

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

**MORFOLOGIA E SEDIMENTOLOGIA DO SISTEMA PRAIA - DUNA
FRONTAL ENTRE SAQUAREMA E ARRAIAL DO CABO, RJ**

Fernanda Costa Gonçalves Rodrigues

Orientador: Paulo César Fonseca Giannini
Co-Orientadora: Helena Asmar de Abreu Andrade

Monografia de Trabalho de Formatura
(TF-14/11)

São Paulo
2014

TF
R696
FCG.m

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

DEDALUS - Acervo - IGC



30900032375

MORFOLOGIA E SEDIMENTOLOGIA DO SISTEMA PRAIA - DUNA
FRONTAL ENTRE SAQUAREMA E ARRAIAL DO CABO, RJ

Fernanda

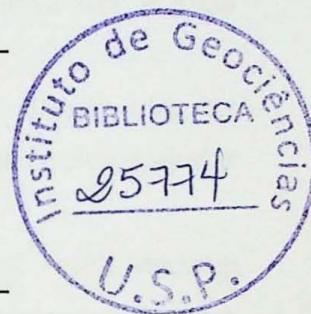
Fernanda Costa Gonçalves Rodrigues

Paulo César

Orientador: Paulo César Fonseca Giannini

Helena Andrade

Co-Orientadora: Helena Asmar de Abreu Andrade



Monografia de Trabalho de Formatura
(TF-14/11)

São Paulo
2014

Agradecimentos

Eu não poderia estar mais contente com o resultado deste trabalho e tal sentimento de realização se deve às diversas pessoas que me ajudaram a chegar até aqui. E a elas, os meus mais sinceros agradecimentos.

Aos meus pais, Malu e Glauco, e minha avó Dirce, pelo apoio e amor incondicional e por sempre acreditarem em mim. Ao meu irmão Gabriel, pelos momentos mais felizes nos últimos sete anos.

Ao professor Paulo César Fonseca Giannini, cuja orientação sempre excede as expectativas, por toda a paciência com esta aluna tão ansiosa, pelas conversas animadas, pelas discussões de geologia, etimologia, arte, história e todos outros tópicos imagináveis, e por me mostrar o caminho da costa.

À Helena Asmar de Abreu Andrade, por me aceitar como Massambabíada, por toda a ajuda inestimável durante todas as etapas deste trabalho, pelas conversas e pela amizade.

À toda equipe do LABSED, que desde a iniciação científica me auxilia com os procedimentos laboratoriais, especialmente à Jordana e ao Caio, sempre dispostos a ajudar nos problemas de última hora.

Aos amigos da graduação, em especial Renata P. Rodrigues (quase irmã), Mariane Lemos, Bruna Xavier, Erika Schumacher, Juliana da Rosa, Lorenzo Valenza, Denner Christian e Fernando Prado (que já me aguentava mesmo antes da Geologia), por todas as conversas, todas as risadas, todos os campos. Enfim, por todos os momentos vividos nestes cinco anos de curso.

E aos amigos de infância, Cínthia, Anna Gabriela e Gabriel que, apesar dos caminhos diferentes, ainda perduram.

Resumo

A barreira arenosa costeira quaternária de Massambaba, entre Saquarema e Arraial do Cabo, situa-se imediatamente a W da mudança abrupta de orientação da costa do Estado do Rio de Janeiro, de SW-NE para E-W. Encontra-se sob a influência do microclima semiárido de Cabo Frio, relacionado com a ressurgência e, portanto, com a mudança de direção da costa. Subdivide-se em barreira pleistocênica, associada ao nível de mar alto de 120 ka AP, e barreira holocênica, as duas separadas entre si, na metade oeste, por um sistema de pequenas lagunas e paleolagunas (menos de 800m de largura). Esse sistema lagunar encontra-se atrás de leques de sobrelavagem, e seria alimentado pelas águas associadas à formação destes leques. O maior desenvolvimento do sistema eólico costeiro na metade leste da barreira, incluindo a formação de *blowouts*, relaciona-se ao aumento do estoque sedimentar a sotamar, retrabalhado pelos ventos de SW. Neste setor, os leques de sobrelavagem passam a associar-se a depressões de deflação dos *blowouts*, em condição de maior espessura de areia seca. Com isso, as lagunas de sobrelavagem estão ausentes e os depósitos de leques são retrabalhados pelos ventos reversos, de NE.

