

Variações das propriedades granulométricas da barreira costeira da Pinheira (SC) durante a sua progradação no Holoceno Superior

Variation in the granulometric properties of the coastal barrier of Pinheira (SC) during its progradation in the Late Holocene

Armand Hanna Amin Júnior^{ac}, Sérgio Rebello Dillenburg^{bd}

^a Programa de Pós-Graduação em Geociências, Instituto de Geociências (UFRGS), ^b Centro de Estudos de Geologia Costeira e Oceânica (CECO), Instituto de Geociências (UFRGS)

^c quaternário@msn.com, ^d sergio.dillenburg@ufrgs.br

RESUMO

A barreira costeira da Pinheira está localizada no litoral centro-sul do Estado de Santa Catarina. Sua morfologia e estratigrafia são típicas de uma barreira regressiva. Durante o Holoceno Superior (últimos 6-5 ka cal), a barreira progrediu cerca de 5.500 m. Sua progradação foi determinada por um abaixamento de aproximadamente 2 m do nível do mar e por um expressivo aporte de sedimentos arenosos em seu sistema praial, provenientes da plataforma continental adjacente. Nos últimos 3.000 m de progradação, ocorridos nos últimos 3 ka cal, cerca de 60 cordões de dunas frontais foram formados. O intervalo de tempo decorrido entre a formação de dois cordões sucessivos foi de aproximadamente 50 anos. O estudo das propriedades granulométricas do sistema praia-duna atual e de dois cordões antigos de dunas frontais, denominados cordões intermediário e interno, formados, respectivamente, há cerca de 750 e 3.000 anos cal AP, revelou que, nos últimos 3 ka cal, não ocorreram variações significativas destas propriedades. Este comportamento é atribuído à natureza policíclica do estoque de areia consumido na progradação e/ou a uma relativa constância, nos últimos 3 ka cal, das condições dinâmicas gerais do sistema praia-duna da enseada da Pinheira.

O estudo comparativo entre os diferentes subambientes (face da praia, berma e duna frontal) mostrou que o desvio-padrão e a assimetria da distribuição granulométrica são potencialmente importantes na distinção entre depósitos eólicos (dunas frontais) e praias (face da praia) da barreira.

Palavras-chave: Evolução costeira; Barreiras costeiras; Cordões litorâneos

ABSTRACT

The coastal barrier of Pinheira is located in the South-Central coast of Santa Catarina State. Its morphology and stratigraphy are typical of a regressive barrier. During the Late Holocene (last 6-5 cal ka) the barrier has prograded approximately 5,500 meters. Its progradation was determined by both a sea-level fall of 2 meters and an expressive transference of sands from the adjacent continental shelf into the beach system of the barrier. In the last 3,000 meters of progradation, corresponding to the last 3 cal ka, approximately 60 foredune ridges were formed, each ridge corresponding in average to a time interval of 50 years. The study of the granulometric properties of the modern beach-dune system, and of two old foredune ridges called intermediate and inner ridges, respectively formed at 750 and 3,000 cal years BP, has demonstrated that in the last 3 ka cal these properties have not changed significantly. This behavior is being explained by the polycyclic nature of the sands consumed in the progradation, and/or by a constant or even a little change on the general dynamic conditions of the beach-dune system of the Pinheira embayment.

The comparative study among the sub-environments (beach face, berm and foredune) has shown that standard deviation and skewness are potentially important sediment properties on the distinction between aeolian (foredunes) and beach (beach face) deposits.

Keywords: Coastal evolution; Coastal barriers; Foredune ridges

1. Introdução

A região costeira da praia da Pinheira, ou da planície de Araçatuba (Mendonça 1991), apresenta-se como uma reentrância da linha de costa, limitada ao sul por um promontório rochoso e por uma planície fluvial e, ao norte, por um corpo de água (Baía Sul) (figura 1). Por ocasião do nível de mar mais alto alcançado pela Última Grande Transgressão (UGT), a linha de costa, no interior desta reentrância, situava-se cerca de 5,5 km a oeste de sua atual posição. Nos últimos 6-5 ka cal, esta linha de costa progradiou por 5,5 km, principalmente através da formação e justaposição lateral de cordões de dunas frontais, resultando na formação de uma clássica *strandplain* (Fitzgerald *et al.* 2007), ou simplesmente de uma barreira costeira regressiva.

Na porção mais externa da barreira, correspondente aos seus últimos 3 km de progradação, sua principal morfologia corresponde a cordões de dunas frontais formados, aproximadamente, nos últimos 3 ka cal. Secundariamente, esta porção da barreira apresenta a morfologia de dunas parabólicas, que cobrem parcialmente os cordões de dunas (figura 1). Alguns destes cordões são relativamente contínuos lateralmente, e o seu registro sedimentar (*e.g.* suas propriedades granulométricas) deve refletir as condições longitudinais de energia das ondas e dos ventos, as quais podem ser constantes, ou variáveis no espaço (ao longo de um único cordão) e no tempo (comparação entre sucessivos cordões).

Neste trabalho, realiza-se um estudo das propriedades granulométricas dos sedimentos da barreira costeira da Pinheira, durante a sua progradação no Holoceno Superior, com o objetivo de avaliar o comportamento dessas propriedades no espaço e no tempo.

Um grande número de trabalhos similares foi desenvolvido em várias partes do mundo. Como exemplos citamos os de Finkelstein (1981), na ilha de Kodiak, Alasca; de Guillén & Jiménez (1994), no delta do Ebro, Espanha; e de Martins (1967) no Rio Grande do Sul, Brasil.

2. Área de estudo

A barreira costeira da Pinheira está localizada no litoral centro-sul, ou setor IV do Estado de Santa Catarina (Diehl & Horn Filho 1996), correspondente à folha Paulo Lopes - SG 22-Z-D-V-4/VI-3 (figura 1). A área da barreira é limitada, ao norte, pela Baía Sul, a oeste, pelas Serras Cristalinas (Monteiro 1958), ao sul, pela planície fluvial do rio da Madre e por um promontório rochoso e, a leste, pelo oceano Atlântico. Seu principal acesso dá-se através da

rodovia BR-101, e dista cerca de 50 km ao sul de Florianópolis.

2.1. Contexto geológico

A costa leste da América do Sul é classificada como uma costa de margem continental do tipo Amero-costa segundo Inman & Nordstron (1971), caracterizada por apresentar uma plataforma continental larga, que expressa um grande volume de sedimentos depositados na margem continental. A reduzida expressão da planície costeira onde se insere a barreira da Pinheira deve-se à sua situação de margem continental que tem como substrato o alto estrutural da Plataforma de Florianópolis (Gonçalves *et al.* 1979), o qual separa as bacias marginais de Pelotas, ao sul, e de Santos, ao norte. Desta forma, a proximidade da costa, das terras altas do embasamento, somada a um relativamente baixo estoque sedimentar, gerou uma costa embaiada, marcada pela presença comum de promontórios rochosos, que se alternam com praias arenosas de reduzida extensão longitudinal. O embasamento, de natureza ígnea e metamórfica, ocupa as porções de maior altitude da área de estudo. Depósitos de sedimentos mal selecionados, basicamente formados por cascalho, areia, silte e argila, apresentam-se na forma de rampas (colúvios) e cones (leques aluviais), e representam a morfologia de transição entre o embasamento e a planície costeira. Esta última foi gerada principalmente pela justaposição lateral de depósitos sedimentares de sistemas deposicionais do tipo barreira/laguna-estuário. Martin *et al.* (1988) identificaram, na região da área de estudo, a presença de registros sedimentares de um sistema pleistocênico, provavelmente relacionado ao nível de mar alto de 123 ka (Pleistoceno Superior), e o ainda ativo sistema holocênico, cuja formação iniciou-se em um tempo próximo ao máximo transgressivo de 5,1 ka (Caruso 1995).

A plataforma continental adjacente apresenta largura média de 100 km, e uma declividade moderada. Seus gradientes médios variam entre 1:200 (0,3°), nas proximidades de desembocaduras de rios, e 1:40 (1,4°) nas proximidades dos promontórios rochosos (Klein & Menezes 2001). Segundo Corrêa (1980), três grupos texturais-composicionais formam a cobertura sedimentar da plataforma continental de Santa Catarina: areias quartzosas, areias biodetríticas e lamas terrígenas. As areias quartzosas são encontradas na plataforma interna, enquanto as lamas terrígenas cobrem parcialmente as areias biodetríticas e ocorrem de forma contínua na plataforma média, e descontinuamente nas plataformas interna e externa.

