alongadas as quais ocorrem perpendicularmente à costa. Apresentam um afunilamento na “garganta” do depósito se espalhando lateralmente em sua porção distal (Figura 2 A). Ocorrem quando a altura máxima alcançada pelo mar, ao encontrar a linha de costa (*runup*) e/ou a maré de tempestade, ultrapassa a altura da crista da menor duna, contudo sendo constrangida em outros lugares pela maior altura de duna. Quando o fluxo ou a taxa de ocorrência de fluxos de água em direção ao continente aumenta, as bordas entre os

individuais leques se tornam menos definidas, formando os terraços de sobrelavagem, podendo estes alcançar a retaguarda da barreira costeira. São depósitos alongados orientados paralelamente à costa e se desenvolvem onde a elevação da barreira costeira é relativamente uniforme e mais baixa que o alcance máximo da maré de tempestade (Figura 2 B). Os lençóis de sobrelavagem são depósitos sem confinamento lateral, caracterizados por uma porção da linha de costa que tenha sido submetida a um contínuo fluxo de água sobre a crista das dunas, transpondo a largura da barreira costeira e depositando parte do sedimento no interior da laguna (Figura 2 C).



**Figura 2. Tipos de depósitos de sobrelavagem produzidos em condições de tempestades. Modificado de Morton & Sallenger (2003).**

Ainda, para a análise dos depósitos de sobrelavagem foram aplicados os três índices de vulnerabilidade, apresentados por Garcia *et al.* (2010): *OSR* (*Overwash Shoreline Ratio*), *MOIR* (*Maximum Overwash Intrusion Recurrence*) e *CBO* (*Complete Barrier Overwash*), relacionando a localização de ocorrência dos depósitos, o potencial de intrusão de sedimento em direção ao continente e capacidade de causar rompimento da barreira costeira.

O primeiro índice – *OSR* é referente à ocorrência de sobrelavagem ao longo da linha de costa ( $l_c$ ) e indica a fração relativa de toda extensão da  $l_c$  que possua depósitos de sobrelavagem ativos. O resultado irá variar de 0% (ausência de depósitos de sobrelavagem) a 100% (depósito de sobrelavagem ininterrupto ao longo da  $l_c$ ). Assim, calcula-se:

$$OSR = \frac{\sum \text{abertura do depósito de sobrelavagem}}{\text{extensão da lc}} \times 100 \quad (4)$$

O segundo índice – *MOIR* refere-se às intrusões históricas de sobrelavagens e representa a recorrência de um máximo de intrusão. O termo recorrência refere-se a um tempo que possua significativa probabilidade de um evento de particular magnitude ocorrer. Este pode ainda ser utilizado para previsões de intrusão. Desta forma, a recorrência de uma máxima intrusão de depósitos de sobrelavagem pode ser determinada através da equação 2, para designadas classes de intrusão (ex: 0-10, 11-20, 21-30):

$$MOIR = \frac{N + 1}{\sum \text{número de depósitos de sobrelavagem ativos com máxima intrusão maior que } X} \quad (5)$$

Onde: N corresponde ao número de anos do período analisado; e X corresponde ao limite inferior de cada classe de intrusão dos depósitos de sobrelavagem.

O terceiro e último índice – *CBO* faz referência à capacidade do depósito de sobrelavagem em romper a barreira costeira e avalia a vulnerabilidade de uma total sobrelavagem da barreira. Este índice pode ser calculado para cada depósito identificado, através da equação 3:

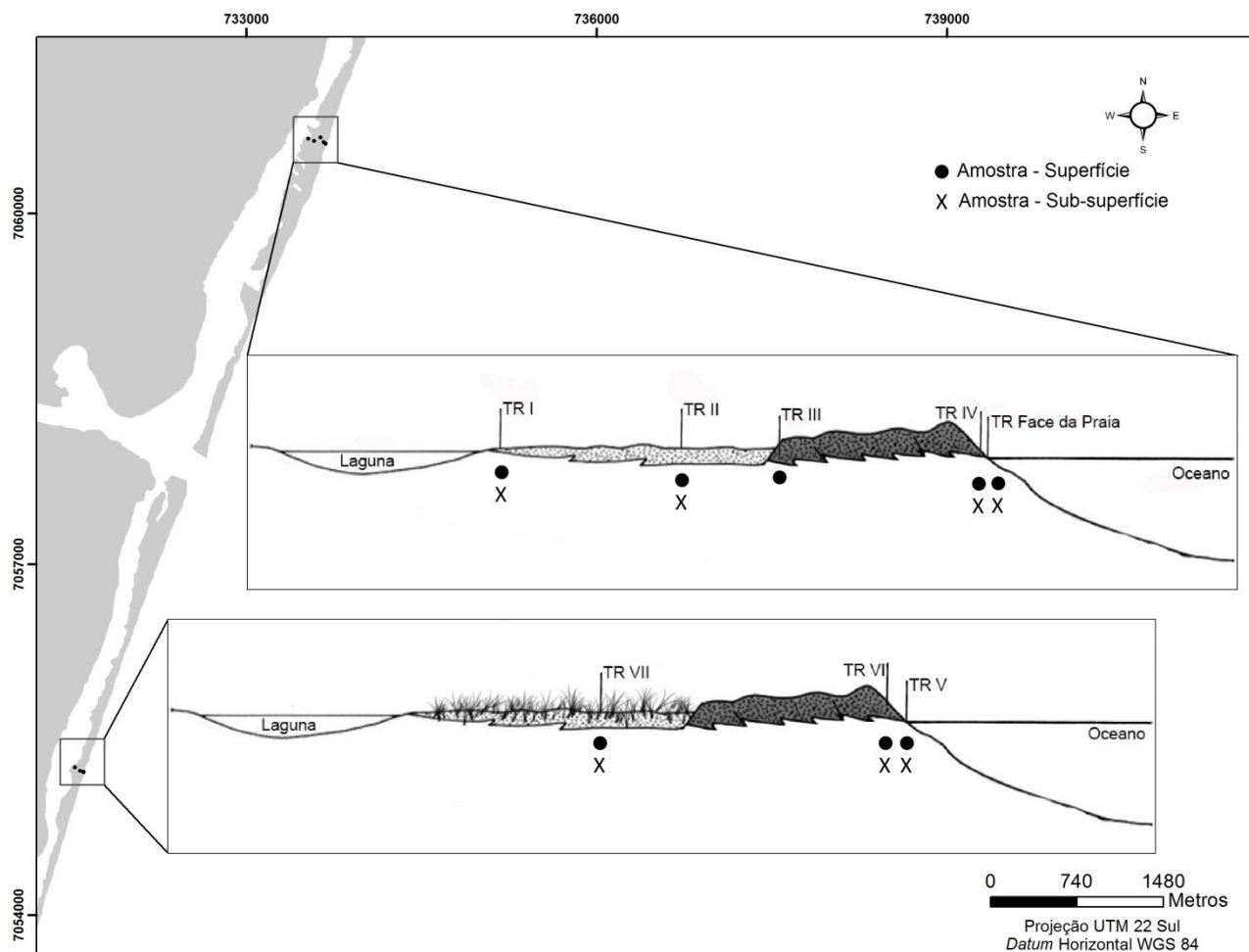
$$CBO = \frac{\text{Intrusão do depósito de sobrelavagem}}{\text{largura da barreira costeira}} \quad (6)$$

O resultado do índice *CBO* pode atingir valor máximo de 1 (um), o qual representa uma situação de máxima vulnerabilidade de um rompimento causado por sobrelavagem da barreira costeira.

Com o objetivo de analisar as variações granulométricas ao longo do sistema praia-duna moderno, foram coletadas amostras de sedimentos ao longo de dois perfis praias, um localizado no setor norte da BCI e outro ao sul, compreendendo quinze pontos amostrais. Em cada ponto foram coletadas amostras superficiais e em

subsuperfície, incluindo a face praial, duna frontal e/ou embrionária e depósitos de sobrelavagem (Figura 3), totalizando 15 amostras. Estas foram individualmente armazenadas e identificadas, para posterior processamento.

O método de análise foi realizado através do analisador de partícula a LASER Horiba LA-950V2, do laboratório de Sedimentologia do Centro de Estudos de Geologia Costeira e Oceânica (CECO-UFRGS). O cálculo dos parâmetros estatísticos granulométricos segundo Folk & Ward (1957) foi efetuado através do programa GRADISTATv8: diâmetro médio do grão (Mz), mediana, grau de seleção (Dp), assimetria (Ski) e curtose (Kg).



**Figura 3. Localização dos pontos amostrais de coleta de sedimento, totalizando 8 pontos amostrais e 15 amostras.**

### 3. RESULTADOS E DISCUSSÃO

A BCI mostra duas características geomorfológicas típicas de uma barreira transgressiva, quais sejam: 1- ocorrência comum de processos de sobrelavagem da barreira, com conseqüente comum formação de depósitos de sobrelavagem, muitos diretamente sobre a margem lagunar; e 2- reduzida largura da barreira, com mínima de 65 m e máxima de 240 m.

A seguir são apresentados os resultados das análises de variação morfológica da BCI em escala inter-decadal, e das propriedades granulométricas dos depósitos sedimentares da barreira (praia e duna frontal) em locais de comum ocorrência de processos de sobrelavagem.

### 3.1 MUDANÇAS INTER-DECAIAIS DA MORFOLOGIA DA BCI E A FORMAÇÃO DE DEPÓSITOS DE SOBRE-LAVAGEM

Anteriormente à sua retificação, a desembocadura do rio Itapocú movia-se livremente ao longo da costa, apresentando um padrão de migração sul-norte, influenciado pela direção da deriva litorânea local (Figura 4).

De acordo com habitantes locais e registros fotográficos privados, durante o período de 1900 a 1930 o canal situava-se no extremo sul da barreira (Figura 5). Segundo Perk (2006), o canal ao sul da barreira provavelmente foi obstruído devido a uma nova abertura ao norte, por possível rompimento do corpo arenoso em resposta ao aumento do fluxo do rio Itapocú e pela dinâmica do ambiente no local, como também uma abertura induzida por atividade antrópica.