O sistema praia-duna frontal apresenta tipos preferenciais de configurações morfológicas distribuídas segundo três setores geográficos. No setor oeste, de morfodinâmica intermediária reflexiva, e no setor central, de morfodinâmica intermediária dissipativa, dunas incipientes em rampa ancoram-se respectivamente sobre dunas estabelecidas em terraço e em cordão. As dunas em rampa destes dois setores caracterizam uma situação de constante reconstrução do depósito eólico após momentos recorrentes de erosão. Apontam, assim, para estoque eólico escasso. No setor leste, as dunas incipientes e estabelecidas ocorrem como cordões, favorecidos por pulsos positivos na razão entre as taxas de aporte eólico e de progradação subaquosa, e a morfodinâmica se torna dissipativa. Estes cordões de dunas são descontínuos devido à presença dos *blowouts* de SW. Esta mudança morfológica e o aumento da altura média das dunas frontais incipientes de W para E são mais um indício de deriva longitudinal nesse rumo.

Medidas estatísticas de distribuição granulométrica (diâmetro médio, desvio padrão e assimetria) também permitiram inferir deriva litorânea longitudinal para E, na metade oeste do sistema (entre os quilômetros 0 e 26). Na metade leste, o afinamento progressivo do diâmetro médio dos grãos rumo E mantém-se, porém acompanhado de estabilização do desvio padrão e da assimetria. Esta estabilização relaciona-se à ocorrência dos *blowouts* neste trecho da costa. Os *blowouts*, formados pelo vento de SW retiram do sistema as frações mais grossas, enquanto os ventos reversos de NE adicionam frações mais finas. Nas dunas frontais incipientes, a tendência encontrada de aumento rumo leste na quantidade de minerais "pesados leves" em detrimento de mineral "pesado pesado", também é indicativa de transporte rumo E.

Abstract

Massambaba Quaternary coastal sand barrier, between Saquarema and Arraial do Cabo, is located immediately W of the abrupt change in Rio de Janeiro coastline direction, from SW-NE to E-W. It lies under the influence of Cabo Frio semi-arid microclimate, related to the upwelling and therefore to the change in the coastline direction. It is subdivided into Pleistocene, associated with the 120 ky BP higher sea level, and Holocene barriers, which are separated by a system of small lagoons and paleolagoons (less than 800m wide), in the western half of the barrier. This lagoon system is set behind washover fans and would be supplied by the washover waters. The greater development of the coastal dunes in the eastern half of the barrier relates to the sedimentary stock downdrift increase, which is reworked by SW winds including blowouts formation. In this area, washover fans are associated with blowouts deflation depressions due to dry sand thickening. Therefore, the washover lagoons are absent and the washover fan deposits are reworked by reverse (NE) winds.

The beach-foredune system presents preferential types of associations spread in three geographical sectors. In the western sector with intermediate reflective beach and in the central section with intermediate dissipative beach, incipient dune ramps are anchored on established dune terraces and ridges. The ramps of both sectors define a state of constant reconstruction of the deposits after recurrent erosion events, indicating low aeolian stock. In the eastern sector, the incipient and established dunes occur as ridges, favored by positive pulses between the wind deposition and subaqueous progradation rates, and the morphodynamics turns to dissipative. These dune ridges are discontinuous because of SW blowouts. The morphological change and the increase in the mean height of incipient foredunes from W to E evidence alongshore drift in this direction.