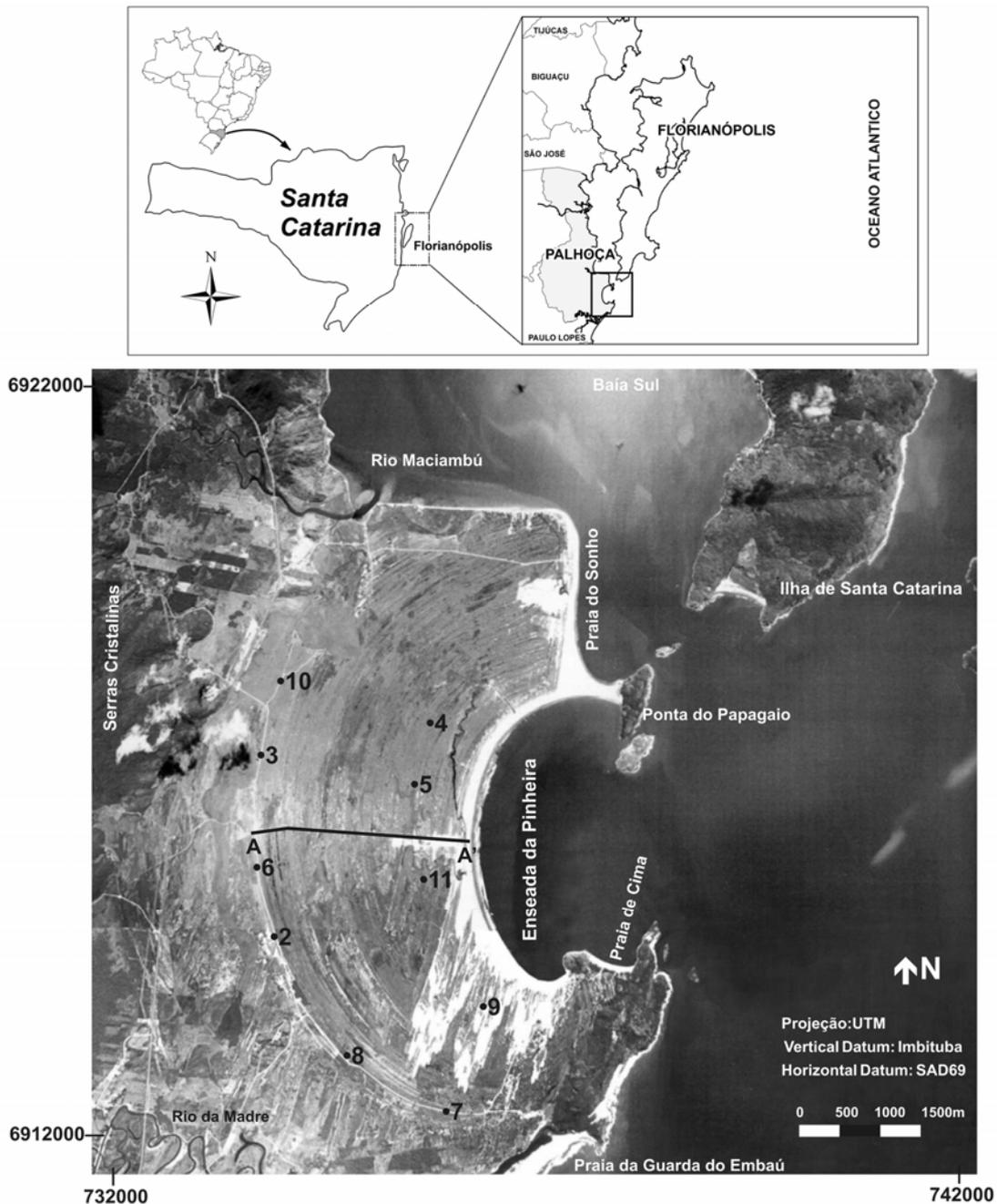


Figura 1: Localização da área de estudo, dos testemunhos de sondagem e do perfil altimétrico A - A'. Vinte e cinco perfis transversais à linha de costa, equidistantes entre si, foram efetuados sobre o atual sistema praia-duna da Pinheira, ao longo do arco praial situado entre a Praia de Cima (perfil 1) e a Ponta do Papagaio (perfil 25)

2.2. Clima, hidrografia e oceanografia

A área de estudo está inserida em um domínio climático do tipo Af - chuvoso tropical e úmido, com precipitação uniformemente distribuída ao longo do ano, e subtipo Cfa - chuvoso temperado e úmido em todo o ano, e com verão quente (Hoflich 1984). A temperatura média

anual é de 18°C, com precipitação pluviométrica média de 1.234 mm/ano, evapotranspiração potencial de 841 mm/ano e umidade relativa do ar média de 80% (Orselli 1986).

Em seus cursos inferiores (planície costeira), os dois principais rios da região (rio Maciambú, ao norte, e rio da Madre, ao sul) ocorrem na forma de meandros (figura 1). O rio Maciambú e seus afluentes formam uma bacia hidrográfica

com 137 km². Cerca de 80% desta bacia situa-se sobre o embasamento cristalino, e o restante estende-se sobre a planície costeira (Reitz 1960). Esse rio possui largura máxima de 100 m em seu curso inferior. A bacia hidrográfica do rio da Madre apresenta uma área de 305 km², sendo que 70% dela ocorre na planície costeira, com largura máxima de 120 m.

Dados de ondas são disponíveis apenas para a Ilha de Santa Catarina, situada imediatamente ao norte da barreira da Pinheira. A direção de onda mais frequente provém de Sul (170°), com um período de 12 s, e alturas médias variando entre 1,0 e 1,5 m. Em segundo lugar são importantes as ondas locais provenientes de Leste-Nordeste (70°), com períodos de 7 s e altura média de 1,0 m (Melo *et al.* 2003, Miot da Silva 2006). A deriva litorânea geral da região é de S-SE para N-NE (Giannini 1993, Miot da Silva 2002, Martinho 2004), com reversões locais durante fortes condições de vento nordeste (Miot da Silva 2006). A variação média da maré é de 0,8 m, com amplitude máxima de 1,2 m, em um regime semidiurno (Schettini *et al.* 1996, Carvalho *et al.* 1996, Trucolo 1998).

2.3. Comportamento do nível do mar no Holoceno Médio e Superior

Os dados mais precisos e consistentes sobre o comportamento do nível relativo do mar, no Holoceno Médio e Superior (últimos 6-5 ka cal), na região da área de estudo, indicam que, neste tempo, foi alcançado o nível de mar mais alto (~+2 m) da UGT (Angulo *et al.* 1999, 2006). Após este máximo, o nível do mar apresentou um comportamento geral de abaixamento até os dias atuais.

3. Métodos

3.1. Amostragem de sedimentos no sistema praia-duna atual

Com o objetivo de serem analisadas as variações granulométricas, ao longo do sistema praia-duna moderno, foram coletadas três amostras em 25 pequenos perfis equidistantes, dispostos ao longo da atual linha de costa da Pinheira, entre a Praia de Cima (perfil 1) e a Ponta do Papagaio (perfil 25) (figura 1). Em cada perfil (orientado transversalmente à linha de costa) foram coletadas amostras superficiais nas porções médias da face marinha da duna frontal, da berma e da face da praia.

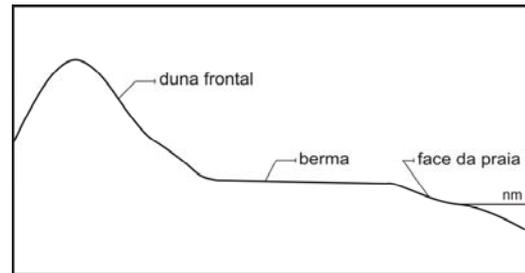


Figura 2: Locais de amostragem em cada perfil do sistema praia-duna atual

3.2. Coleta de testemunhos nos cordões interno e intermediário

Considerando-se a natureza regressiva da barreira, cuja estratigrafia geral se expressa pela presença de depósitos praias, na base, e dunas frontais, no topo, foram coletados testemunhos de sondagem rasos (média de 3 m de penetração) ao longo de dois cordões litorâneos antigos da barreira. Desta forma, foi possível realizar uma análise comparativa das mudanças granulométricas longitudinais e transversais da barreira ao longo do tempo (últimos 3 ka cal, aproximadamente). Foram coletados seis testemunhos em um cordão interno (7, 8, 2, 6, 3 e 10) e quatro em um cordão de posição intermediária entre o interno e a atual linha de costa (9, 11, 5 e 4) (figura 1). Na operação de sondagem, foi utilizado um testemunhador à percussão, constituído por um tubo de PVC com 6 m de comprimento, com diâmetro de 75 mm, e apresentando, na sua base, um dispositivo retentor de sedimentos. Apenas o testemunho 10 penetrou em depósitos praias da barreira (Amin Jr. 2004). Os restantes ficaram restritos à cobertura eólica dos cordões litorâneos.

As amostras superficiais das dunas frontais, berma e face da praia, dos 25 perfis do sistema praia-duna atual, foram processadas conforme o método clássico de análise granulométrica por peneiração. A fração carbonática não foi eliminada previamente à peneiração. Após a extração dos sais e secagem, as amostras foram fracionadas por peneiração em intervalos de ½ phi. O cálculo dos parâmetros estatísticos granulométricos segundo Folk & Ward (1957) foi efetuado através do programa SISGRAM (Camargo 1999). Os testemunhos foram abertos e preliminarmente descritos quanto a cor e textura dos sedimentos. Em razão da aparente homogeneidade textural dos testemunhos, definiu-se pela coleta de amostras a intervalos regulares de 30 cm. A análise granulométrica destas amostras seguiu o mesmo procedimento descrito para as amostras do sistema praia-duna atual. No testemunho 10, obtido na extremidade norte do cordão interno (figura 1), foi coletada uma amostra de depósitos praias da sua porção

basal. Desta amostra, foram separados exemplares de conchas de moluscos bivalvas marinhos (*Corbula caribaea*, *Anadara ovalis*, *Mytilus* sp. e *Chlamys* sp.), que evidenciavam um retrabalhamento pouco intenso, para datação pelo método do ^{14}C . O material foi enviado ao laboratório da Beta Analytic Inc. (Florida/USA) e datado pelo método radiométrico convencional em 3.140 ± 100 anos AP (idade calibrada 3.200-2.730 anos cal AP, Beta - 185451).