**Figura 4. Migração da desembocadura do rio Itapocú durante o período de 1938 a 2012.**

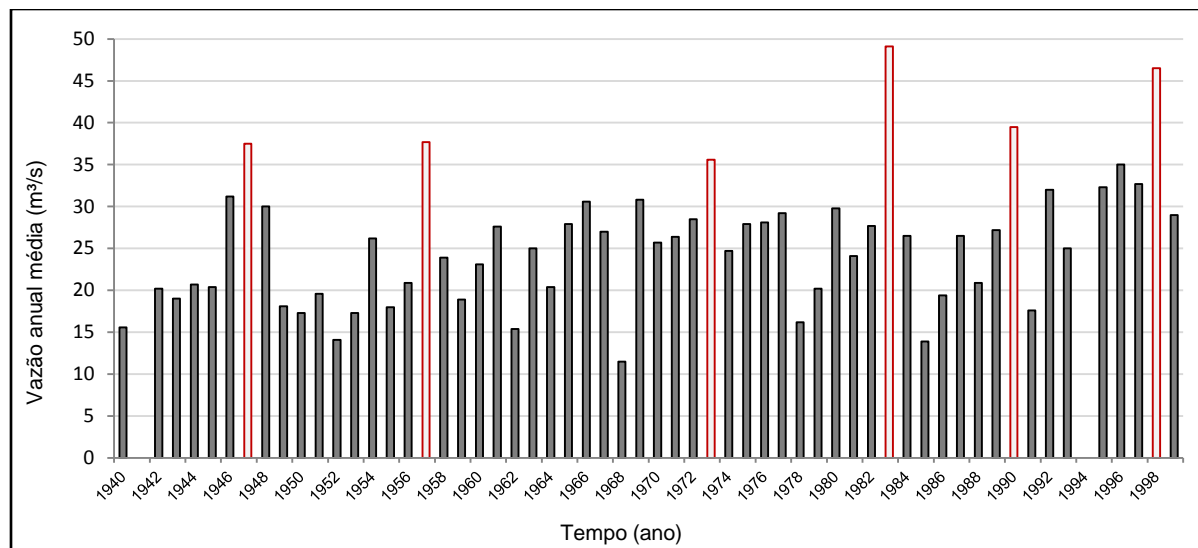




**Figura 5. Na fotografia à esquerda, provável zona de sobrelavagem. Na foto à direita, área de menor profundidade, caracterizando um provável delta de maré vazante. Fonte: Modificado de Projeto CANAIS CTTMar/Univali *apud* Perk 2006.**

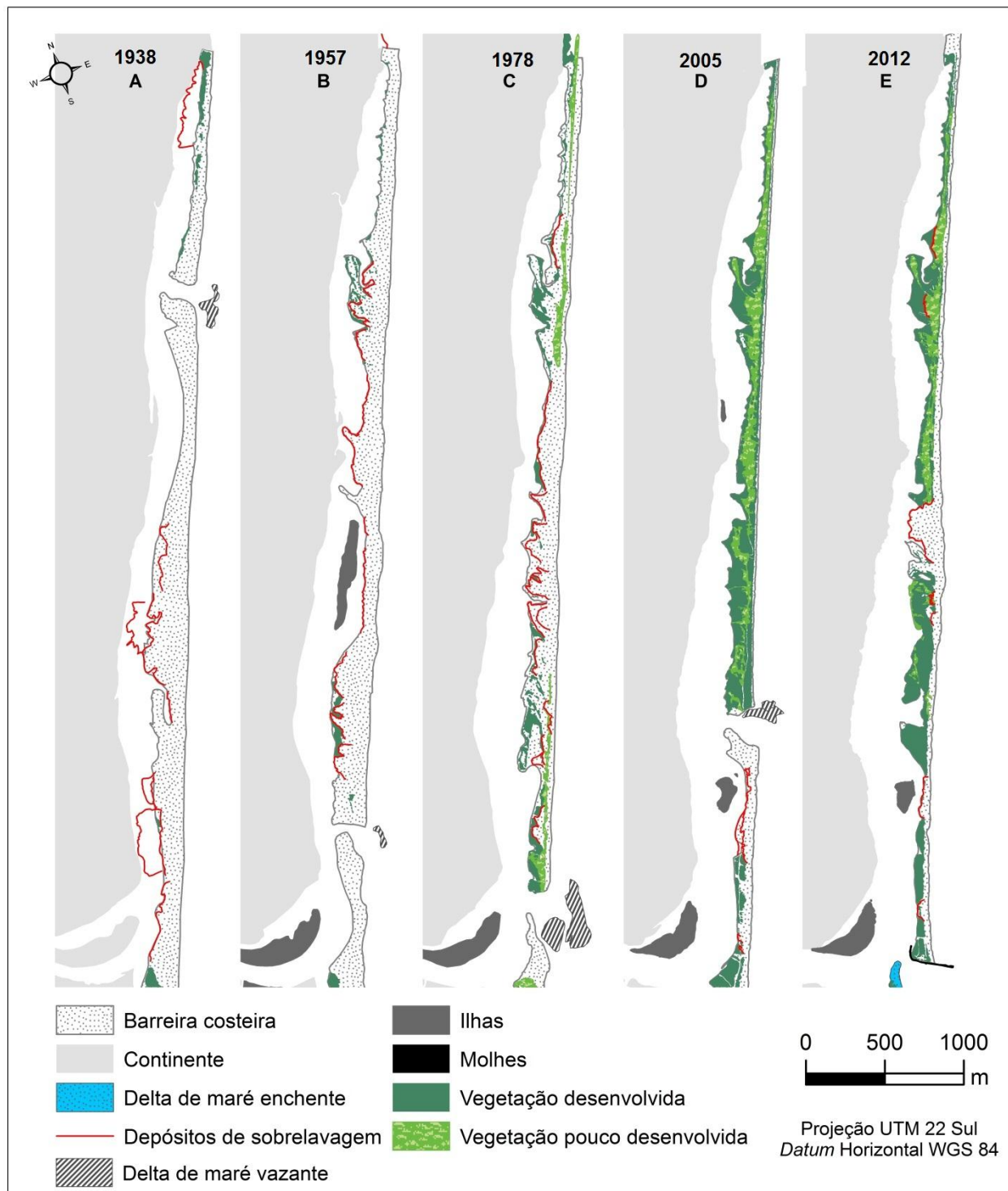
A primeira informação quantitativa da posição do canal lagunar é do ano de 1938, o qual se encontrava a cerca de 4 km ao norte da sua atual localização. O próximo registro (1957) mostra o canal mais ao sul, com distância aproximada de 3,5 km em relação à sua posição inicial, discordando do padrão de migração relacionado à direção da deriva litorânea, sul para norte. Este fato pode ser explicado em virtude do histórico de enchentes registrado no norte do estado, causando um provável rompimento da barreira arenosa, nas proximidades do rio Itapocú, em resposta a grande descarga fluvial. A Figura 6 exibe o padrão anual de pluviosidade do Rio Cubatão medida no município de Jaraguá do Sul. A estação pluviométrica localizada no município de mesmo nome representa 27% da área à montante da bacia do Itapocú (Schettini & Carvalho 1998) podendo caracterizar o fluxo fluvial para os anos analisados.

O registro de 1978 mostra a desembocadura praticamente no mesmo local do ano anterior, seguida de uma migração para o norte registrada no ano de 2005 de aproximadamente 1 km. Posteriormente, no ano de 2012, a desembocadura encontra-se fixada. Menezes *et al.* (2006) e Cassiano & Siegle (2010) mostraram que durante os anos de 1995 a 2005 a desembocadura do rio apresentou uma taxa de migração de aproximadamente 100 metros/ano para o norte, associada à direção da deriva litorânea local.

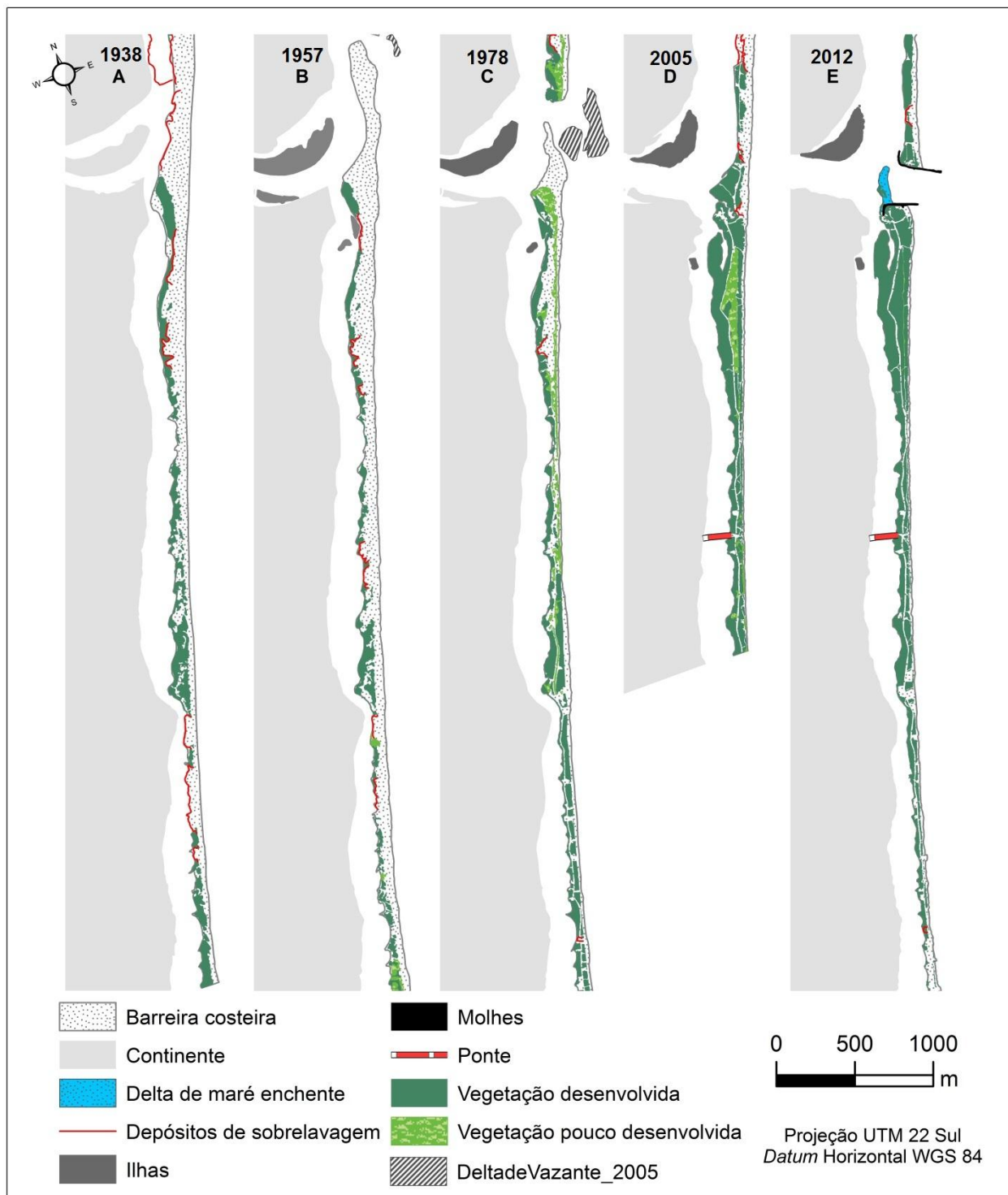


**Figura 6. Média Anual de pluviosidade do Rio Cubatão medida no município de Jaraguá do Sul. Em destaques os anos que apresentaram maiores valores de pluviosidade.**

Os subambientes e componentes gerais da BCI foram identificados para os anos de 1938, 1957, 1978, 2005 e 2012 (Figura 7, Figura 8). Dentre estes se destacam: a barreira costeira, delta de maré enchente e/ou vazante, depósitos de sobrelavagem, continente, vegetação desenvolvida e/ou pouco desenvolvida e alterações antrópicas (molhes e pontes). De maneira geral, devido à ação das ondas predominarem sobre a atuação da maré, os depósitos clásticos costeiros da BCI enquadram-se em um sistema deposicional costeiro dominados por ondas, segundo Hayes (1979). Nota-se um compartimento totalmente exposto a ondulações locais e oceânicas, com expressivo aporte fluvial proveniente da bacia hidrográfica do Rio Itapocú o qual contribui para a manutenção da barreira (Caruso Jr. & Araújo 2000).