Statistics of granulometric distribution (mean diameter, standard deviation and skewness) allows inferring alongshore drift to E in the western part of the system (between kilometers 0 and 26). In the eastern half, the progressive fining of grain size towards E maintains and is accompanied by standard deviation and skewness stabilization. This stabilization is related to the blowouts in this part of the coast. The blowouts formed by SW winds take coarser fractions out of the system, while the reverse NE winds add fine fractions on it. In the incipient foredunes, the increasing of "light heavy" minerals towards E, and consequent "heavy heavy" minerals decrease, also indicates transport to E.

SUMÁRIO

Agradecimentos.....	i
Resumo	ii
Abstract.....	iii
1. INTRODUÇÃO.....	1
2. METAS E OBJETIVOS.....	2
3. SÍNTESE BIBLIOGRÁFICA	3
3.1. Morfodinâmica praial.....	3
3.2. Sistema praia-duna frontal.....	4
3.3. Métodos de análise de dispersão sedimentar costeira.....	5
3.3.1. Indicadores geomórficos.....	5
3.3.2. Variação granulométrica.....	6
3.3.3. Variação de minerais pesados.....	6
3.3.3.1. Fatores controladores da assembleia mineralógica.....	6
3.3.3.2. Índices mineralógicos.....	8
3.4. Exemplos brasileiros de estudos em sistemas praia-duna.....	8
3.5. Área de estudo.....	10
3.5.1. Aspectos geomorfológicos e geologia regional.....	10
3.5.2. Ondas e aspectos climáticos	12
3.5.3. Estudos prévios sobre morfodinâmica costeira.....	13
4. MATERIAIS E MÉTODOS	13
4.1. Sensoriamento remoto.....	13
4.2. Atividade de campo.....	14
4.3. Tratamento dos dados de campo.....	15
4.4. Atividades laboratoriais	15
4.4.1. Granulometria.....	15
4.4.2. Separação de minerais leves e pesados	16
4.4.3. Estudo de minerais pesados via óptica.....	17
4.5. Tratamento gráfico-estatístico dos dados	17
5. APRESENTAÇÃO E DISCUSSÃO DOS RESULTADOS.....	17
5.1. Morfologia da barreira arenosa de Massambaba	17
5.2. Morfologia e morfodinâmica do sistema praia-duna frontal.....	26
5.2.1. Dados de sensoriamento remoto.....	26
5.2.2. Dados de campo	27
5.3. Variação fitoecológica.....	33
5.4. Análise granulométrica	34
5.5. Análise de minerais pesados.....	39
5.5.1. Caracterização da assembleia.....	39

5.5.2. Variação espacial dos minerais e índices mineralógicos	39
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	45
ANEXO I – TABELA DE DADOS DA ANÁLISE POR SENSORIAMENTO REMOTO	I
ANEXO II – TABELAS DE DADOS DA ANÁLISE GRANULOMÉTRICA	III
ANEXO III – TABELA DE DADOS DA ANÁLISE DE MINERAIS PESADOS	VI
ANEXO IV – DESCRIÇÃO E FOTOMICROGRAFIAS DOS MINERAIS PESADOS.....	VIII