Foram realizados levantamentos altimétricos com uso de DGPS modelo *Trimble* de precisão submétrica: levantamento contínuo (modo dinâmico) ao longo de um perfil transversal à barreira, situado em sua porção mediana (figura 1), e medidas altimétricas pontuais (modo estático) nos locais de coleta dos testemunhos.

4. Resultados e discussão

A área estudada da barreira regressiva da Pinheira corresponde aos seus 3 km externos, formados pela justaposição de cordões de dunas frontais nos últimos 3 ka cal. Com o objetivo de contextualizar geológica e cronologicamente o sistema praia-duna atual e os cordões de dunas frontais intermediário e interno da barreira, são apresentadas a seguir algumas considerações sobre a geologia e evolução da barreira da Pinheira.

A idade de 3.200-2.730 anos cal AP obtida para os depósitos praias, sotopostos ao cordão de dunas interno, corresponde aproximadamente à idade de formação deste cordão. Ainda que esta idade provenha de conchas relativamente retrabalhadas, o valor obtido é bastante coerente com a posição espacial do cordão interno em relação ao total de progradação da barreira (5,5 km) ocorrido nos últimos 6-5 ka cal. Essa idade indica que a barreira progradou 3 km nos

últimos 3 ka cal; portanto, a uma taxa média de 1 m/ano. Assumindo-se essa taxa como constante no tempo, pode-se estimar em 750 anos cal AP a idade do cordão intermediário.

O perfil altimétrico (figura 3), restrito aos últimos 3 km de progradação, sugere que, nos últimos 3 ka cal, o abaixamento do nível do mar tenha tido importante controle na progradação da barreira. A declividade do perfil, no sentido do mar, sugere este controle. Ainda que a cobertura superficial deste segmento da barreira seja de origem eólica, a tendência geral de inclinação de sua superfície, no sentido do mar, por tão longa extensão (3.000 m), sugere um controle do abaixamento do nível do mar na progradação. Todavia, um abaixamento de 2 m no nível do mar é insuficiente para produzir uma progradação total de 5,5 km, em uma plataforma continental com declividade baixa, adequada à ocorrência de barreiras costeiras (Dillenburger *et al.* 2000). Assim, um modelo de regressão forçada acrescionária (Helland-Hansen & Martinsen 1996), envolvendo uma combinação entre abaixamento do nível do mar e aporte sedimentar pode explicar a progradação desta barreira.

A elevada maturidade textural identificada para os sedimentos arenosos dos três cordões estudados indica uma natureza policíclica desses sedimentos. Assim, o balanço positivo de sedimentos que contribuiu para a progradação da barreira pode estar relacionado a uma transferência expressiva de areia da plataforma continental para o sistema praia da barreira nos últimos 6-5 ka cal. Esta mesma fonte de sedimentos foi destacada por vários autores para explicar a progradação de barreiras costeiras holocênicas em várias partes do mundo (*e.g.* Pierce 1969, Morton & Donaldson 1973, Dominguez & Wanless 1991, Schwab *et al.* 2000, Roy *et al.* 1992 e Dillenburger *et al.* 2000).

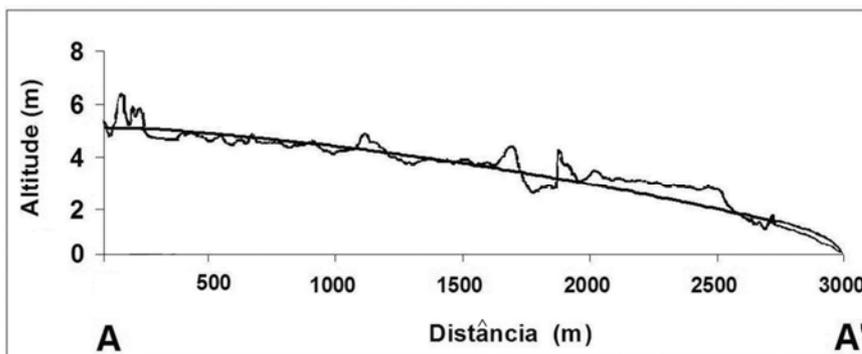


Figura 3: Perfil altimétrico transversal da barreira ao longo de seus 3 km externos de progradação. Perfil com orientação Oeste-Leste (A-A'). Ver localização do perfil na figura 1

No segmento de 3 km, entre o cordão de dunas frontais interno (idade de 3.200 – 2.730 anos cal AP) e a linha de costa atual (idade

zero), ocorrem 60 cordões litorâneos, facilmente identificáveis em fotografias aéreas. Como estes 60 cordões formaram-se nos últimos 3 ka cal,

pode ser calculado o tempo de 50 anos, como o intervalo de tempo médio compreendido entre dois cordões sucessivos. Este valor situa-se dentro do intervalo geral de 30 a 150 anos, relatado em diferentes trabalhos como o intervalo de tempo de formação de cordões litorâneos (e.g. Tanner & Stapor 1971, King 1972, Chappell & Grindrod 1984, Mason 1990, Thompson 1992, Thompson & Baedke 1995, Fox *et al.* 1995 e Tanner 1973).

4.1. Propriedades granulométricas do sistema praia-duna atual

4.1.1. Tamanho médio

Uma análise comparativa do tamanho médio dos sedimentos que representam o sistema praia-duna atual da Pinheira evidencia, de modo geral, um padrão homogêneo de distribuição longitudinal dos sedimentos, ou seja, sem uma importante gradação lateral no tamanho médio dos grãos (figura 4). O material dinamizado é, em grande parte, quartzoso e formado por uma só população (moda), representada pela classe granulométrica areia fina (2Ø - 3Ø). As médias do tamanho médio da face da praia, berma e duna frontal correspondem, respectivamente, a 2,59Ø, 2,64Ø e 2,60Ø.

Observa-se, nas linhas de tendência, que ocorre uma sutil diminuição do tamanho médio de grão, de sul para norte, nos três subambientes (face da praia, berma e duna frontal) (figura 4). Entretanto, não é observada uma mudança de classe granulométrica.

Miot da Silva (2002) também não detectou uma variação longitudinal do tamanho médio dos sedimentos da face de praia da enseada da Pinheira. No entanto, em várias praias de enseada no mundo observam-se variações no tamanho médio de grão determinadas por fatores como: variações longitudinais no fluxo de energia de onda, desintegração mecânica e/ou química e variações na fonte de sedimentos (Finkelstein 1981, King 1972, Komar 1976, Carter & Guy 1988, Van Rijn 1998, Giannini *et al.* 2003).

A não observação de uma gradação longitudinal do tamanho médio na face de praia, do sistema praia-duna da Pinheira, pode estar relacionada à natureza policíclica destes sedimentos, a qual tem por significado uma inexistência de diferentes tamanhos da classe

areia que poderiam responder às diferenças de energia de onda e de fluxo de energia de onda na enseada da Pinheira. Outra hipótese que poderia explicar a inexistência de gradação é a ausência de aportes pontuais de areia ao sistema praiial da Pinheira, conforme apontado por Miot da Silva (2002).

4.1.2. Desvio-padrão

Os três subambientes analisados (face da praia, berma e duna frontal) apresentaram valores médios de desvio-padrão de 0,53, 0,36 e 0,35, respectivamente (figura 5). De uma maneira geral, os valores de desvio-padrão não apresentaram uma tendência de aumento ou redução, para os três subambientes, ao longo da enseada. As areias da face da praia apresentam uma seleção moderada, enquanto que as areias da berma e da duna frontal apresentam uma seleção boa. Uma melhor seleção das areias de dunas, em relação às areias da face da praia (ou estirâncio), tem sido comumente observada (e.g. Mason & Folk 1958, Friedman 1961, Mabesoone 1964, Martins 1967, Clerot *et al.* 2001).

4.1.3. Assimetria

As areias da face da praia da Pinheira apresentam, em média, um sinal negativo para a assimetria (-0,27), as areias da berma (-0,03) e as areias da duna frontal (0,03), tendendo para o sinal positivo (figura 6). Segundo Friedman (1967), sedimentos praiiais e eólicos podem ser numericamente diferenciados pelas assimetrias respectivamente negativas e positivas. Apenas para as amostras da face da praia é observada uma tendência de aumento dos valores negativos de assimetria de sul para o norte da enseada.

Os valores negativos da assimetria explicam-se por uma deposição seletiva dos sedimentos durante sua contínua movimentação pelo processo de lavagem da face da praia (*swash e backswash*) (McLaren 1981). Segundo Duane (1964), a assimetria é sensível ao ambiente deposicional. Seu sinal negativo indica remoção seletiva durante o transporte, como observado no ambiente praiial; e o sinal positivo indica ambientes mais protegidos, como lagunas e dunas costeiras.