**Figura 7. Morfologias encontradas na Barreira do Rio Itapocú entre os anos de 1938 e 2012, setor norte.**



**Figura 8. Morfologias encontradas na Barreira do Rio Itapocú entre os anos de 1938 e 2012, setor sul.**

O primeiro registro, com data de 1938, apresenta uma barreira costeira intocada, com ausência de influência antrópica (Figuras 7A, 8A). O canal lagunar está localizado no

extremo norte da BCI. Pode ser observada a presença de depósitos de sobrelavagem em toda a extensão da barreira costeira, porém, é notável o maior desenvolvimento destes no setor norte, apresentando morfologia de lençóis e terraços de sobrelavagem. Estas áreas não apresentam desenvolvimento de vegetação. O setor sul também apresenta depósitos de sobrelavagem identificados como leques e terraços de sobrelavagem, porém, com uma menor magnitude quando comparados ao setor norte. A vegetação deste mesmo setor é desenvolvida, porém, com sucessivas interrupções devido à transposição de sedimentos para a retaguarda da barreira. Esporões arenosos triangulares também podem ser notados, principalmente no setor sul e no extremo norte da BCI. Segundo Davis & FitzGerald (2004), as morfologias de esporões triangulares estão associadas a corpos de água semi-protegidos, como as lagoas costeiras, e são formadas pela influência de ventos locais sobre o transporte de areia. Desta maneira, ventos multidirecionais produzem um padrão bidirecional do transporte de areia, fazendo com que o movimento de vai e vem do material arenoso produza estruturas em forma de cúspides no interior lagunar. É ainda observada a presença de um delta de maré vazante no setor norte.

Para o segundo registro, do ano de 1957, a barreira costeira permanece com a ausência de influências antrópicas, não podendo ser observadas nenhum tipo de trilha ou edificações. O canal lagunar está localizado mais ao sul, praticamente junto à desembocadura do rio Itapocú, provavelmente devido a um rompimento da barreira em resposta ao intenso fluxo fluvial registrado para o ano (Figuras 7B, 8B). Adicionalmente, a morfologia da porção norte da desembocadura do rio sugere que o rompimento da barreira possa, também, ter sido ocasionado pela ocorrência de processos de sobrelavagem, uma vez que porções da barreira submetidas a tais processos tornam-se áreas potenciais de rompimento. Os depósitos de sobrelavagem, para o setor norte da BCI, ainda se fazem presentes, apresentando morfologias de lençóis e terraços de sobrelavagem. Quando comparado ao ano de 1938 é possível observar o desenvolvimento de um grande lençol de sobrelavagem na porção central do setor norte da BCI. Do lado continental forma-se um grande esporão arenoso (ilha) o qual se separa da barreira por uma estreita área de aproximadamente 40 metros. Observando ainda o ano de 1957, em comparação ao ano anterior (1938) nota-se que a área em

destaque, onde havia a ocorrência de lençóis de sobrelavagem foi praticamente erodida por completo, restando apenas uma ilha arenosa. Forma-se um grande esporão arenoso junto à desembocadura do rio, ao lado do setor sul, com sentido de crescimento sul para norte, corroborando com o sentido da deriva litorânea local. Pouca vegetação é observada no setor norte, a qual se apresenta mais desenvolvida ao sul, porém com interrupções devido à presença de leques de sobrelavagem. Este setor permanece praticamente inalterado quando comparado ao ano de 1938, com mínimas modificações no padrão da vegetação e a ocorrência de um pequeno lençol de sobrelavagem ao extremo sul da barreira. Nota-se ainda a ocorrência de um pequeno delta de maré vazante, bem como esporões triangulares no interior da laguna costeira nas regiões mais extremas.

Para o ano de 1978, são observados ainda depósitos de sobrelavagem na extensão do setor norte, porém torna-se notável a presença de uma vegetação mais desenvolvida (Figura 7C). Isso pode estar associado à magnitude do evento de transposição de sedimento ou até mesmo ao momento em que a fotografia foi registrada, podendo ser anterior ou posterior a um evento de sobrelavagem. Diferentemente dos anos anteriores, o ano de 1978 apresenta uma linha de vegetação pouco desenvolvida próxima à linha d'água, no setor norte da BCI, indicando a não ocorrência de processos de sobrelavagem em um tempo próximo ao registro da foto. Ainda assim, na porção central da barreira é possível observar a ocorrência de lençóis, terraços e leques de sobrelavagem. O setor sul apresenta vegetação desenvolvida na maior parte da barreira costeira, com apenas dois casos de transposição de sedimento, um ao sul e outro ao norte do setor (Figura 8C). O trecho norte, do setor sul da BCI, apresenta uma faixa de vegetação pouco desenvolvida próxima à linha d'água. A presença do esporão arenoso junto à desembocadura do rio ainda pode ser notada, contudo seu tamanho é reduzido em comparação ao ano anterior (1957), provavelmente devido à migração do canal lagunar para sul. O delta de maré vazante torna-se mais desenvolvido.

Para o ano de 2005, a porção norte da BCI apresenta vegetação desenvolvida e pouco desenvolvida em toda a sua extensão, diferenciadas por tons de verde mais escuro e mais claro, respectivamente (Figura 7D). O material arenoso é visível apenas junto à

linha de costa e em uma pequena área próxima à desembocadura do rio Itapocú, confirmando a não ocorrência de eventos de sobrelavagem próximo à data de registro da imagem. O canal lagunar encontra-se deslocado para norte quando comparado com o ano anterior de análise (1978). Pode-se observar o desenvolvimento de um delta de maré vazante junto à porção norte do canal e a presença de um esporão arenoso junto à área sul da foz do rio com ocorrência de depósitos de sobrelavagem. Parte do setor sul, para o ano de 2005, não pôde ser mapeado, devido à ausência de imagens da área (Figura 8D). O restante da barreira no setor sul encontra-se com presença de vegetação desenvolvida e pouco desenvolvida. Trilhas são observadas em toda a sua extensão, bem como uma ponte que conecta o continente à barreira costeira.

O último ano analisado, 2012, apresenta a desembocadura do rio Itapocú fixada por molhes, estabelecidos no ano de 2011. O setor norte da barreira costeira apresenta vegetação desenvolvida e pouco desenvolvida, com pequenas interrupções ao sul, devido à presença de leques de sobrelavagem, e uma maior interrupção devido ao desenvolvimento de um lençol de sobrelavagem na porção central (Figura 7E). O setor sul da barreira apresenta um grande desenvolvimento antrópico ao sul (Figura 8E). A barreira apresenta vegetação desenvolvida e pouco desenvolvida por toda a sua extensão. É possível observar o desenvolvimento de um delta de maré enchente na desembocadura do rio.

Desta forma, foi verificado que as modificações observadas na morfologia da BCI estão relacionadas, principalmente, à migração do canal de conexão da laguna com o oceano e a eventos de transposição de sedimentos. Ao comparar imagens obtidas pelo software Google Earth® do sensor *Quickbird* para os anos de 2011 e 2012 foi identificada a ocorrência de eventos sucessivos de sobrelavagem no setor norte da BCI, como indicado pela Figura 9, com um posterior reestabelecimento parcial da vegetação em 2013.



**Figura 9. Evolução de um depósito de sobrelevagem no setor norte da barreira costeira do rio Itapocú durante os anos de 2011, 2012 e 2013.**

A Figura 10 apresenta diferenças morfológicas da barreira para os diferentes períodos de comparação. As áreas em branco representam acreção de sedimentos e as áreas em preto representam erosão de sedimentos. As áreas em cinza são aquelas que permaneceram sem importantes modificações. As modificações estão relacionadas a três principais processos. Os dois primeiros relacionados à migração da desembocadura do canal lagunar: fechamento da barreira costeira devido a uma nova abertura; crescimento de esporões arenosos junto à desembocadura do canal. O terceiro processo relaciona-se a eventos de transposição de sedimentos, os quais são transferidos para a retaguarda da barreira.



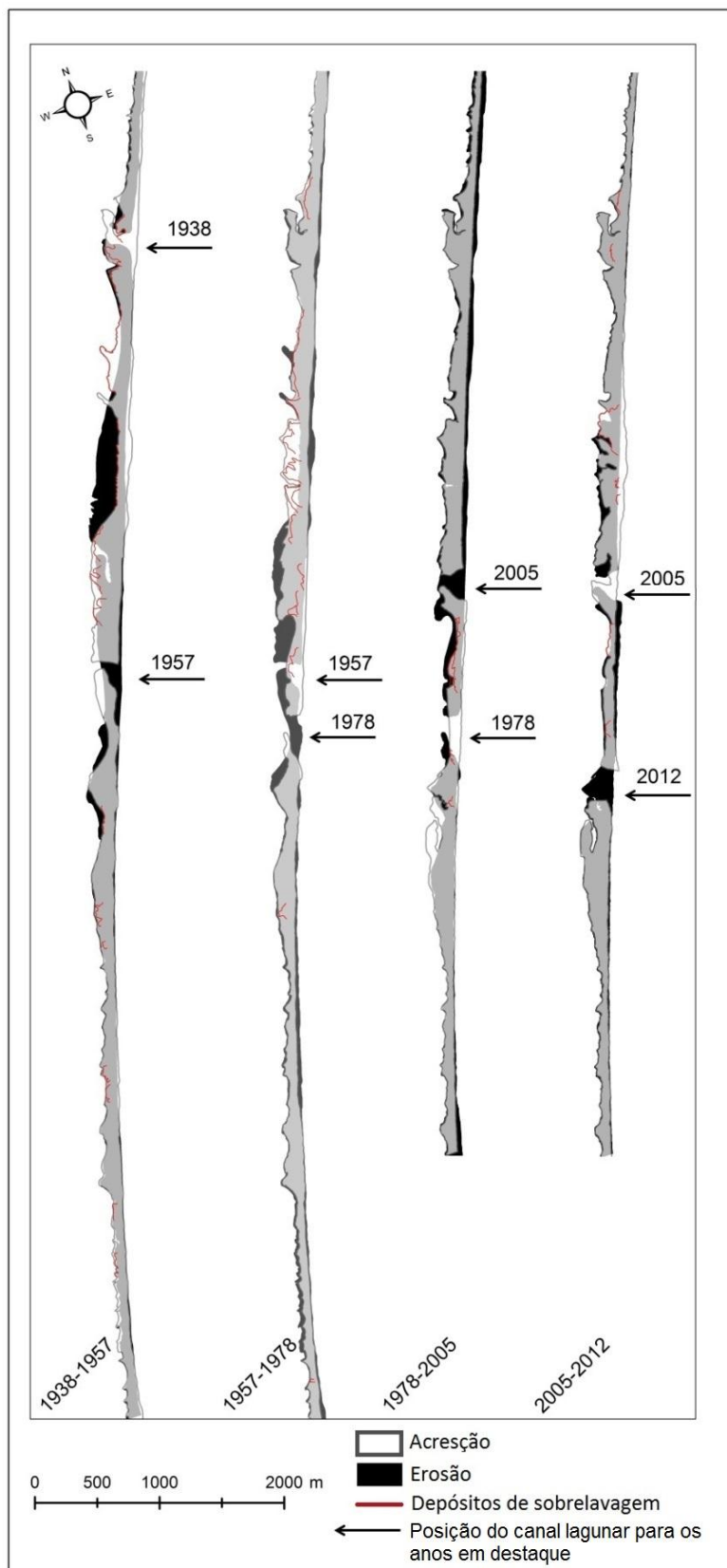


Figura 10. Sequência evolutiva de curto período da barreira costeira do rio Itapocú.

Os depósitos de sobrelavagem foram caracterizados como ativos e não ativos. Os depósitos ativos foram determinados pela ausência de vegetação em ao menos alguma parte da abertura do depósito. A área da abertura do depósito de sobrelavagem é aqui denominada como “boca” do depósito de sobrelavagem. Aqueles que apresentaram vegetação desenvolvida ou pouco desenvolvida em sua boca foram considerados como depósitos inativos. Tais morfologias foram previamente geradas por processo de sobrelavagem, porém com evidências de que o processo não vem ocorrendo atualmente, sendo excluídos da análise de vulnerabilidade.