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1: Localização da Região dos Lagos, RJ, e da barreira costeira arenosa de Massambaba, entre Saquarema e Arraial do Cabo. Imagem de satélite <i>GeoEye</i> , obtida do software <i>Google Earthtm</i>	2
Figura 2: Terminologia de setores costeiros que será adotada neste Trabalho de Formatura. Extraído de Angulo (1996).	3
Figura 3: Diagrama esquemático mostrando processos controladores da assembleia de minerais pesados. Modificado de Morton & Hallsworth (1999).	7
Figura 4: Medição da largura da praia (L) e da distância de arrebentação (D), em imagens de satélite.....	14
Figura 5: Esquema utilizado para efetuar a normalização da altura (H) e da largura (D) da praia medidas em campo. ΔH corresponde à diferença de altura entre a maré zero (usada para normalizar as medidas) e a maré na hora da medida, e ΔD corresponde à diferença entre a largura normalizada e a medida.....	15
Figura 6: Seções topográficas ao longo da barreira de Massambaba, realizadas por Muehe (2006). Modificado de Dias e Kjerfve (2009).	18
Figura 7: Imagem de satélite de laguna associada a leques de sobrelavagem (ponto MLS-03), próximo a Saquarema. Esta laguna separa a barreira externa, holocênica, da interna, pleistocênica (ponto MPR-06).	19
Figura 8: Contato entre depósitos de leques de sobrelavagem e a laguna, provavelmente alimentada pelas próprias águas de sobrelavagem, no ponto MLS-03. Notar barreira pleistocênica ao fundo.	19
Figura 9: Imagem de satélite das dunas parabólicas com origem na laguna de Araruama, avançando por sobre a parte central da barreira de Massambaba. Notar cordões regressivos pleistocênicos com orientação WNW.	20
Figura 10: Dunas parabólicas rumo SW (para o fundo da foto), no ponto MLD-07 (cuja localização é indicada na Figura 9).	20
Figura 11: Lobo de <i>blowout</i> ativo rumo NE sobre paleodunas, no ponto MLD-25, extremo leste da barreira, junto à zona urbana de Arraial do Cabo.....	21
Figura 12: Lobo deposicional de <i>blowout</i> ativo no ponto MLD-25, com frente de avanço muito íngreme para NE.	22
Figura 13: Conduto de leque de sobrelavagem próximo ao ponto MPD-31. Ao longo do conduto, entre os pontos MPA-01 e MPA-07, observam-se <i>blowouts</i> voltados para SW, retrabalhando as areias de sobrelavagem.	22

Figura 14: <i>Blowouts</i> rumo SW retrabalhando depósitos de sobrelavagem, ao longo do perfil MPA-01 a MPA-07. Notar crista de lobo, em primeiro plano, e paredes alongadas, próximas à praia, ao fundo.	23
Figura 15: Imagem de satélite da metade leste da praia e barreira costeira holocênica, entre os quilômetros 36 e 37, com dunas eólicas parabólicas ativas, voltadas para o mar, formadas pelo vento de NE, e para a laguna, formadas pelo vento de SW (próximas aos pontos 36 e 37).	23
Figura 16: Barreira holocênica, a meia distância entre a praia e a laguna de Araruama, em Monte Alto.	24
Figura 17: Duna parabólica rumo SW (tracejado), com <i>blowout</i> reverso superimposto.	24
Figura 18: Pontais de areia formados segundo o modelo de Zenkovitch (1967), adentrando a laguna de Araruama.	25
Figura 19: Contato entre terraço pleistocênico e terreno paleolagunar holocênico, correspondente a “pontal de Zenkovitch”, em Sabiá.	25
Figura 20: Variação da largura da praia de Massambaba, medida em fotos aéreas e imagens de satélite, em diferentes datas.	26
Figura 21: Variação da distância de arrebentação da praia de Massambaba, medida em fotos aéreas e imagens de satélite, em diferentes datas.	27
Figura 22: Altura das dunas frontais incipientes ao longo do sistema praia-duna frontal de Massambaba.	28
Figura 23: Distribuição ao longo da praia das associações morfológicas entre dunas frontais incipientes (DFI) e estabelecidas (DFE), encontradas na barreira de Massambaba.	28
Figura 24: Duna incipiente em rampa sobre terraço da estabelecida, no ponto MPD-14. ...	29
Figura 25: Duna incipiente em rampa sobre cordão da estabelecida, no ponto MPD-31. ...	29
Figura 26: Duna incipiente em cordão, no ponto MPD-35, com duna estabelecida em cordão ao fundo.	30
Figura 27: <i>Blowout</i> interrompendo cordão da duna frontal incipiente, no ponto MPD-40. As paredes dos <i>blowouts</i> possuem direção NE, oblíquas à praia.	30
Figura 28: Gráfico de retas de ocorrência ilustrando síntese da morfodinâmica e morfologia do sistema praia-duna. A – pontos ao longo do sistema, em ordem crescente de W para E; B – morfologia da DFI: R – rampa, T – terraço e C – cordão; C – ocorrência de berma dupla (B) ou de falésias (F); D – morfodinâmica praial interpretada em campo. ...	31