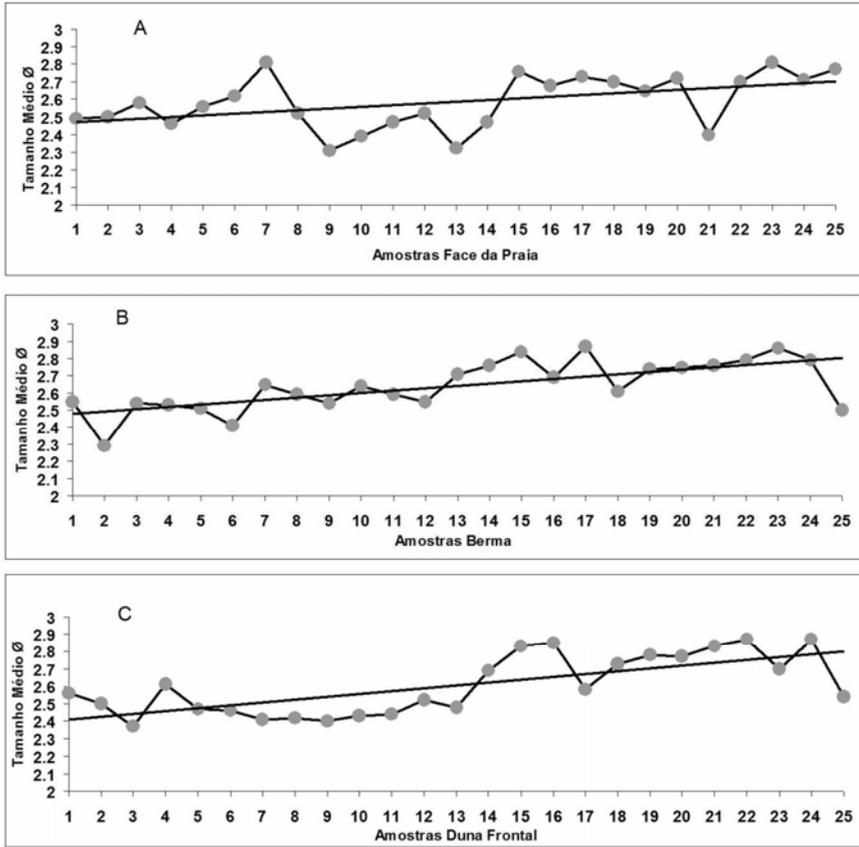


Figura 4: Variações dos valores de tamanho médio das areias da face da praia, berma e duna frontal, ao longo do sistema praia-duna atual da praia da Pinheira. Os perfis de amostragem se desenvolvem de sul (perfil 1) para norte (perfil 25)

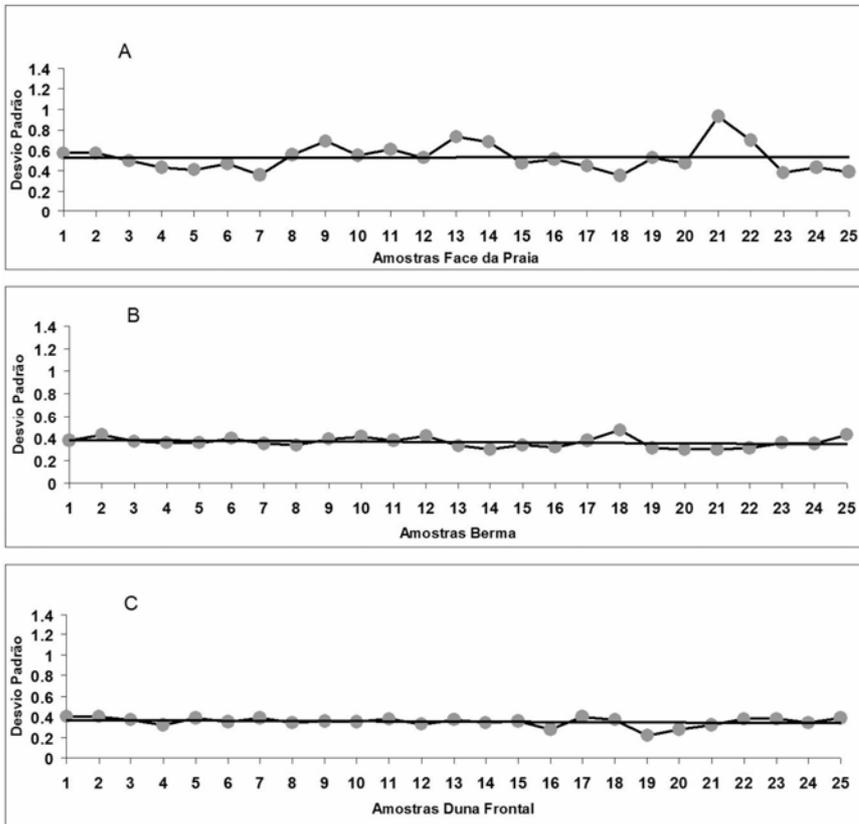


Figura 5: Variações dos valores de desvio-padrão (grau de seleção) das areias da face da praia, berma e duna frontal, ao longo do sistema praia-duna atual da praia da Pinheira. Os perfis de amostragem se desenvolvem de sul (perfil 1) para norte (perfil 25)

4.1.4. Curtose

As areias da face da praia com valor médio de curtose de 1,27 (figura 7) são classificadas como leptocúrticas; enquanto as areias da berma e das dunas frontais, com valores médios de 1,11 e 1,02, respectivamente, são mesocúrticas. As linhas de tendência mostram um aumento geral dos valores de curtose, de sul para o norte da enseada, para os três subambientes do sistema praia-duna atual. Segundo [Martins et al. \(1972\)](#), distribuições mesocúrticas e assimetria positiva são diagnósticas de sedimentos eólicos

e evidenciam que a ação seletiva do vento sensibilizou a distribuição total destas amostras.

Os resultados da análise granulométrica das amostras do sistema praia-duna atual, da enseada da Pinheira, mostram uma pouca importante variação longitudinal das estatísticas de distribuição de frequências. Este fato pode ser decorrente do já mencionado caráter policíclico das areias da barreira; ou seja, não existem classes granulométricas no tamanho areia que permitam a geração de um registro sedimentar das diferenças de energia, ao longo da enseada, dos dois principais agentes dinâmicos do sistema: onda e vento.

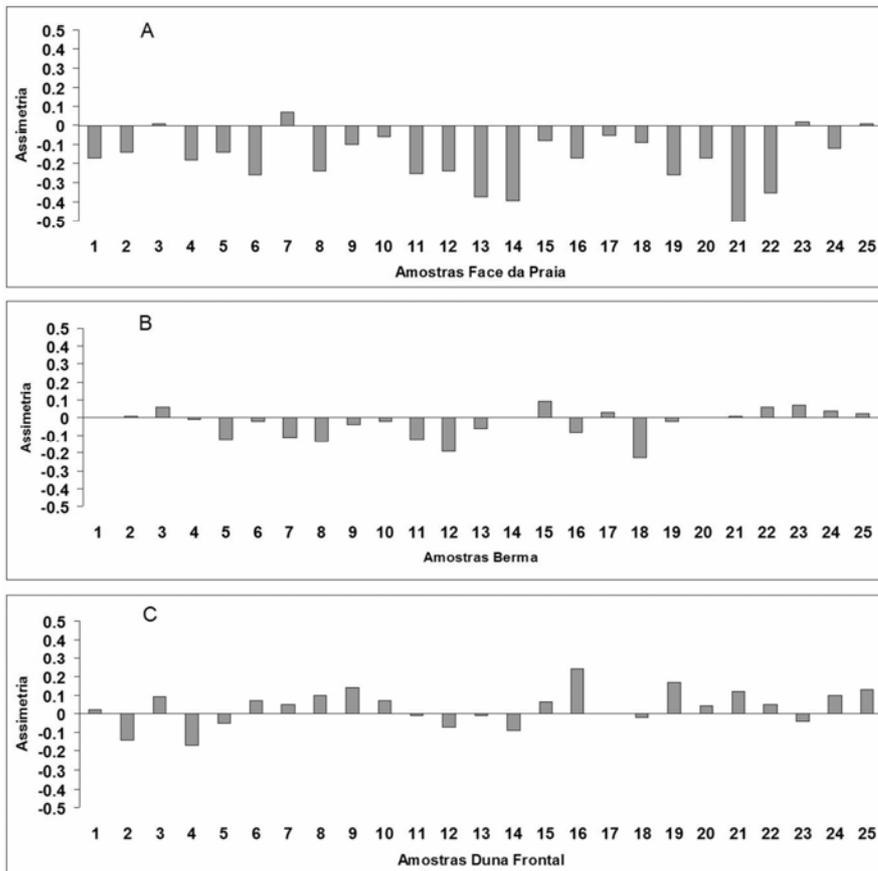


Figura 6: Variações dos valores de assimetria das areias da face da praia, berma e duna frontal, ao longo do sistema praia-duna atual da praia da Pinheira. Os perfis de amostragem se desenvolvem de sul (perfil 1) para norte (perfil 25)

É interessante notar que os parâmetros tamanho médio, desvio-padrão e curtose mostram uma mesma tendência de comportamento, de sul para o norte da enseada, para os três subambientes do sistema praia-duna atual (face da praia, berma e duna frontal), qual seja: o tamanho médio dos grãos, ainda que sutilmente, diminui; os valores de desvio-padrão permanecem praticamente constantes, e os valores de curtose aumentam. Este comportamento sugere que o transporte das

areias, pelo vento, da praia para as dunas frontais, não modificou de um modo significativo as propriedades granulométricas das areias praias; ou seja, as variações longitudinais das estatísticas, nas dunas frontais, são um reflexo de suas variações longitudinais nas areias de praia. Em outras palavras, os depósitos de areia das dunas frontais refletem as variações longitudinais da dinâmica das ondas, no interior da enseada da Pinheira.

A análise das variações transversais dos parâmetros estatísticos, ou seja, entre os diferentes subambientes do sistema praia-duna atual (face da praia, berma e duna frontal), mostrou resultados importantes. Não foram observadas variações significativas no tamanho

médio e na curtose. Todavia, a seleção (desvio-padrão) e a assimetria mostraram-se importantes na distinção entre depósitos eólicos (dunas frontais) e praias (face da praia) da barreira.