Isto posto, foram calculados três índices de vulnerabilidade para os setores norte e sul da barreira costeira do Itapocú: *CBO*, *OSR* e *MOIR*. Os índices são determinados a partir do número total de depósitos, da definição da extensão da linha de costa, abertura da boca do depósito de sobrelavagem e intrusão do depósito de sobrelavagem, conforme Tabela 2.

Desta forma, o número total de depósitos identificados para o sistema de barreira costeira do Rio Itapocú como um todo foi de 31 em 1938, 44 em 1957, 11 em 1978, 9 em 2005 e 7 em 2012. Os setores norte e sul são referentes à posição do canal lagunar. Assim, ao analisarmos os dois setores separadamente temos a ocorrência de 31 depósitos ao sul no ano de 1938, 38 ao sul e 6 ao norte do ano de 1957, 3 ao sul e 8 ao norte em 1978, 7 ao sul e 2 ao norte em 2005 e, por fim, 2 ao sul e 5 ao norte do canal no ano de 2012.

**Tabela 2. Valores obtidos através da análise de imagens para a definição dos índices de vulnerabilidade de cada depósito de sobrelavagem identificado. As letras S e N juntamente ao campo “Ano” refere-se ao setor de ocorrência do depósito.**

Ano	Nº do depósito	Largura de Boca (m)	Intrusão (m)	Largura da barreira (m)	Ano	Nº do depósito	Largura de Boca (m)	Intrusão (m)	Largura da barreira (m)
1938	1	43,48	28,45	75,45	1957 <sub>S</sub>	21	4,7	40	47,2
1938	2	32,23	55,2	62,67	1957 <sub>S</sub>	22	74	71,5	88,8
1938	3	47	49	49	1957 <sub>S</sub>	23	157	67,1	75,7
1938	4	29,89	28,38	28,38	1957 <sub>S</sub>	24	55,22	35,1	35,1
1938	5	12,02	33	33	1957 <sub>S</sub>	25	47,4	31,3	47,4
1938	6	34,37	39,66	73,72	1957 <sub>S</sub>	26	68,3	20	29,5
1938	7	37,81	50,63	50,63	1957 <sub>S</sub>	27	173,9	30,3	30,3

1938	8	54,96	27,7	42,4	1957 <sub>s</sub>	28	60	19,5	28
1938	9	26,64	20,11	44,91	1957 <sub>s</sub>	29	38,9	12,2	51,3
1938	10	25,63	37,07	63,37	1957 <sub>s</sub>	30	29,1	41,3	41,3
1938	11	48,27	38,9	62,7	1957 <sub>s</sub>	31	12,6	31,5	39,5
1938	12	16,5	28,7	33,4	1957 <sub>s</sub>	32	50,6	39,3	52
1938	13	27,12	66,9	73,2	1957 <sub>s</sub>	33	83,7	39,6	52,9
1938	14	38,1	13,64	59,85	1957 <sub>s</sub>	34	118,5	59,02	69,52
1938	15	61,7	14,6	58,5	1957 <sub>s</sub>	35	90,9	35,95	81,05
1938	16	131,27	38,9	67,97	1957 <sub>s</sub>	36	122,9	23,6	35,8
1938	17	49,8	22,02	38,12	1957 <sub>s</sub>	37	63,4	16,2	31,1
1938	18	67,4	21,8	50,5	1957 <sub>s</sub>	38	154	19,2	19,2
1938	19	40,2	55,6	73,6	1957 <sub>N</sub>	39	318	112,3	112,3
1938	20	76,23	71,2	88,8	1957 <sub>N</sub>	40	256,8	122	122
1938	21	144	86,3	100,6	1957 <sub>N</sub>	41	354,2	107,4	107,4
1938	22	136	50,6	94,7	1957 <sub>N</sub>	42	1597	184,9	184,9
1938	23	84,25	50	63,8	1957 <sub>N</sub>	43	90,6	71,5	153
1938	24	64,2	16	42,3	1957 <sub>N</sub>	44	295,5	49,1	87,6
1938	25	142,5	91,3	91,3	1978 <sub>s</sub>	1	14,4	51	51
1938	26	98,85	79,9	95	1978 <sub>s</sub>	2	10,6	30,5	47,85
1938	27	143,3	54,8	54,8	1978 <sub>s</sub>	3	40,5	27,7	148,5
1938	28	390,8	75,6	75,6	1978 <sub>N</sub>	4	24,3	18,4	175,6
1938	29	205	26,1	26,1	1978 <sub>N</sub>	5	22,4	11,8	163,8
1938	30	499	219	219	1978 <sub>N</sub>	6	73,8	33,3	161,4
1938	31	1163	194	194	1978 <sub>N</sub>	7	122,7	97,8	136,4
1957 <sub>s</sub>	1	149	59,4	59,4	1978 <sub>N</sub>	8	133,4	122,2	142,7
1957 <sub>s</sub>	2	97,1	42,7	42,7	1978 <sub>N</sub>	9	135,8	148,2	184,9
1957 <sub>s</sub>	3	214	65,9	65,9	1978 <sub>N</sub>	10	158,6	123,6	132,3
1957 <sub>s</sub>	4	41,3	37,8	82,7	1978 <sub>N</sub>	11	24,16	134,1	156,8
1957 <sub>s</sub>	5	54,11	16,1	72,4	2005 <sub>s</sub>	1	85,6	32,8	70,1
1957 <sub>s</sub>	6	55,4	24,9	34,8	2005 <sub>s</sub>	2	69,3	14,5	187,7
1957 <sub>s</sub>	7	21,8	24,4	32,2	2005 <sub>s</sub>	3	25,5	27,4	50,4
1957 <sub>s</sub>	8	29,1	7,4	33,4	2005 <sub>s</sub>	4	89,2	39,6	39,6
1957 <sub>s</sub>	9	47,5	22,5	33,9	2005 <sub>s</sub>	5	39,2	22,1	25,3
1957 <sub>s</sub>	10	57,5	24,5	52,2	2005 <sub>s</sub>	6	11,1	25,3	25,3
1957 <sub>s</sub>	11	54,8	36,9	52,7	2005 <sub>s</sub>	7	93,3	21,9	44,46
1957 <sub>s</sub>	12	46,5	37,5	55,5	2005 <sub>N</sub>	8	14	15,6	125,5
1957 <sub>s</sub>	13	47,1	17,1	41	2005 <sub>N</sub>	9	101,5	8,7	43,9
1957 <sub>s</sub>	14	54,5	16,6	52,2	2012 <sub>s</sub>	1	19,6	11,4	33,6
1957 <sub>s</sub>	15	13,7	35,3	38	2012 <sub>s</sub>	2	38,1	20,7	39,1
1957 <sub>s</sub>	16	53,03	31,7	31,7	2012 <sub>N</sub>	3	142,8	36	50
1957 <sub>s</sub>	17	6,7	47,6	102,9	2012 <sub>N</sub>	4	353,2	52,3	52,3
1957 <sub>s</sub>	18	13,7	15,6	88,4	2012 <sub>N</sub>	5	126,1	33,1	33,1
1957 <sub>s</sub>	19	17,2	43,6	56,2	2012 <sub>N</sub>	6	113	33,35	159,95
1957 <sub>s</sub>	20	144,6	56,5	56,5	2012 <sub>N</sub>	7	387,8	163,8	163,8

Os valores destacados na tabela conferem a aqueles de maior magnitude. Logo, para o primeiro ano analisado o maior valor obtido para o parâmetro largura de boca foi 1163m, com intrusão referente de 194m. Para a máxima intrusão deste mesmo ano, o valor obtido foi de 219m. O ano de 1957 apresentou largura máxima de boca de 1597m com intrusão de aproximadamente 185m. O ano seguinte, 1978, apresentou largura

máxima de boca de 158,6m com intrusão de 123,6m. A intrusão máxima deste ano atingiu 148,2 metros. O ano de 2005 apresenta valores reduzidos, tanto de largura de boca quanto de intrusão, com máximas de 101,5m e 39,6m. O último de análise, 2012, volta a apresentar maiores valores com largura de boca de 387,8m e intrusão de 163,8m.

Os resultados obtidos para o índice *OSR*, referentes à ocorrência de sobrelavagem ao longo da linha de costa, apresentaram seus maiores valores para o ano de 1957 com uma porcentagem de sobrelavagem de 42,2% da extensão da barreira no setor sul e 59,8% da extensão da barreira no setor norte. O segundo ano que ainda apresentou elevado valor de sobrelavagem foi 1938, com 33,43%. Os demais anos, 1978, 2005 e 2012, apresentaram sobrelavagem de 1% da barreira no setor sul e 13% da barreira no setor norte, 9,7% da barreira no setor sul e 2,8% da barreira no setor norte, e 1,1% da barreira no setor sul e 19% da barreira no setor norte, respectivamente.

O segundo índice, *CBO*, referente à capacidade do depósito de sobrelavagem em romper a barreira costeira, avaliando a vulnerabilidade de uma total sobrelavagem da barreira, foi aplicado para cada depósito identificado. O valor encontrado nas análises pode atingir valor máximo de 1 (um), o qual representa uma situação de máxima vulnerabilidade de um rompimento, onde ocorre a total sobrelavagem da largura da barreira costeira. Os resultados obtidos foram usados para calcular a  $CBO_{\text{média}}$  de cada setor da BCI. Desta maneira, obteve-se para o setor sul o valor de 0,74 em 1938, 0,7 em 1957, 0,6 em 1978 e 2005, e 0,4 em 2012. Para o setor norte, o primeiro ano não obteve resultados devido à ausência de depósitos ativos. Para o ano seguinte, 1957, obteve-se o valor de 0,8, 0,6 em 1978, 0,2 em 2005 e 0,8 em 2012. Ainda, foi possível observar que todos os anos analisados apresentaram alguns depósitos com valor de *CBO* igual a 1, indicando um recobrimento de 100% da largura da barreira por um depósito de sobrelavagem. O primeiro ano analisado exibiu 10 depósitos nesta situação, seguidos de 13 em 1957 e 3 em 1978, 2005 e 2012. A Figura 11 apresenta a situação atual da BCI quanto a sua vulnerabilidade de rompimento, referente ao último ano de análise. É possível observar a ocorrência de três depósitos de sobrelavagem que recobrem a largura total da barreira costeira no seu setor norte.