Figura 29: Representação esquemática das três associações morfológicas mais comuns do sistema praia-duna frontal de Massambaba. B: berma; DFI: duna frontal incipiente; DFE: duna frontal estabelecida e F: falésia.	32
Figura 30: Distribuição ao longo da praia das diferentes espécies vegetais encontradas nas dunas frontais incipientes.	33
Figura 31: Duna frontal incipiente em cordão assimétrico no ponto MPD-35, com evidências de zoneamento vegetal de acordo com a relação deposição/erosão.	34
Figura 32: Variação do diâmetro médio da distribuição granulométrica (em phi) ao longo do sistema praia - duna frontal da barreira arenosa de Massambaba.	35
Figura 33: Variação do desvio padrão da distribuição granulométrica (em phi) ao longo do sistema praia - duna frontal da barreira arenosa de Massambaba.	36
Figura 34: Variação da assimetria da distribuição granulométrica ao longo do sistema praia - duna frontal da barreira arenosa de Massambaba.	36
Figura 35: Variação do diâmetro médio da distribuição granulométrica (em phi) nas amostras com e sem bioclastos.	37
Figura 36: Variação do desvio padrão da distribuição granulométrica (em phi) nas amostras com e sem bioclastos.	37
Figura 37: Variação da assimetria da distribuição granulométrica (em phi) nas amostras com e sem bioclastos.	38
Figura 38: Porcentagem total dos minerais pesados transparentes não-micáceos nas amostras de espraçamento, de W (MPD-01) para E (MPD-48).	40
Figura 39: Porcentagem total dos minerais pesados transparentes não-micáceos nas amostras de duna frontal incipiente, de W (MPD-01) para E (MPD-48).	40
Figura 40: Índice TZi (turmalina/zircão) ao longo do sistema praia duna de Massambaba. ..	41
Figura 41: Índice TRi (turmalina/rutilo) ao longo do sistema praia duna de Massambaba. ..	42

ÍNDICE DE QUADROS

Quadro I: Resumo do modelo de McLaren & Bowles (1985) de distribuição espacial de estatísticas granulométricas, sob efeito de transporte unidirecional entre dois pontos, d1 e d2.....	6
Quadro II: Dados meteorológicos de velocidade média e azimuth médio de origem do vento da estação de Arraial do Cabo, disponibilizados pelo Instituto Nacional de Meteorologia (INMET), nas datas das imagens de satélite analisadas.	13
Quadro III: Dados meteorológicos de velocidade média e azimuth médio de origem do vento da estação de Arraial do Cabo, disponibilizados pelo Instituto Nacional de Meteorologia (INMET), nas datas de levantamento de campo.	15
Quadro IV: Larguras de praia média, máxima e mínima, medidas por sensoriamento remoto.....	26
Quadro V: Larguras de arrebentação média, máxima e mínima medidas por sensoriamento remoto.....	27
Quadro VI: Classificação nominal para as frequências de minerais pesados na zona de espraio de Massambaba.	39
Quadro VII: Classificação nominal para as frequências de minerais pesados nas dunas frontais incipientes de Massambaba.	39