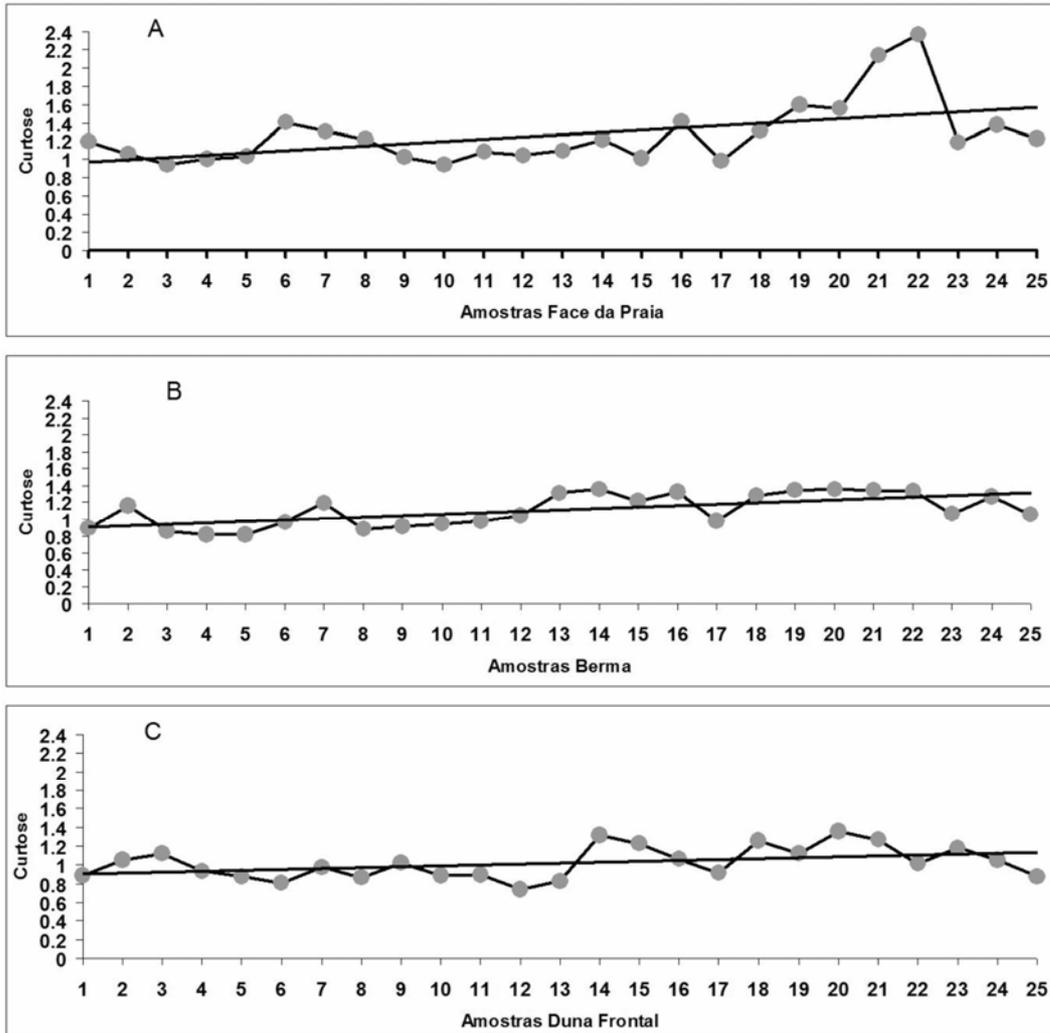


Figura 7: Variações dos valores de curtose das areias da face da praia, berma e duna frontal, ao longo do sistema praia-duna atual da praia da Pinheira. Os perfis de amostragem se desenvolvem de sul (perfil 1) para norte (perfil 25)

4.2. Propriedades granulométricas do cordão de dunas intermediário

Este cordão de dunas frontais tem a sua idade de formação estimada em 750 anos cal AP. Na área sul da barreira, ele encontra-se parcialmente coberto por dunas parabólicas que

migram para SW. Sobre este cordão, foram coletados quatro testemunhos de sondagem: 9, 11, 5 e 4 (figura 1). A profundidade de penetração desses testemunhos variou entre 1,6 m (4) e 3,5 m (9). A seguir são apresentados os resultados das análises granulométricas de cada um dos quatro testemunhos (tabela 1).

Tabela 1: Resultados da estatística granulométrica dos testemunhos do cordão de dunas intermediário, das amostras coletadas a cada 30 cm de profundidade. Os testemunhos apresentaram uma porção de topo de natureza antropogênica, de espessura variável, não amostrada

Testemunho	Tamanho Médio (ϕ)	Desvio-Padrão	Assimetria	Curtose
9 (3,5m)	2,64; 2,59; 2,54; 2,49;	0,32; 0,37; 0,37; 0,44;	-0,15; 0,11; -0,04;	1,16; 0,85; 0,86; 1,03;
	2,46; 2,51; 2,61; 2,39;	0,40; 0,36; 0,40; 0,40;	-0,06; -0,01; 0,41;	0,95; 0,83; 0,99; 1,02;
	2,37; 2,55.	0,39; 0,39.	-0,08; 0,01; 0,03;	1,04; 0,90.
	Média: 2,51	Média 0,38	-0,01.	Média 0,96
11 (2,8m)	2,76; 2,78; 2,59; 2,71;	0,38; 0,37; 0,36; 0,32;	0,01; 0,03; -0,04;	1,22; 1,23; 0,94; 1,31;
	2,73.	0,33.	-0,05; -0,02	1,31.
5 (1,6m)	Média: 2,71	Média 0,35	Média -0,01	Média 1,20
4 (2,5m)	2,79; 2,75; 2,77.	0,35; 0,36; 0,35.	0,04; 0,00; 0,03.	1,28; 1,25; 1,28.
	Média: 2,77	Média 0,35	Média 0,02	Média 1,27
	2,66; 2,63; 2,68; 2,65.	0,39; 0,36; 0,47; 0,37.	-0,10; -0,07; -0,20; 0,06.	1,34; 1,06; 1,52; 1,09.
	Média: 2,65	Média 0,39	Média -0,07	Média 1,25

Como eles não alcançaram os depósitos praias, nesta porção da barreira, todos os dados a seguir apresentados e discutidos correspondem à cobertura eólica da barreira (depósitos de dunas frontais principalmente). Como os resultados das análises granulométricas das amostras de cada testemunho foram muito semelhantes entre si (o mesmo fato foi observado no cordão interno), optou-se pelo cálculo e apresentação de um valor médio destas propriedades para cada testemunho.

Na figura 8, são apresentados os valores médios do tamanho médio, desvio-padrão, assimetria e curtose dos quatro testemunhos do cordão intermediário.

Os quatro testemunhos apresentam um valor médio do tamanho médio de 2,66 ϕ , praticamente o mesmo valor médio das dunas frontais do sistema praia-duna atual (2,60 ϕ). Outra semelhança com relação ao sistema praia-duna atual é a sutil diminuição do tamanho médio, dentro da classe areia fina, de sul para norte, mostrada pelas linhas de tendência da figura 8. O valor médio do desvio-padrão dos quatro testemunhos é de 0,37, valor semelhante ao das dunas frontais do sistema praia-duna atual (0,35). Assim como nas dunas frontais do sistema praia-duna atual, a linha de tendência mostra valores praticamente iguais do desvio-padrão, de sul para norte, entre as médias dos testemunhos do cordão (figuras 5 e 8). O valor médio da assimetria dos testemunhos é de -0,01, enquanto que a média das dunas frontais do sistema praia-duna atual é de 0,03. Estes dois valores definem sedimentos com distribuição aproximadamente simétrica. Os valores de curtose conferem uma classificação leptocúrtica (1,17) para o cordão intermediário e mesocúrtica (1,02) para a duna frontal do sistema praia-duna atual. E ambos mostram uma tendência de crescimento dos valores de curtose de sul para norte (figuras 7 e 8).

Existe uma grande semelhança entre os depósitos de areia das dunas frontais do sistema praia-duna atual e os depósitos de areia do

cordão intermediário, diagnosticada pelas estatísticas dos dois sistemas. Esta semelhança é também observada nas tendências de comportamento das estatísticas, em particular de tamanho médio, desvio-padrão e curtose, ao longo dos dois sistemas, de sul para norte da enseada da Pinheira.

Com base nestas semelhanças e, em particular, com base na observação de uma mesma tendência de comportamento longitudinal dos parâmetros estatísticos, pode-se sugerir que, entre a idade de formação do cordão intermediário (aproximadamente 750 anos cal AP) e do sistema praia-duna atual, não se modificaram a fonte dos sedimentos e/ou as condições gerais de dinâmica praial (ondas) e de ventos na enseada da Pinheira.

4.3. Propriedades granulométricas do cordão de dunas interno

A idade aproximada de formação deste cordão (3.200-2.730 anos cal AP) foi determinada através da datação por ^{14}C dos depósitos praias, amostrados a uma profundidade entre 3,2 e 3,8 m no testemunho 10 (ver localização na figura 1). Sobre este cordão foram coletados seis testemunhos de sondagem: 7, 8, 2, 6, 3 e 10 (figura 1). A profundidade de penetração desses testemunhos variou entre 2,1 m (7) e 4,2 m (8). Com exceção do testemunho 10, que amostrou depósitos praias, todos os demais amostraram apenas os depósitos eólicos de dunas frontais do cordão. São a seguir apresentados os valores médios das propriedades granulométricas para cada testemunho (tabela 2).