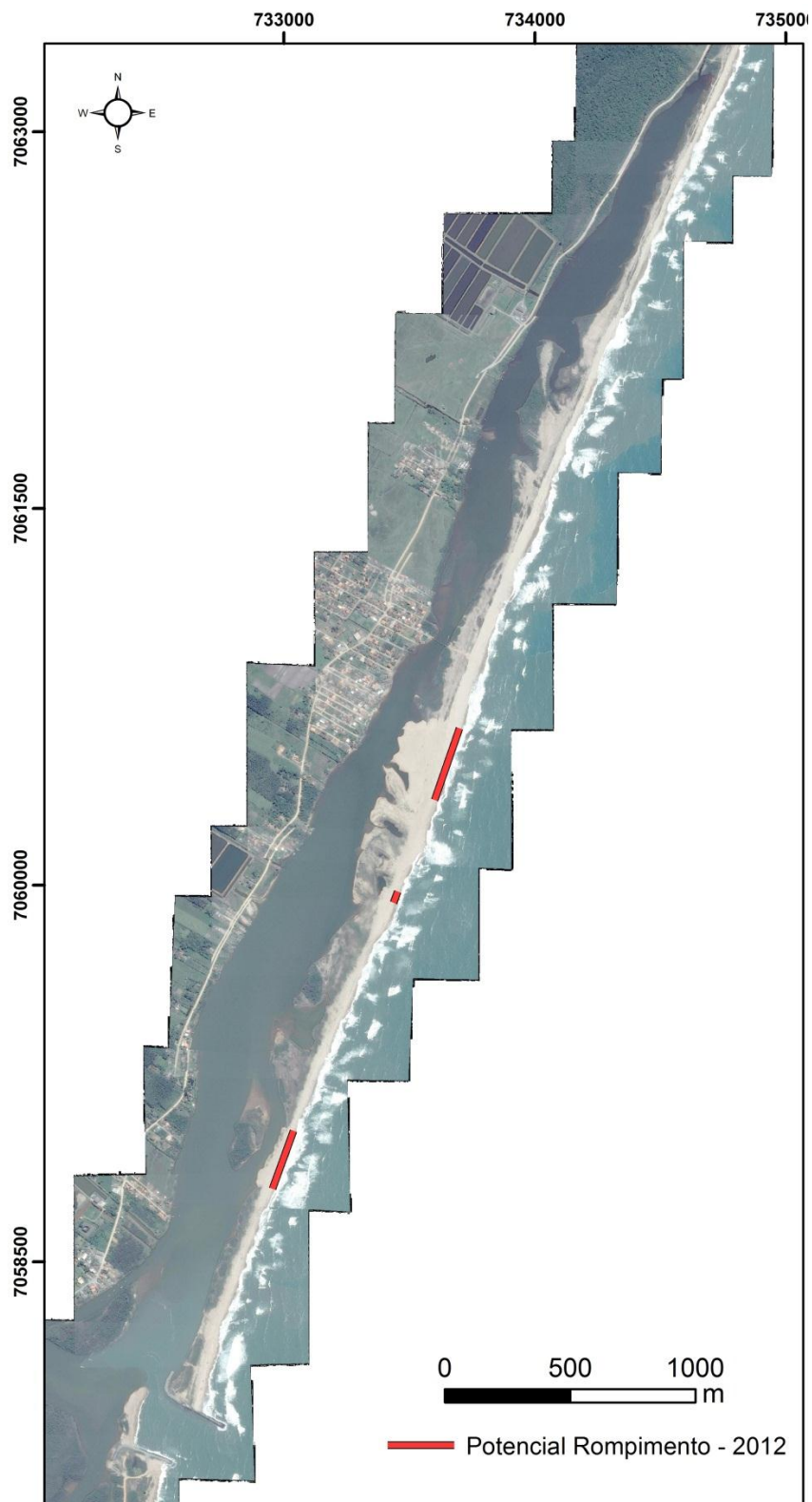


Figura 11. Áreas atuais (2012) de potencial rompimento de barreira, onde o índice *CBO* atinge o valor máximo de 1 (um).

Entre o período de 1938 a 2012 a intrusão máxima de sobrelavagem foi registrada no setor sul da barreira, com 219m em 1938, e a mínima intrusão de 7,4m em 1957. *MOIR*, índice referente às intrusões históricas de sobrelavagem e representando a recorrência de um máximo de intrusão, foi aplicado em intervalos de 10 metros (Tabela 3). Desta maneira, nota-se que eventos de transposição de sedimentos tendem a ocorrer todos os anos na área estudada, atingindo até 40 metros de intrusão. A intrusão máxima atinge a área a cada 75 anos, calculada a partir da equação (2).

**Tabela 3. Intrusão máxima de sobrelavagem (em metros) associada ao sistema de barreiras costeiras do Itapocú.**

Intrusão (m)	Nº de depósitos maiores que o limite inferior da classe de intrusão	<i>MOIR</i> (anos)
0-10	102	1
11-20	100	1
21-30	83	1
31-40	64	1
41-50	39	2
51-60	32	2
61-70	22	3
71-80	19	4
81-90	14	5
91-100	13	6
101-110	11	7
111-120	10	8
121-130	9	8
131-140	6	13
141-150	5	15
151-160	4	19
161-170	4	19
171-180	3	25
181-190	3	25
191-200	2	38
201-210	1	75
211-220	1	75

### 3.2 PROPRIEDADES GRANULOMÉTRICAS DO SISTEMA PRAIA-DUNA-DEPÓSITOS DE SOBRELAVAGAM

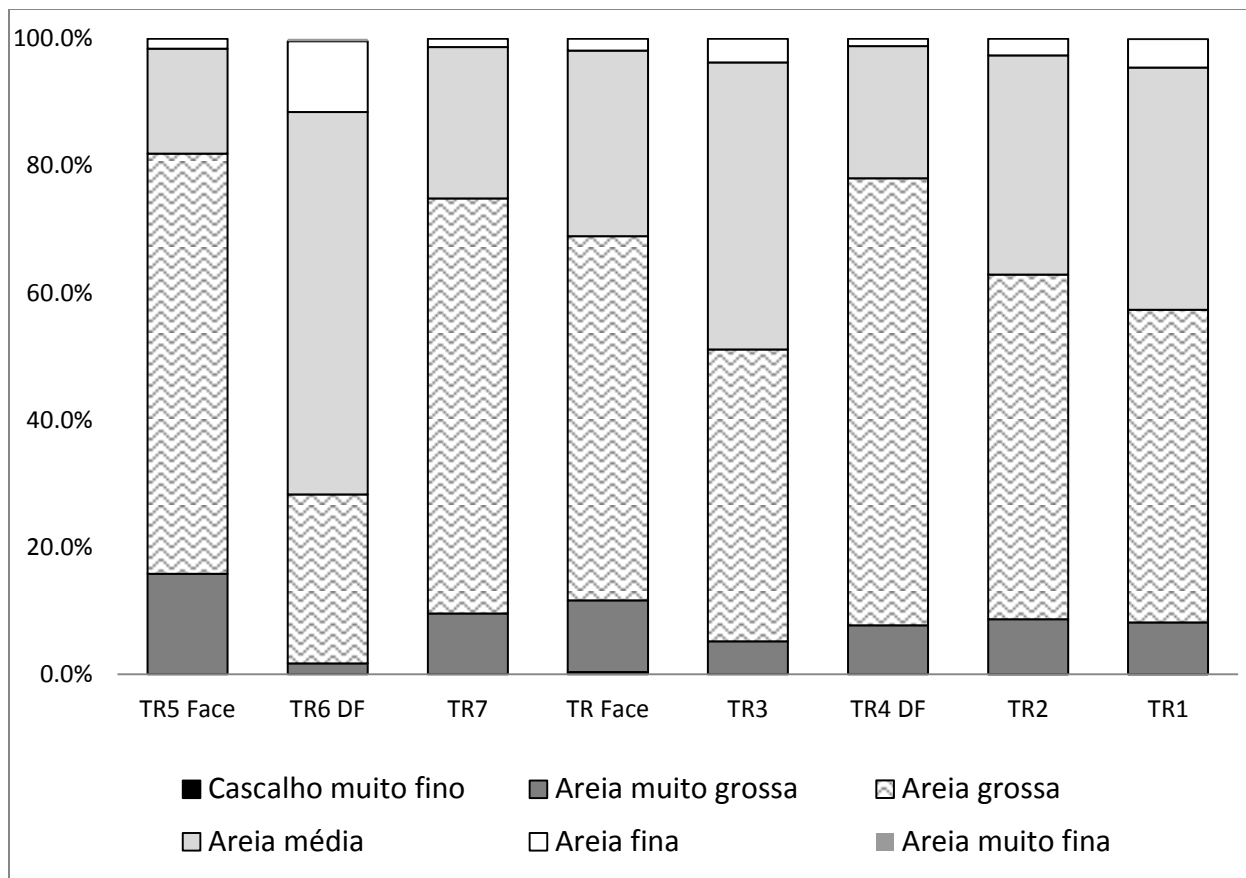
A Tabela 4 apresenta os dados granulométricos obtidos para os dois perfis amostrados.

Areias predominantemente quartzosas do sistema praia-duna-depósitos de sobrelevagem foram analisadas granulometricamente e apresentaram duas populações dominantes de grãos, representadas nos dois perfis: areia média ( $1 \phi - 2 \phi$ ) e areia grossa ( $0 \phi - 1 \phi$ ) (Figura 12).

**Tabela 4. Propriedades granulométricas dos ambientes amostrados nos perfis Sul e Norte da BCI. As amostras seguidas das letras “a” e “b” indicam amostras superficiais e subsuperficiais, respectivamente. (Ver localização dos perfis na Fig. 2).**

Perfil	Amostra	Média	Mediana	Seleção	Assimetria	Curtose
Sul	TR 5 Face a	0,511	0,375	0,556	0,169	1,098
	TR 5 Face b	1,081	1,125	0,699	-0,075	0,996
	TR 6 DF a	1,325	1,375	0,586	-0,035	1,032
	TR 6 DF b	0,658	0,375	0,596	0,154	1,052
	TR 7 a	0,665	0,625	0,537	0,037	1,085
	TR 7 b	1,081	0,875	0,699	-0,075	0,996
Norte	TR Face a	0,710	0,625	0,609	-0,008	1,036
	TR Face b	1,201	1,375	0,644	-0,058	1,022
	TR 3	0,974	0,875	0,583	-0,025	1,024
	TR 4 DF a	0,651	0,625	0,494	0,076	1,097
	TR 4 DF b	1,186	1,125	0,633	-0,014	1,020
	TR 2 a	0,815	0,875	0,601	0,000	1,036
	TR 2 b	1,428	1,375	0,672	-0,050	1,015
	TR1 a	0,890	0,875	0,645	0,011	1,027
TR1 b	0,174	0,125	0,604	0,019	1,123	





**Figura 12. Distribuição do tipo de areia das amostras coletadas nos perfis sul e norte da BCI. (ver localização das amostras na Fig. 2)**

As Figura 13 e Figura 14 apresentam o tamanho médio do grão para cada perfil de amostras superficiais. O valor zero do eixo x corresponde à linha de praia do perfil e os valores negativos correspondem à distância ao ponto inicial em direção ao continente.

Observa-se um padrão de diminuição do tamanho do grão da face de praia para a duna frontal nas amostras de superfície. Tabajara & Martins (2006) constataram o mesmo padrão para os tamanhos de grão coletados na praia de Atlântida Sul – RS. Este comportamento é também apresentado por Shepard & Young (1961) quando estes compararam as diferenças entre os sedimentos de dunas e praias. Segundo os autores, 36 dos 71 pontos amostrais apresentaram tamanhos de grão da praia maiores que os de duna. Entretanto, estes ressaltam a importância da análise das demais propriedades granulométricas para a distinção dos dois tipos de ambiente, uma vez

que os sedimentos de praia já apresentam elevado grau de seleção e que o vento, como agente transportador, é capaz de carregar maiores grãos assim como os de menor tamanho, dependendo de sua magnitude. De acordo com Leader (1982), a não distinção de tamanhos de grãos entre os compartimentos de praia e duna pode ser atribuído a curta distância que os sedimentos percorrem durante o transporte. Para as amostras coletadas em subsuperfície não é observado o mesmo padrão, onde a amostra da face praial apresenta um aumento no tamanho de grão na ordem de 0,4 phi no setor sul e 0,01 phi no setor norte.