1. INTRODUÇÃO

A barreira arenosa costeira quaternária de Massambaba, situada no litoral central do Estado do Rio de Janeiro, entre Saquarema e Arraial do Cabo (Figura 1), possui várias particularidades que a tornam propícia para estudos de morfodinâmica costeira. No aspecto geomorfológico regional, ela situa-se imediatamente a W da mudança abrupta de orientação da costa, de SW-NE para E-W, que ocorre em Arraial do Cabo. Esta mudança de orientação acompanha a disposição das curvas batimétricas da plataforma continental interna (Muehe & Carvalho, 1993) e tem consequências importantes no ângulo relativo de chegada das ondulações e dos ventos costeiros e, aparentemente, no aumento da extensão das barreiras e do grau de desenvolvimento do sistema lagunar a partir daí. No aspecto climático, está sob a influência do microclima semiárido de Cabo Frio (Barbière, 1975, Valentin 1984, Martin *et al.* 1997), por sua vez relacionado com a ressurgência e, portanto, com a mencionada mudança de orientação da costa. A baixa precipitação (menor que 1000 mm/ano) ajuda a configurar neste litoral a principal região de campos de dunas livres do Sudeste do Brasil (Giannini *et al.* 2005). No aspecto geomorfológico local, destacam-se duas outras particularidades: primeiro, o aparente maior desenvolvimento do sistema eólico costeiro na metade leste da barreira (Giannini 2007); segundo, o fato de este sistema configurar-se convergente, com aporte eólico tanto vindo de mar aberto, rumo NE, quanto do sistema lagunar de Araruama, rumo SW (Sawakuchi 2006, Giannini 2007). Destaque-se que os ventos de SW e de NE vinculam-se a sistemas climáticos distintos. Em vista do contexto regional e, sobretudo, destas duas particularidades locais, a proposta deste trabalho é caracterizar a variação da morfologia e da sedimentologia ao longo da praia de Massambaba, e dunas frontais adjacentes, como meio para compreender a influência da deriva litorânea e, eventualmente, dos ventos de rumos opostos, na dinâmica do sistema.