Na figura 9, são apresentados os valores médios do tamanho médio, desvio-padrão, assimetria e curtose dos seis testemunhos do cordão de dunas interno.

Os seis testemunhos apresentam um valor médio do tamanho médio de 2,60 ϕ , o mesmo valor médio das dunas frontais do sistema praia-duna atual (2,60 ϕ).

Todos os testemunhos mostram uma sutil diminuição do tamanho médio dentro da classe

areia fina, de sul para norte (figuras 4 e 9). O valor médio do desvio-padrão dos seis testemunhos é de 0,39, valor semelhante ao das dunas frontais do sistema praia-duna atual (0,35). Assim como nas dunas frontais do sistema praia-duna atual, a linha de tendência mostra valores praticamente iguais do desvio-padrão, de sul para norte, entre as médias dos testemunhos do cordão (figuras 5 e 9).

O valor médio da assimetria dos testemunhos é de -0,02, enquanto que a média da duna

frontal do sistema praia-duna atual foi de 0,03. Estes dois valores definem sedimentos com distribuição aproximadamente simétrica. Os valores de curtose conferem uma classificação mesocúrtica (1,08), tanto para o cordão interno como para a duna frontal do sistema praia-duna atual (1,02). Ambos mostram uma tendência de crescimento dos valores de curtose de sul para norte (figuras 7 e 9).

Tabela 2: Resultados da estatística granulométrica dos testemunhos do cordão de dunas interno, das amostras coletadas a cada 30 cm de profundidade. Os testemunhos apresentaram uma porção de topo de natureza antropogénica, de espessura variável, não amostrada

Testemunho	Tamanho Médio (ϕ)	Desvio-Padrão	Assimetria	Curtose
7 (2,1m)	2,20; 2,46; 2,45; 2,45.	0,49; 0,37; 0,37; 0,37.	-0,15; -0,04; 0,00;	1,14; 0,88; 0,88; 0,87.
	Média 2,39	Média 0,40	0,07. Média -0,03	Média 0,94
8 (4,2m)	2,29; 2,38; 2,39; 2,41;	0,50; 0,41; 0,44; 0,40;	-0,11; -0,02; -0,12;	1,32; 1,03; 0,94; 0,97;
	2,22; 2,39; 2,53; 2,20;	0,41; 0,39; 0,35; 0,41;	-0,02; -0,06; 0,03;	1,27; 0,99; 0,83; 1,24;
	2,43; 2,21.	0,44; 0,54.	-0,14; -0,01; -0,12;	0,97; 1,08.
	Média 2,34	Média 0,42	-0,17. Média -0,07	Média 1,06
2 (2,8m)	2,78; 2,67; 2,64; 2,59;	0,32; 0,35; 0,38; 0,40;	0,04; -0,09; -0,10;	1,37; 1,27; 1,16; 0,90;
	2,59; 2,59; 2,69.	0,39; 0,39; 0,36.	0,04; -0,01; 0,02;	0,93; 0,92; 1,24.
	Média 2,72	Média 0,37	-0,05. Média -0,02	Média 1,11
6 (3,6m)	2,78; 2,71; 2,83; 2,78;	0,39; 0,37; 0,35; 0,35;	0,03; -0,03; 0,07; 0,03; 0,12;	1,76; 1,22; 1,18; 1,27;
	2,86; 2,69; 2,59; 2,47;	0,32; 0,34; 0,36; 0,36;	-0,03;	1,12; 1,10; 0,95; 0,83;
	2,77.	0,36.	-0,05; 0,12; 0,02.	1,24.
	Média 2,72	Média 0,35	Média 0,03	Média 1,18
3 (2,5m)	2,87; 2,84; 2,88; 2,92;	0,37; 0,36; 0,34; 0,31;	0,08; 0,07; 0,10; 0,19; 0,15;	1,25; 1,19; 1,01; 0,80;
	2,92; 2,82; 2,80; 2,73;	0,33; 0,36; 0,34; 0,40;	0,09; 0,07; 0,01; -0,06.	0,83; 1,27; 1,29; 1,20;
	2,63.	0,38.	Média 0,07	1,06.
	Média 2,82	Média 0,35		Média 1,10
10 (3,2m*)	2,64; 2,67; 2,64; 2,67;	0,37; 0,34; 0,35; 0,35;	-0,05; -0,07; -0,08;	1,05; 1,25; 1,12; 1,22;
	2,72; 2,72; 2,61; 2,79;	0,40; 0,43; 0,40; 0,38;	-0,04; -0,03; -0,02;	1,18; 0,96; 0,94; 1,22;
	2,79.	0,41.	-0,03; -0,01; -0,02.	1,12.
	Média 2,69	Média 0,38	Média -0,03	Média 1,11

*O testemunho 10 recuperou registro sedimentar até 3,8 m. Registros de depósitos eólicos e praias ocorrem entre 0 e 3,2 m, e entre 3,2 e 3,8 m, respectivamente

Observa-se aqui também uma grande semelhança entre os depósitos de areia das dunas frontais do sistema praia-duna atual e os depósitos de areia do cordão interno de dunas frontais. Estas semelhanças referem-se às propriedades granulométricas e às suas variações de sul para norte na enseada da Pinheira. Portanto, conclui-se pela existência de uma grande semelhança entre os depósitos de areia das dunas frontais do sistema praia duna atual e os depósitos de dunas frontais dos cordões intermediário e interno. Em uma orientação transversal, não são observadas variações importantes, entre os três sistemas, no que se refere às suas propriedades granulométricas. Ou seja, nos últimos 3 ka cal de progradação da barreira da Pinheira, as propriedades granulométricas dos sedimentos arenosos dos cerca de 60 cordões de dunas frontais formados não variaram. Nos três sistemas de cordões, foram observadas

tendências de comportamento longitudinal das propriedades granulométricas muito semelhantes, em particular no que se refere ao tamanho médio, desvio-padrão e curtose. Esta observação sugere que, nos últimos 3 ka cal, não se modificaram a fonte dos sedimentos e/ou as condições gerais de dinâmica praias (ondas) e de ventos na enseada da Pinheira. A sutil diminuição do tamanho médio das areias dos três sistemas de cordões, de sul para norte, pode indicar uma menor energia de ondas no norte da enseada e uma maior energia de ondas no sul. Corroboram esta interpretação as medidas instantâneas de altura de onda realizadas durante as amostragens do sistema praia-duna atual, que indicam uma altura de 0,85 m, na extremidade norte da enseada, e 1,24 m na sua parte central.

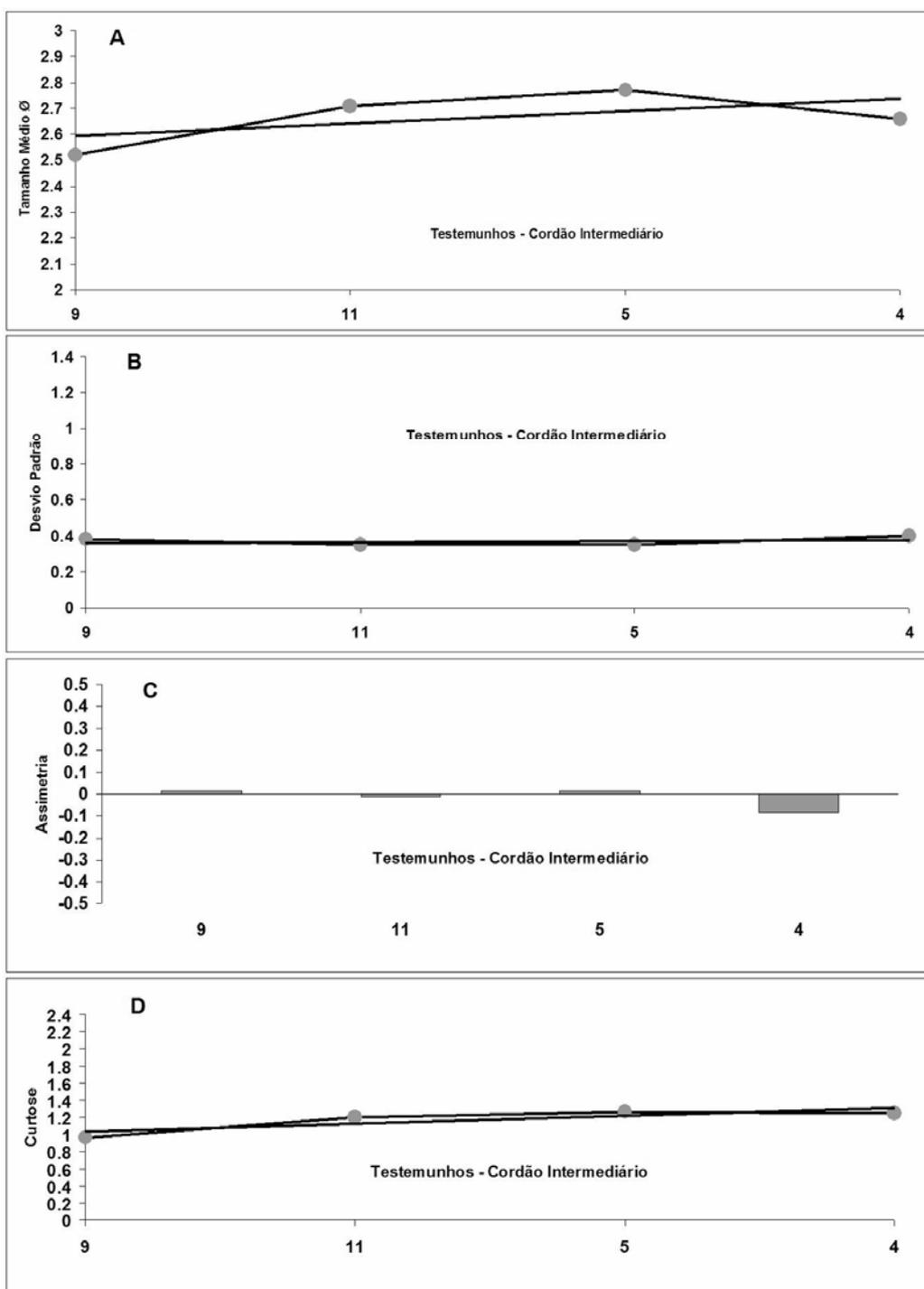


Figura 8: Variações dos valores de tamanho médio, grau de seleção, assimetria e curtose para os testemunhos 9, 11, 5 e 4 do cordão de dunas intermediário