Em ambos os perfis, é possível notar ainda um aumento do tamanho do grão nos compartimentos ao oeste da duna frontal para as amostras superficiais, os quais correspondem a ambientes que sofreram influência de eventos de sobrelavagem. As amostras de subsuperfície não apresentam um padrão claro, no setor sul, apresentando diminuição do tamanho de grão em direção ao continente, e no setor norte apresentando uma diminuição seguido de um aumento do tamanho médio do sedimento. Estes eventos caracterizam-se pelo fluxo de água e sedimento sobre a crista da praia, devido a uma superelevação do nível do mar em virtude de ventos em direção ao continente, marés e ondas de tempestades, marés altas de sizígia e/ou passagem de ciclones extra-tropicais (MATIAS *et al.* 2008). Desta maneira, os agentes transportadores de sedimentos de depósitos de sobrelavagem apresentam maior energia quando comparados ao vento, principal agente transportador de sedimentos para as dunas, as quais podem posteriormente se restabelecerem. Isto posto, espera-se encontrar maior tamanho de grão em ambientes influenciados por eventos de sobrelavagem do que em depósitos eólicos posteriormente restabelecidos.

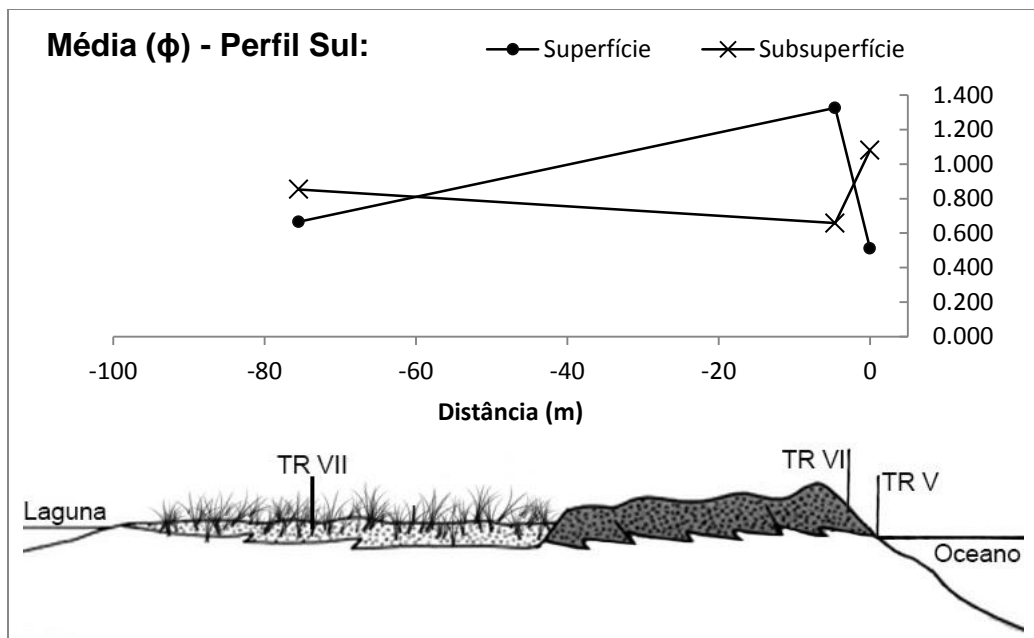


Figura 13. Variações dos valores de tamanho médio do grão das areias da face de praia, duna e depósito de sobrelavagem, no perfil sul da BCI.

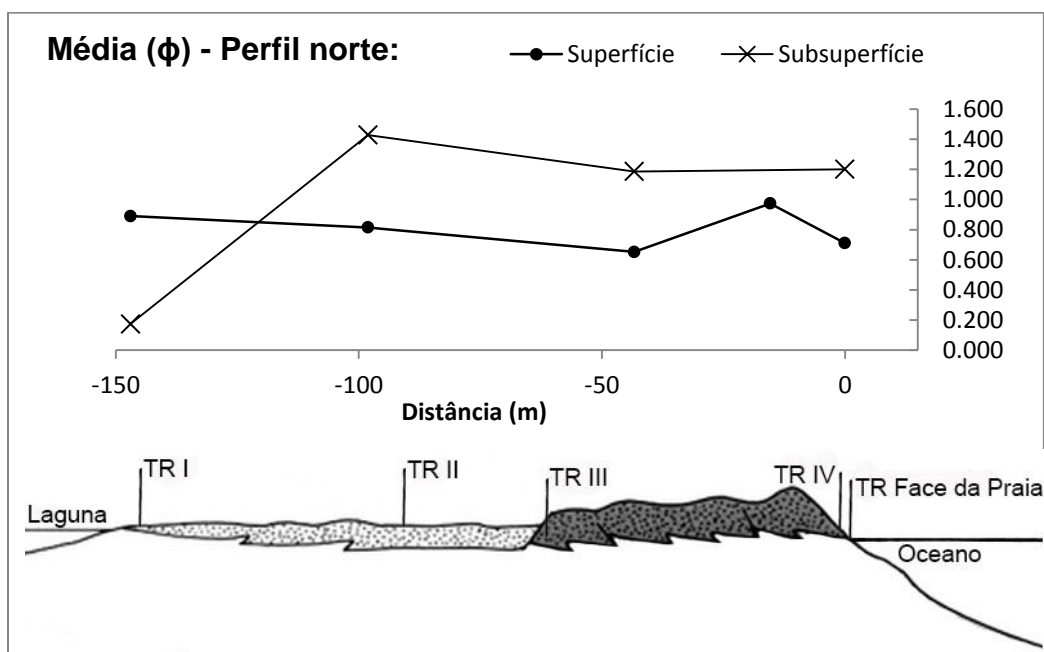


Figura 14. Variações dos valores de tamanho médio do grão das areias da face de praia, duna, duna embrionária e depósito de sobrelavagem, no perfil norte da BCI.

De uma maneira geral, as amostras superficiais apresentaram valores médios de desvio padrão muito próximos, caracterizando amostras com um grau de seleção variando entre moderado e bem selecionadas (Figura 15 e Figura 16). No perfil Sul, nota-se um maior grau de seleção dos sedimentos superficiais componentes da duna frontal em comparação aos demais compartimentos, comportamento o qual tem sido comumente observado (e.g. MASON & FOLK, 1958, MARTINS, 1967, AMIN & DILLENBURG, 2010). O oposto é observado nas amostras de subsuperfície, as quais apresentam maior valor na região da face da praia.

Entretanto, para o perfil norte, os maiores valores de selecionamento dos sedimentos que compõem os depósitos de sobrelavagem podem ser explicados pela dinâmica de fluxo da própria sobrelavagem. Uma vez que a onda é arremetida para cima da crista da duna (*swash*), ocorre uma diminuição na velocidade de fluxo, em decorrência da infiltração de água nos sedimentos pouco compactados da duna (TABAJARA & MARTINS, 2006). Isto permite que os sedimentos mais finos sejam depositados nas porções extremas dos depósitos de sobrelavagem, agindo como agente selecionador de partículas.

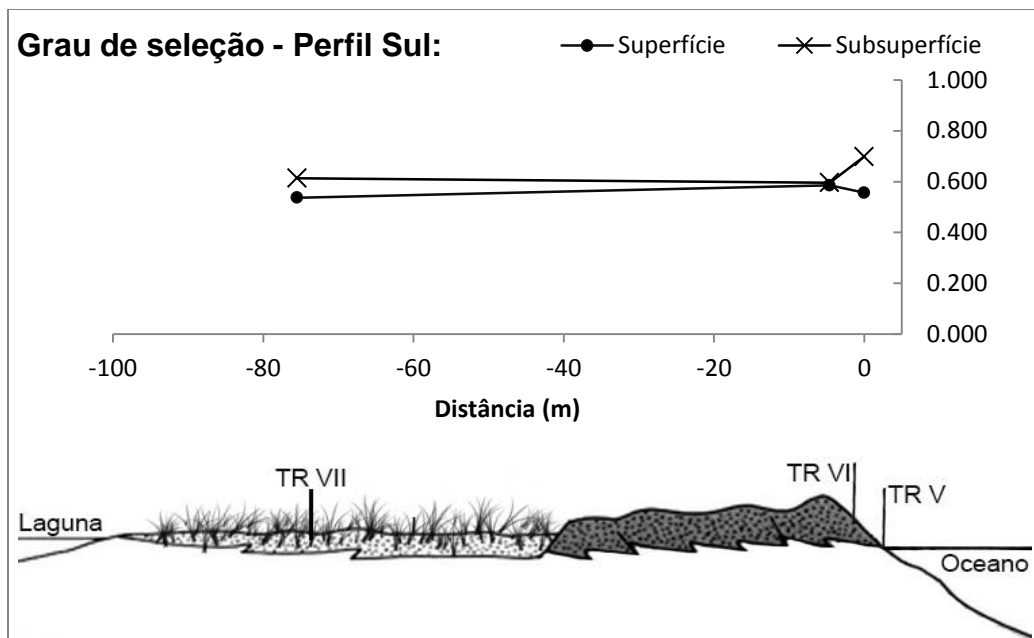


Figura 15. Variações dos valores de grau de seleção das areias da face de praia, duna e depósito de sobrelavagem para o perfil sul da BCI.

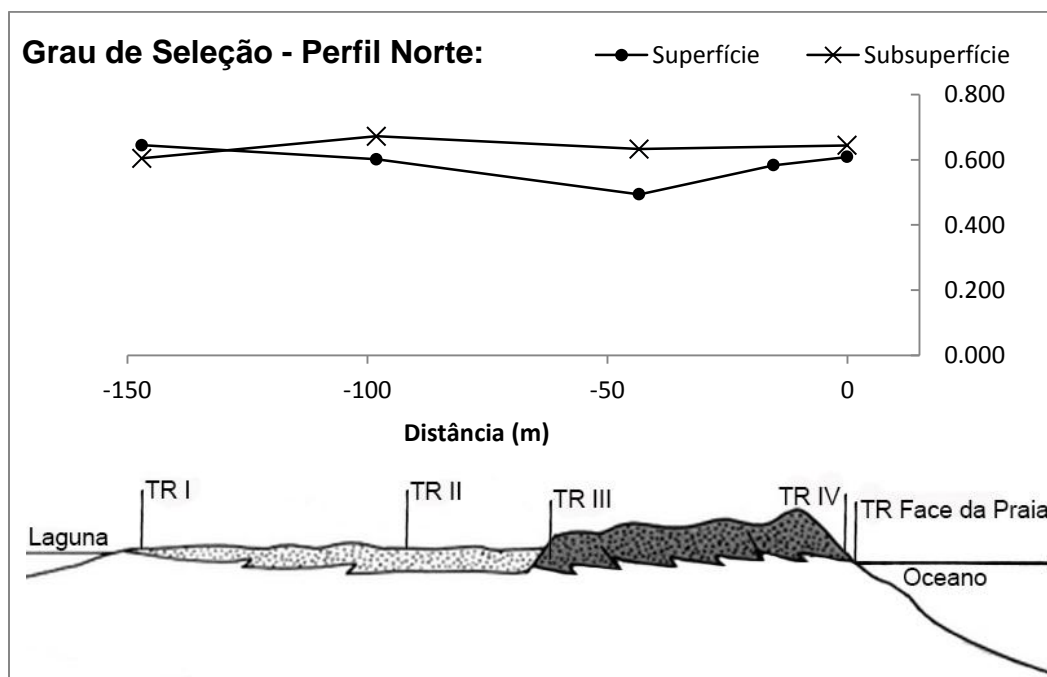


Figura 16. Variações dos valores de grau de seleção das areias da face de praia, duna, duna embrionária e depósito de sobrelavagem, no perfil norte da BCI.