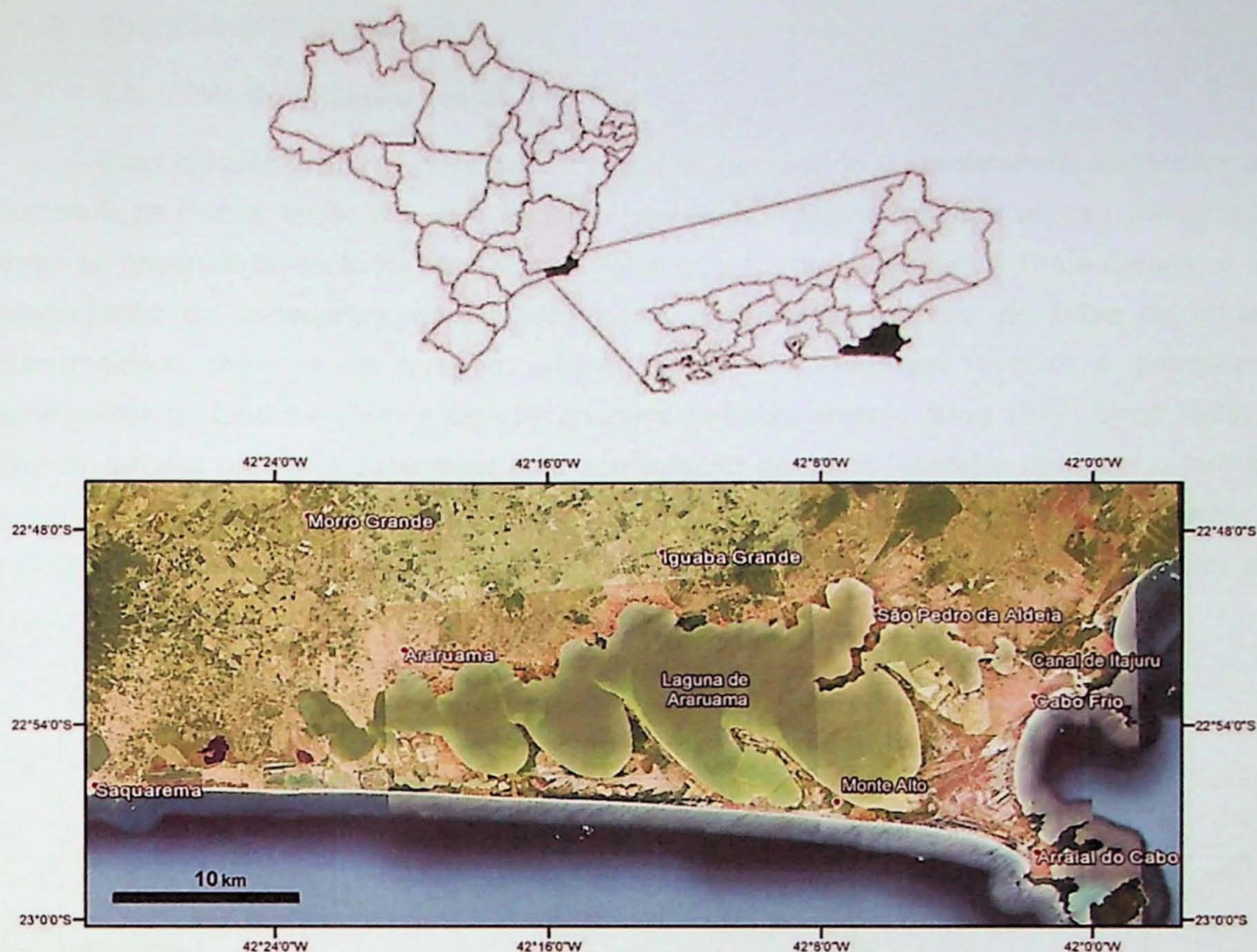


Figura 1: Localização da Região dos Lagos, RJ, e da barreira costeira arenosa de Massambaba, entre Saquarema e Arraial do Cabo. Imagem de satélite GeoEye, obtida do software Google Earthtm.

2. METAS E OBJETIVOS

As metas deste Trabalho de Formatura são: correlacionar a variação morfológica e sedimentológica ao longo do sistema praia-duna entre Saquarema e Arraial do Cabo com o aporte sedimentar por deriva litorânea e pelos ventos de rumos opostos; e identificar os mecanismos controladores das feições de caráter deposicional e erosivo (*e.g. blowouts*) encontradas neste sistema.

Para tentar alcançar estas metas, os seguintes objetivos foram estabelecidos:

- Descrever a variação de morfologia praial e de morfometria e tipologia de dunas costeiras.
- Caracterizar a sedimentologia (granulometria e minerais pesados) ao longo da praia e das dunas frontais incipientes.
- Inferir os padrões de variação longitudinal de morfologia e sedimentologia.
- Discutir os fatores de dinâmica costeira controladores dos padrões observados.

3. SÍNTESE BIBLIOGRÁFICA

3.1. Morfodinâmica praial

Para discussão da morfodinâmica praial, é necessário primeiramente esclarecer a terminologia usada, tendo em vista as diferentes nomenclaturas, muitas vezes conflitantes entre si, encontradas tanto na literatura nacional quanto na internacional. Praia (*beach*) é a acumulação de sedimentos depositados pelas ondas entre o nível de base de onda (profundidade máxima em que os orbitais de onda conseguem revolver e depositar sedimentos de fundo) e o limite externo da zona de espraimento (King 1972, Short 1999). Outros autores preferem denominar esta acumulação de costa (*shore*) e restringir o termo praia (*beach*) à sua porção situada acima do nível médio de espraimento de baixamar, conforme compilado por Angulo (1996) (Figura 2). Este Trabalho de Formatura adotará a proposta de classificação de setores costeiros deste autor.