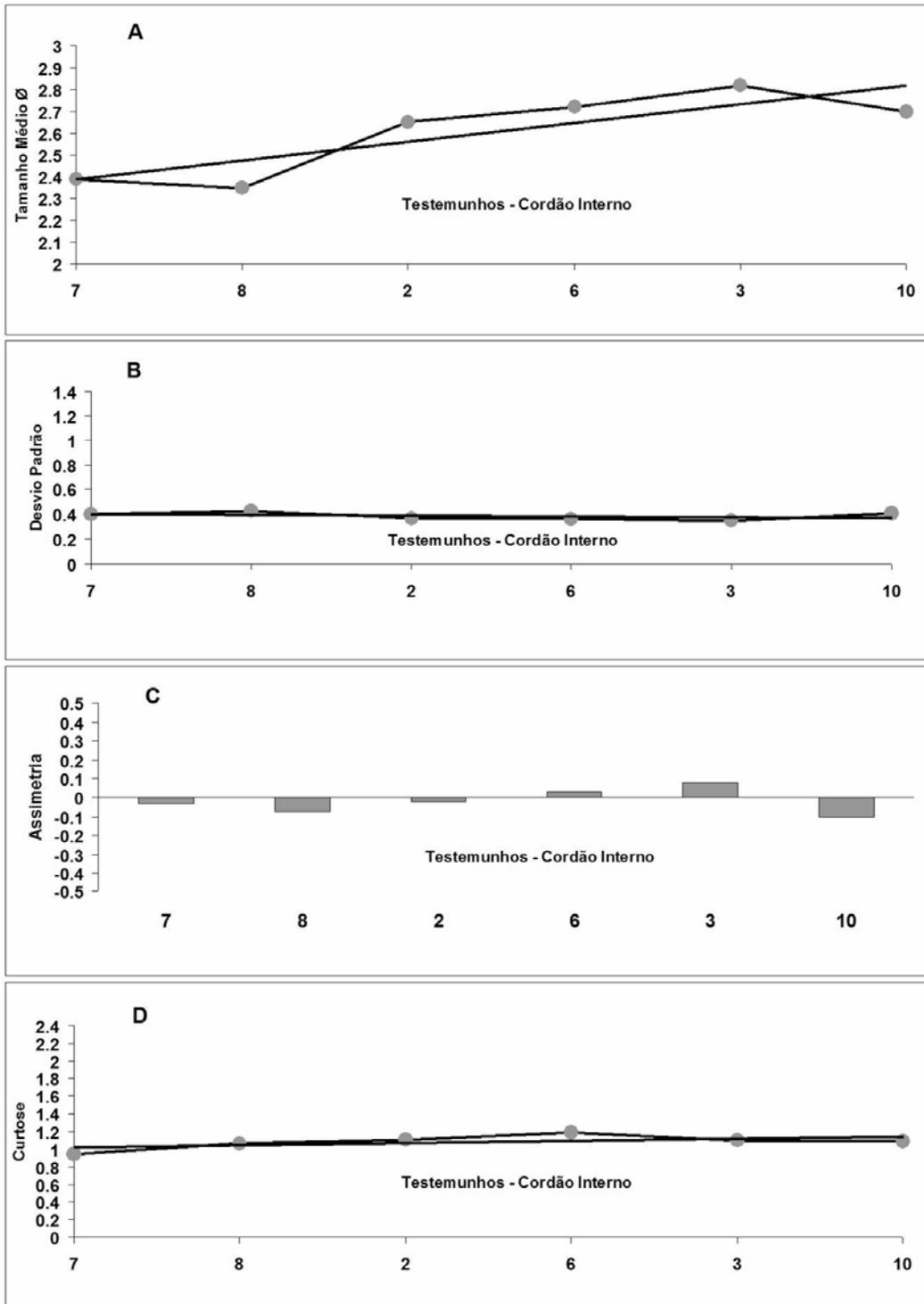


Figura 9: Variações dos valores de tamanho médio, grau de seleção, assimetria e curtose para os testemunhos 7, 8, 2, 6, 3 e 10 do cordão de dunas interno

5. Considerações finais

Nos últimos 3 ka cal, a barreira regressiva da Pinheira progradou 3 km, a uma taxa média de 1 m/ano. Esta progradação foi controlada por uma combinação entre o abaixamento do nível do mar ocorrido entre 3 ka cal e o presente, e um balanço positivo de sedimentos no sistema praial da barreira. A elevada maturidade textural

dos sedimentos arenosos dos dois cordões antigos e do sistema praia-duna atual sugere que este balanço positivo de sedimentos está fortemente relacionado a uma transferência expressiva de areia da plataforma continental para o sistema praial nos últimos 3 ka cal.

Ao longo dos 3 km de progradação da barreira, ocorrida aproximadamente nos últimos 3 ka cal, cerca de 60 cordões de dunas frontais

foram formados. Em média, a cada 50 anos, formou-se um cordão.

No estudo comparativo entre os diferentes subambientes do sistema praia-duna atual (face da praia, berma e duna frontal), concluiu-se que o desvio-padrão e a assimetria são potencialmente importantes na distinção entre depósitos eólicos (dunas frontais) e praias (face da praia) da barreira.

Os depósitos de areia das dunas frontais do sistema praia-duna atual apresentam propriedades granulométricas que refletem as variações longitudinais da dinâmica das ondas, no interior da enseada da Pinheira.

As propriedades granulométricas das areias que formam os dois cordões de dunas frontais antigos (cordões intermediário e interno) e o sistema praia-duna atual não variam longitudinalmente de modo significativo. A análise entre os cordões (variação transversal) igualmente mostrou uma ausência de variação significativa nos últimos 3 ka cal de progradação da barreira da Pinheira. Este comportamento deve-se à natureza policíclica do estoque de areia consumido na progradação da barreira, aliada a uma possível constância das condições dinâmicas gerais do sistema praia-duna da enseada da Pinheira nos últimos 3 ka cal.

Agradecimentos

Armand e Sérgio agradecem ao CNPq, respectivamente, por suas bolsas de Mestrado e de Produtividade em Pesquisa, e a dois revisores da QEG por suas importantes manifestações e críticas.