Diferentemente do proposto por Mason & Folk (1958), Duane (1964) e Friedman (1967), as amostras não apresentaram um padrão para os valores de assimetria

(Figura 17 e Figura 18). Os autores encontraram valores de assimetria negativos para os sedimentos da face praial e positivos para os sedimentos de dunas. Em contraste, Shepard & Young (1961), não obtiveram resultados satisfatórios para a diferenciação de areias de dunas e praias com o uso de parâmetros granulométricos.

Os valores negativos de assimetria foram encontrados nas amostras superficiais do compartimento de duna frontal para ambos os perfis. Entretanto observa-se uma pequena variação entre os valores de assimetria entre os compartimentos de cada perfil, diferenciando-os em 0,2 para o sul e 0,1 para o norte. A ausência de valores positivos nos depósitos de duna podem relacionar-se à influência da zona de varrido (*swash*), a qual, alcança constantemente a faixa da duna frontal, bem como apresentando influência de eventos de sobrelavagem. As amostras de subsuperfície para o perfil sul apresentou um comportamento contrário a aquele observado para as amostras superficiais, com valores negativos na face de praia e no depósito de sobrelavagem, e positivo no depósito de duna frontal. Este comportamento não ocorre para o setor norte, o qual denota valores negativos para as amostras de face, duna e para o depósito de sobrelavagem em sua porção mais próxima ao eólico, e valor positivo para a porção distal do depósito de sobrelavagem. Tabajara & Martins (2006) afirmaram que a posição da duna frontal reflete ainda características texturais herdadas do estirâncio e pós-praia, além de não terem adquirido condição de possuírem uma terminal fina desenvolvida, própria do vento como agente transportador, em resposta à pequena largura da barreira costeira.

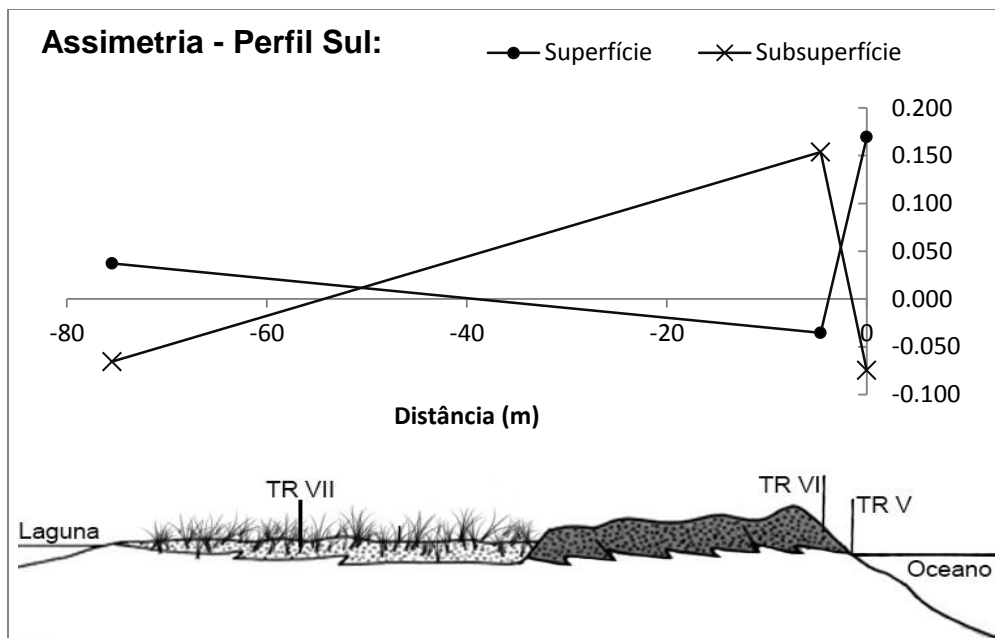


Figura 17. Variações dos valores de assimetria das areias da face de praia, duna, duna embrionária e depósito de sobrelavagem, no perfil sul da BCI.

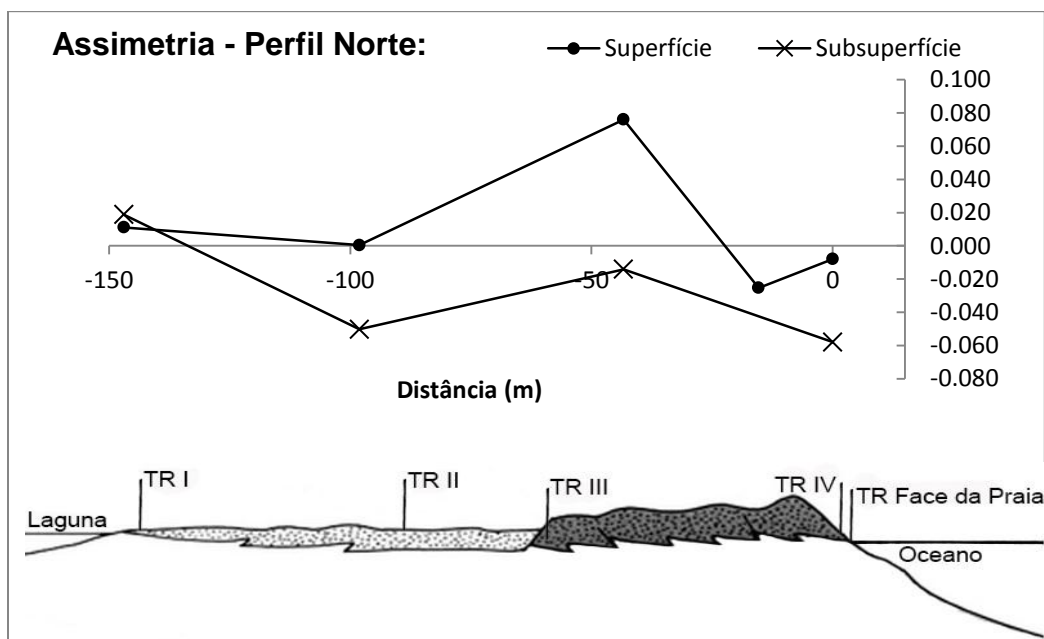
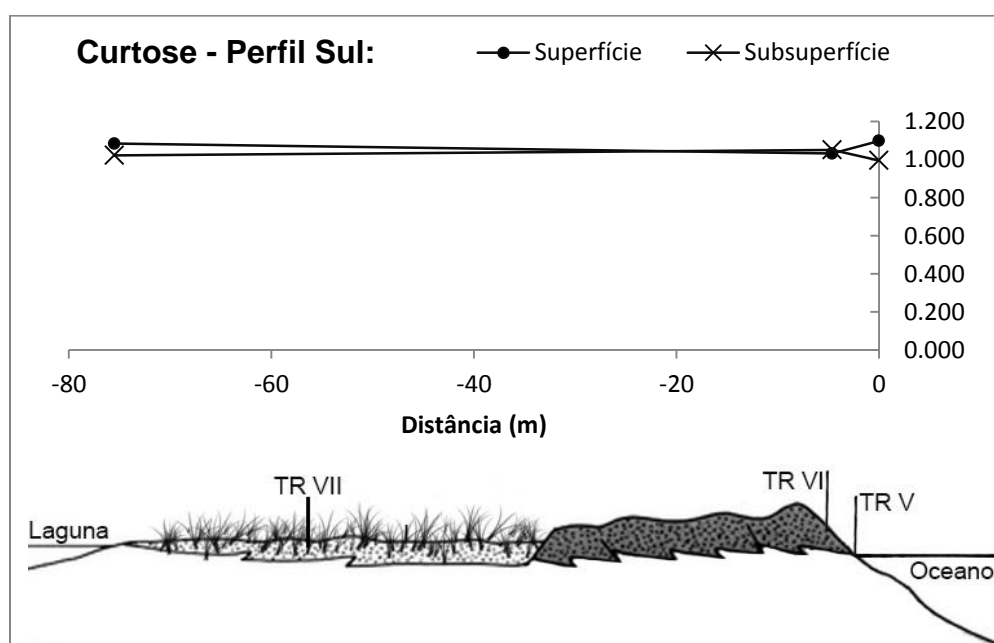


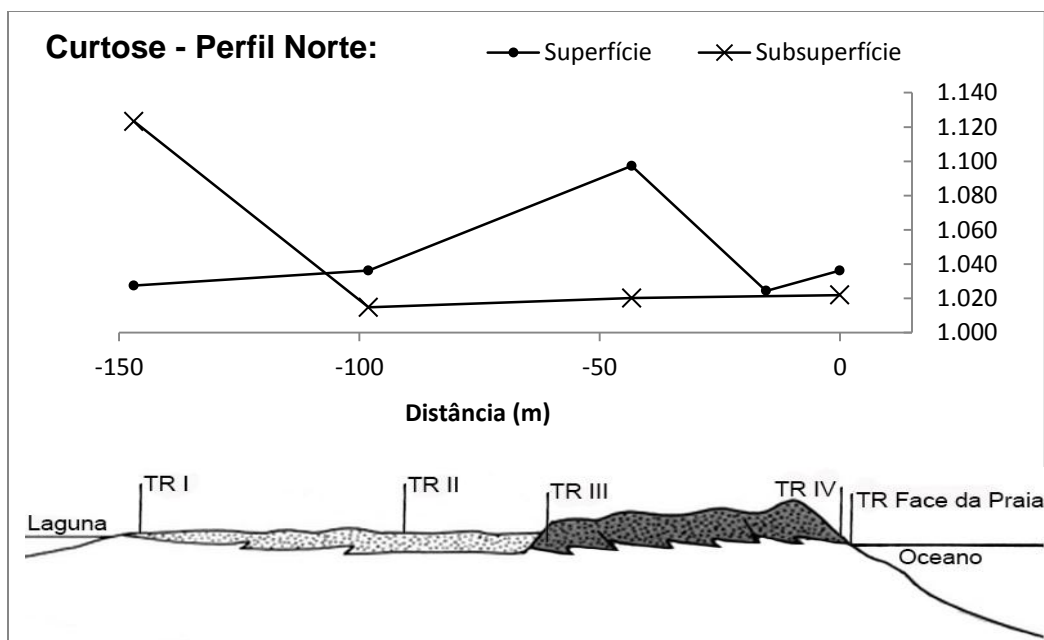
Figura 18. Variações dos valores de assimetria das areias da face de praia, duna, duna embrionária e depósito de sobrelavagem, no perfil norte da BCI.

As areias da face da praia, duna e depósitos de sobrelavagem foram classificadas como mesocúrticas e não apresentaram um padrão definido ao longo dos compartimentos analisados (Figura 19 e Figura 20). Segundo Martins (1965), os sedimentos praias, em geral, apresentam curvas leptocúrticas, enquanto que os sedimentos eólicos denotam curvas mesocúrticas. A ocorrência de um único padrão de curva para os diferentes ambientes podem estar relacionados à mistura de diferentes classes granulométricas (EMERY, 1978), possível resposta a pequena largura da barreira, bem como a influência de eventos de sobrelavagem da barreira costeira, que tendem a homogeneizar as propriedades granulométricas dos diferentes depósitos sedimentares da barreira.



**Figura 19. Variações dos valores de curtose das areias da face de praia, duna, duna embrionária e depósito de sobrelavagem, no perfil sul da BCI.**





**Figura 20. Variações dos valores de curtose das areias da face de praia, duna, duna embrionária e depósito de sobrelavagem, no perfil norte da BCI.**

As análises granulométricas em amostras de superfície e subsuperfície de um mesmo depósito, com resultados diferentes nos parâmetros estatísticos, mostram como é delicado o processo de amostragem de sedimentos; e, portanto, de limitada validade a sua comparação. Estas comparações podem sim refletir variações de energia dos eventos atuantes em cada subsistema da barreira (praia, duna e feições de sobrelavagem). Mais importante nos resultados obtidos é a comparação da granulometria das areias, dos diferentes depósitos: praia, duna e de sobrelavagem, os quais se mostraram bastante homogêneos (não passíveis de distinção).