Referências bibliográficas

- Angulo R.J., Giannini P.C.F., Suguio K., Pessenda L.C.R. 1999. Relative sea-level changes in the last 5.500 years in southern Brazil (Laguna-Imbituba region, Santa Catarina state) based on varve-timed 14C ages. *Marine Geology*, 159: 323-339.
- Angulo R.J., Lessa G.C., Souza M.C. 2006. A critical review of mid- to late- Holocene sea-level fluctuations on the eastern Brazilian coastline. *Quaternary Science Reviews*, 25:486-506.
- Amin Jr A.H. 2004. Variações das propriedades granulométricas dos sedimentos da barreira costeira da Pinheira (SC) durante a sua progradação no Holoceno Superior. Dissertação de Mestrado. Universidade Federal do Rio Grande do Sul, 73p.
- Camargo M.G. 1999. SYSGRAM para windows: sistema de análises granulométricas. Pontal do Sul. 2 disquetes 5 ¼.
- Carter C.H., Guy Jr D.E. 1988. Coastal erosion: Processes, timing and magnitudes at the bluff toe. *Marine Geology*, 84:1-17.
- Caruso Jr F. 1995. Mapa geológico e de recursos minerais do sudeste de Santa Catarina. Texto Explicativo e Mapa. Brasília, DNPM, 52p, escala 1:100.000.
- Carvalho J.L.B., Klein A.H.F., Schettini C.A.F., Jabour P.M. 1996. Marés Meteorológicas em Santa Catarina: Influência do Vento na Determinação de Parâmetros de Projeto para Obras Costeiras. In: III simpósio sobre Oceanografia. Anais...São Paulo. 380p.
- Chappell J., Grindrod J. 1984. Chenier plain formation in northern Australia. In: THOM B.G. (eds) *Coastal Geomorphology in Australia*. Academic Press, New York, 197-232p.
- Clerot L.C.P., Torres G.S., Travessas F.D., Dillenburg S.R. 2001. Distinção entre Depósitos Eólicos e Praias a partir de Dados de Sondagem a Percussão (SP). In: VII Congresso da ABEQUA, Imbé. Boletim de Resumos, V.1, p.184.
- Correa I.C.S. 1980. Distribuição dos Sedimentos Modernos da Plataforma Continental entre São Paulo e Santa Catarina. *Pesquisas em Geociências*, 13:109-141.
- Diehl F.L., Horn Filho N.O. 1996. Compartimentação geológico-geomorfológica da zona litorânea e planície costeira do Estado de Santa Catarina. *Notas Técnicas*, 9:39-50.
- Dillenburg S.R., Roy P.S., Cowell P.J., Tomazelli L.J. 2000. Influence of antecedent topography on coastal evolution as tested by the Shoreface Translation-Barrier Model (STM). *Journal of Coastal Research*, 16(1):71-81.
- Dominguez J.M.L., Wanless H.R. 1991. Facies architecture of a falling sea-level strand-plain, Doce River coast, Brazil. In: Swift D.J.P., Oertel G.F., Tilman R.W., Thorne J.A. (eds.) *Shelf Sand and Sandstone Bodies: Geometry, Facies and Sequence Stratigraphy*: International Association of Sedimentologists Special Publication 14: 259-282.
- Duane D.B. 1964. Significance of Skewness in Recent Sediments, Western Pamlico sound, North Carolina. *Journal of Sedimentary Petrology*, 34:864-874.
- Finkelstein K. 1981. Morphological variations and sediment transport in crenulate-bay beaches, Kodiak Island, Alaska. *Marine Geology*, 47:261-281.
- Fitzgerald D.M., Cleary W.J., Buynevich I.V., Hein C.J., Klein A.H.F., Asp N., Angulo R. 2007. Strandplain evolution along the southern coast of Santa Catarina, Brazil. *Journal of Coastal Research*, Special Issue 50: 152-156.
- Folk R.L., Ward W.C. 1957. Brazos river bar: A study in the significance of grain size parameters. *Journal of Sedimentary Petrology*, 27:3-27.
- Fox W.T., Haney R.L., Curran H.A. 1995. Penouille Spit, evolution of a complex spit, Gaspé, Quebec, Canada. *Journal of Coastal Research*, 11:478-493.
- Friedman G.M. 1961. On sorting, sorting coefficients, and the lognormality of the grain-size distribution of sandstones. *Journal of Geology*, 70:737-753.
- Friedman G.M. 1967. Dynamic processes and statistical parameters compared for size frequency distribution of beach and river sands. *Journal of Sedimentary Petrology*, 37:327-354.
- Giannini P.C.F. 1993. Sistemas deposicionais no Quaternário Costeiro entre Jaguaruna e Imbituba, SC. Tese de Doutorado, Universidade de São Paulo, 439 p.
- Giannini P.C.F., Guedes C.C.F., Assine M.L., Angulo R.J., Souza M.C., Pessenda L.C.R., Tatum S.H. 2003. Variação transversal e longitudinal de propriedades sedimentológicas nos cordões litorâneos da Ilha Comprida, litoral sul paulista. In: IX Congresso da ABEQUA, Recife. Boletim de Resumos, CD-ROM.
- Gonçalves A., Oliveira M.A.M., Motta S.O. 1979. Geologia da Bacia de Pelotas e da Plataforma de Florianópolis. *Boletim Técnico da Petrobrás*, 22 (3): 157-174.
- Guillén J., Jiménez J.A. 1994. Processes behind the Longshore variation of the Sediment Grain Size in the Ebro Delta Coast. *Journal of Coastal Research*, 11(1): 205-218.
- Holland-Hansen W., Martinsen O.J. 1996. Shoreline trajectories and sequences: description of variable depositional-dip scenarios. *Journal of Sedimentary Research*, 66(4): 670-688
- Hoflich O. 1984. Climate of the South Atlantic Ocean. In: *Climates of the Oceans*. Amsterdam: Elsevier (World Survey of Climatology 15). 352p.

- Inman D.L., Nordstron C.E. 1971. On the tectonic and morphologic classification of coasts. *Journal of Geology*, 79:1-21.
- King C.A.M. 1972. *Beaches and Coasts*. Edward Arnold, London, 570p.
- Klein A.H.F., Menezes J.T. 2001. Beach morphodynamics and Profile Sequence for a Headland Bay Coast. *Journal of Coastal Research*, 17(4):812-816.
- Komar P.D. 1976. *Beach Processes and Sedimentation*. Prentice-Hall, New Jersey, 429p.
- Mabesoone J.M. 1964. Origin and age of the sandstone reefs of Pernambuco (Northeastern, Brazil). *Journal of Sedimentary Petrology*, 34(4):225-242.
- Martin L., Suguio K., Flexor J.M., Azevedo A.E.G. 1988. Mapa geológico do quaternário costeiro dos estados do Paraná e Santa Catarina. Brasília, DNPM, Série Geológica (28), Seção Geológica Básica (18).
- Martinho C.T. 2004. Morfodinâmica e sedimentologia de campos de dunas transgressivos da região de Jaguaruna-Ibituba, SC. Dissertação de Mestrado. Universidade de São Paulo, 108p.
- Martins L.R. 1967. 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, 13:1-102.
- Martins L.R., Jost H., Villwock J.A., Martins I.R. 1972. Misturas Populacionais e Efetividades de Energia Ambiental. *Pesquisas em Geociências*, 1:13-24.
- Mason O.K. 1990. Beach Ridge Geomorphology of Kotzebue Sound: Implications for Paleoclimatology and Archeology. PhD Thesis. University of Alaska, 262 p.
- Mason C.C., Folk R.L. 1958. Differentiation of Beach, Dune, and Aeolian Flat Environments by Size Analysis, Mustang Island, Texas. *Journal of Sedimentary Petrology*, 28(2):211-226.
- Mclaren P. 1981. An interpretation of trends in grain size measures. *Journal of Sedimentary Petrology*, 51(2):611-624.
- Melo Filho E., Alves J.H.G.M., Barletta R.C., Branco F.V., Franco D., Hammes G.R., Pimenta F.M., Mendes D.A.R., Prido E., Salles C.E.A., Souto A.C. 2003. A real-time, on-line coastal information program in Brazil. In: 6th International conference on coastal and port engineering in developing countries. Proceedings. Colombo, Sri Lanka.
- Mendonça M. 1991. Origem e evolução da planície do Campo de Araçatuba. Dissertação de Mestrado. Universidade Federal de Santa Catarina, 285p.
- Miot da Silva G. 2002. Efeito do Estado de Equilíbrio em Planta na Sedimentologia de Praias Desenvolvidas entre Promontórios. Dissertação de Mestrado. Universidade Federal do Rio Grande do Sul, 134p.
- Miot da Silva G. 2006. Coastaline orientation and beach-dune dynamics, Moçambique beach, SC, Brazil. Tese de Doutorado. Universidade Federal do Rio Grande do Sul, 290 p.
- Monteiro C.A.F. 1958. Atlas geográfico de Santa Catarina. IBGE - Departamento Estadual de Geografia e Cartografia (Série2, publ 2), Florianópolis.
- Morton R.A., Donaldson A.C. 1973. Sediment distribution and evolution of tidal deltas along a tide-dominated shoreline, Wachpreague, Virginia. *Sedimentary Geology*, 10:285-299.
- Orselli L. 1986. Climatologia. In: GAPLAN - SC. Atlas de Santa Catarina. Aerofoto Cruzeiro, Rio de Janeiro, 38-39p.
- Pierce J.W. 1969. Sediment budget along a barrier island chain. *Sedimentary Geology*, 3:5-16.
- Reitz P.R. 1960. Parque do Maciambú (Exposição de motivos para a sua criação), Rio de Janeiro. *Anuário Brasileiro de Economia Florestal*, 12:196-210.
- Roy P.S., Zhuang W.Y., Birch G.F., Cowell P.J. 1992. Quaternary geology and placer mineral potential of the Foster-Tuncurry Shelf, southeast Australian Geological Survey of New South Wales Report. AGS 1992, r 201.
- Schettini C.A.F., Carvalho J.L.B., Jabor P. 1996. Comparative hydrology and suspended matter distribution of four estuaries in Santa Catarina State-Southern Brazil. In: Workshop on Comparative Studies of Temperate Coast Estuaries. Proceedings. Bahia Blanca, 29-32 p.
- Schwab W.C., Thieler E.R., Allen J.R., Foster R.S., Swift B.A., Denny J.F. 2000. Influence of inner-continental shelf geologic framework on the evolution and behavior of the barrier island system between Fire Island Inlet and Shinnecock Inlet, Long Island, New York. *Journal of Coastal Research*, 16(2):408-422.
- Tanner W.F. 1973. Precise control of wave run-up in beach ridge construction. *Zeitschrift für Geomorphologie*, 16: 393-399.
- Tanner W.F., Stapor F.W. 1971. Tabasco beach-ridge plain: an eroding coast. *Trans. Gulf. Coast. Geol. Soc.*, 21: 231-232.
- Thompson T.A. 1992. Beach-ridge development and lake-level variation in southern Lake Michigan. *Sedimentary Geology*, 80: 305-318.
- Thompson T.A., Baedke, S.J. 1995. Beach-ridge development in Lake Michigan: shoreline behavior in response to quasi-periodic lake-level events. *Marine Geology* 129, 163-174.
- Trucolo E.C. 1998. Maré meteorológica e forçantes atmosféricas locais em São Francisco do Sul - SC. Dissertação de Mestrado. Universidade Federal de Santa Catarina, 100p.
- Van Rijn L.C. 1998. *Principles of Coastal Morphology*. Aqua Publications, Amsterdam, 715p.

Recebido 20 de agosto de 2008
Aceito 20 de março de 2010