#### 4. CONCLUSÕES

As principais modificações morfológicas da barreira costeira do Itapocú, no período analisado (1937 a 2012) corresponderam à migração do canal lagunar, contínua até a sua fixação por molhes em 2011, e à recorrência de formação de depósitos de sobrelavagem. Anteriormente a sua retificação, o canal lagunar movia-se livremente ao longo da barreira, com uma resultante de migração para o sentido norte, a qual concorda com o sentido principal da deriva litorânea para a área.

O número total de depósitos identificados para a barreira do Itapocú alcançou o valor de 44 depósitos em 1957, apresentando nítido decréscimo até a data final de análise em 2012, a qual apresentou apenas 7 ocorrências de eventos de sobrelavagem. Ainda, o elevado número de depósitos identificados no ano de 1957 fez com que a barreira apresentasse, aproximadamente, 42% de comprimento do setor sul influenciado por depósitos de sobrelavagem e 60% do setor norte. Em 2012, este número caiu para 1% e 19%, respectivamente. Entretanto, para o ano de 2012, a barreira apresentou duas áreas com potencial de rompimento máximo, localizadas no setor norte.

As características morfológicas, em particular aquelas relacionadas à presença comum de leques, lençóis e terraços de sobrelavagem, e a reduzida largura indicam uma natureza transgressiva da barreira costeira do Itapocú.

No estudo comparativo entre os diferentes compartimentos do sistema praia-duna moderno, devido à pequena largura da barreira costeira, bem como à contínua ocorrência de eventos de sobrelavagem, não foi possível distinguir os subambientes com base nos parâmetros estatísticos granulométricos. Entretanto, este padrão de não distinção pode se justificar pela usual ocorrência de processos de sobrelavagem que tendem a homogeneizar os depósitos sedimentares da barreira costeira do Itapocú. Entretanto, ao comparar os mesmo parâmetros para as amostras coletadas em superfície e subsuperfície, nota-se diferenças entre a energia dos eventos à que estas foram submetidas.

## 5. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ABREU, C. F. de; SIEGLE E.; TRUCCOLO E. C.; SCHETTINI, C. A. F.. Hydrodynamics of the Itapocú River and the Barra Velha lagoon estuarine system, SC, Brazil. **Revista Brasileira de Geofísica**, v. 28, n.3, p.321-329, 2010.

ALVES, J. H. G. M.; MELO, E. Measurement and modeling of wind waves at the northern coast of Santa Catarina, Brazil. **Brazilian Journal of Oceanography**, v. 49, p. 13-28, 2001.

AMIM, A. H.; DILLENBURG, S. R., Variation in the granulometric properties of the coastal barrier of Pinheira (SC) during its progradation in the Late Holocene. **Quaternary and Environmental Geosciences**, v. 02, n. 1, p. 25-39, 2010.

BONETTI, C.; BONETTI, J.; BELTRAME, E. The influence of natural and anthropogenic agents in the determinations of sedimentary environments at Itapocú estuarine-lagoonal system, Santa Catarina, Brazil. **Journal of Coastal Research**, v. 39, p. 1762-1766, 2006.

CARUSO, Jr. F.; ARAUJO, S. A. Ambientes de Sedimentação da Região Centro-Norte de Santa Catarina e seu Relacionamento com a Geologia Regional. **Anais do Simpósio Brasileiro de Praias Arenosas**, 2000. p. 202-203.

CASSIANO, G. F. & SIEGLE, E. Migração lateral da desembocadura do Rio Itapocú, SC Brasil: evolução morfológica e condicionantes físicas. **Revista Brasileira de geofísica**, v. 28, n. 4, p. 537-549, 2010.

DAVIS R. A. & FITZGERALD D. M. **Beaches and Coasts**. Malden, Massachusetts: Blackwell, 2004, 419 p.

DAVIS, R. A. Jr.. Barrier island systems - A geologic overview. In DAVIS R.A. Jr. (Ed.) **Geology of Holocene barrier island systems**. Springer-Verlag, 1994, p. 435-456.

DIEHL F.L. & HORN FILHO N.O. Compartimentação geológico-geomorfológica da zona litorânea e planície costeira do Estado de Santa Catarina. **Notas Técnicas**, v. 9, p. 39-50, 1996.

DOLAN, R.; LINS, H. **The Outer Banks of North Carolina**. Washington, D.C.: United States Government Printing Office, 2000. 49 p.

DUANE, D. Significance of skewness in recent sediments, Western Pamlico Sound, North Carolina. **Journal of Sedimentary Petrology**, v. 34, n. 4, p. 864-874, 1964.

EMERY, K.O. Grain size in laminae of beach sand. **Journal Sedimentary Petrology**, v. 48, p. 1203-1212, 1978.

Federal Geographic Data Committee (FGDC-STD- 007.3). 1998. Geospatial Positioning Accuracy Standards (part 3): **National Standard for Spatial Data Accuracy**. Washington, DC, Federal Geographic Data Committee, 25 p.

FRIEDMAN G. Dynamic Processes and statistical parameters compared for size frequency distributions of beach and river sands. **Journal of Sedimentary Petrology**, v. 31, n. 2, p. 327-364, 1967.

GAPLAN. 1986. Atlas do estado de Santa Catarina. Florianópolis: gabinete de Planejamento e Coordenação geral.

GARCIA, T.; FERREIRA, Ó.; MATIAS, A.; DIAS, J. A. Overwash vulnerability assessment based on long-term washover evolution, **Natural Hazards**, v. 54, p. 225-244, 2010.

HAYES, M. O. Barrier island morphology as a function of tidal and wave regime: In LEATHERMAN S.P. (Ed.) **Barrier Islands: From the Gulf of St. Lawrence to the Gulf of Mexico**. New York: Academic Press, 1979. 1-28 p.

KLEIN, A. H. F.; MENEZES, J. T.; DIEHL, F. L.; ABREU, J.G.N.; POLETTE, M.; SPERB, R.M.; SPERB, R.C. Santa Catarina – Litoral Centro Norte. In: MUEHE, D. (Ed). **Erosão e progradação no litoral brasileiro**. Brasília,DF: MMA, 2006. p. 401-436. Disponível em: [http://www.mma.gov.br/estruturas/sqa\\_sigercom/arquivos/sc\\_erosao.pdf](http://www.mma.gov.br/estruturas/sqa_sigercom/arquivos/sc_erosao.pdf). Acesso em: 23 maio 2014.

LEADER, M. R. **Sedimentology: Process and Product**. London: Allen and Unwin, 1982. 479 p.

LEATHERMAN, S. P. **Barrier Island Handbook**. Laboratory for Coastal Research, University of Maryland, 1988. 92 p.

MARTINS, L. R. Recent Sediments and Grain-Size Analysis. **Gravel**, Porto Alegre, v. 1, p. 90-105, 2003.

MARTINS, L. R. Aspectos deposicionais e texturais dos sedimentos praias e eólicos da Planície Costeira do Rio Grande do Sul. Publicação Especial da Escola de Geologia, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, v. 13, p. 1-102, 1967.

MARTINS, L. R. Significance of skewness and kurtosis in environmental interpretation. **Journal of Sedimentary Petrology**, v. 35, n. 3, p. 768-770, 1965.

MASON C.C., FOLK R.L. Differentiation of beach, dune and aeolian flat environments by size analysis. **Journal of Sedimentary Petrology**, v.28, p. 211-226, 1958.

MASON, C.C.; FOLK, R.L. Differentiation of beach, dune and Aeolian flat environment by size analysis Mustang Island, Texas. **Journal of Sedimentary Petrology**, v. 28, p. 211-226, 1958..

MATIAS, A., FERREIRA, Ó., VILA-CONCEJO, A., GARCIA, T., DIAS, J. A. Classification of washover dynamics in barrier islands. **Geomorphology**, v. 97, n. 3-4, p. 655-674, 2008.

MENEZES, J.T.; BRAGA, A.K.; PIERRI, G.C.S.; KLEIN, A.H.F. Shoreline Change Analysis Near Itapocú River Inlet Barra Velha, Santa Catarina, Brazil (1978 to 2002). **Journal of Coastal Research**, Lawrence, 2006, v. 39, p. 298-300.

MORTON R .A. & SALLENGER A. H. Morphological impacts of extreme storms on sandy beaches and barriers. **Journal of Coastal Research**. v.19, p. 560-573, 2003.

OOST A. P., HOEKSTRA P., WIERSMA A., FLEMMING B., LAMMERTS E. J., PEJRUP M., HOFSTEDDE, J., VAN DER VALK B., KIDEN P., BARTHOLDY J., VAN DER BER, M. W., VOS P. C., DE VRIES S., WANG Z. B. Barrier island management: Lessons from the past and directions for the future. **Elsevier**, v. 68, p.18-38, 2012.

PEIXOTO, J. R. V.; HORN FILHO, N. O.; CASTELANI, T. T. Variação Granulométrica das Praias Arenosas da Costa Leste da Ilha de Santa Catarina, SC, Brasil. **Gravel**, Porto Alegre, v. 10, n. 1, p.13-21, 2012.

PERK, L. M. Itapocú Inlet, Brazil: a study of the hydrodynamics and morphology. Dissertação (Master of Science) – Civil Engineering, Delft university of Technology, TU Delft, Netherlands, 2006.

RODRIGUES, B. A., MATIAS, A., FERREIRA, Ó. Overwash Hazard Assessment, **Geologica Acta**, v. 10, n. 4, p. 427-437, 2012..

SCHETTINI, C. A. F. Caracterização física do estuário do rio Itajaí-Açu. **Revista Brasileira de Recursos Hídricos**, v. 7 n. 1, p.123-142, 2002.

SCHETTINI, C. A. F.; CARVALHO, J. L. B. Suspended sediment balance in the estuary of Itajaí-açu river during a low discharge period. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, v. 70, n. 2, p.325-334, 1998.

SHEPARD F. F. & YOUNG R. Distinguishing between beach and dune sands. **Journal of Sedimentary Petrology**, v. 31, n. 2, p. 196-214.1961.

TABAJARA, L.L.; MARTINS, L.R. Classificação Textural de sedimentos Praiais e a Relação com os Processos Morfogênicos Eólicos e Marinhos. **Gravel**, v.4, p. 99-107, 2006.

TRUCCOLO, E. C.; FRANCO, D.; SCHETTINI, C. A. F. The low frequency sea level oscillations in the northern coast of Santa Catarina, **Brazilian Journal of Coastal Research**, v. 39(SI), p.547-552, 2006.

USACE. 2004. **Coastal overwash. Part 1: Overview of Processes**. Regional Sediment Management (RSM). Demonstration Program Technical Note, 36 p.

## ANEXO I



Quaternary and Environmental Geosciences

## DECLARAÇÃO

Declaramos para os devidos fins que o artigo “Variações geomorfológicas inter-decadais da barreira costeira do Itapocú – SC, Brasil” de autoria de Maria Olívia Amato Maranhão, Sergio Rebello Dilenburg, foi submetido a esta revista em 30 de junho de 2015 e encontra-se em fase de avaliação.

Maria Cristina de Souza

Editora da Quaternary and Environmental Geosciences