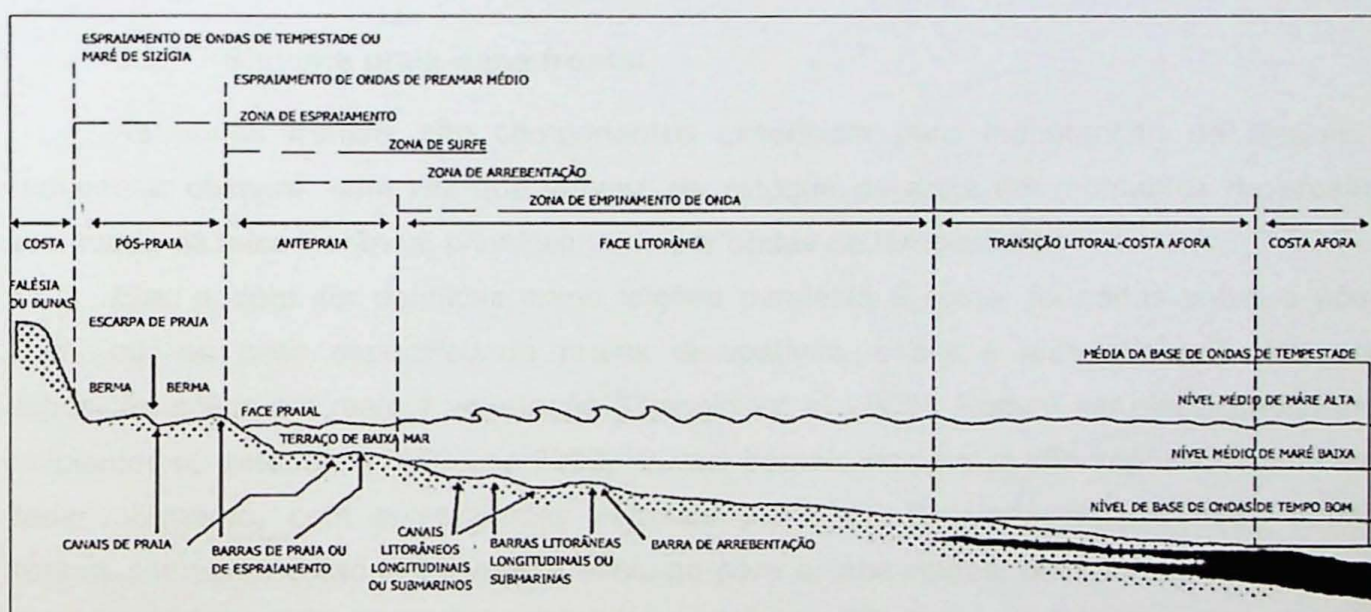


Figura 2: Terminologia de setores costeiros que será adotada neste Trabalho de Formatura. Extraído de Angulo (1996).

O termo morfodinâmica foi introduzido aos estudos costeiros por Wright & Tom (1977) e definido como “ajuste mútuo da topografia e dinâmica dos fluidos, envolvendo transporte sedimentar”. Segundo Wright *et al.* (1979) e Wright & Short (1984), a classificação do estágio morfodinâmico costeiro pode variar de dissipativo (estágio 1) a reflexivo (estágio 6), com quatro estágios intermediários. Nas praias do estágio 1, a energia de quebra de onda dissipa-se gradativamente, através de uma zona de *surf* larga (uma centena de metros de extensão ou mais); são tipicamente planas, com baixo mergulho (geralmente menor que 5°), de areias finas e sem berma. Em praias reflexivas, grande parte da energia de arrebentação retorna no *backwash* (ressaca). Elas são geralmente íngremes (mergulhos entre cerca de 5 e 15°), com areias grossas, sem zona de *surf* e com bermas bem desenvolvidas.

O estágio morfodinâmico costeiro é determinado pela troca de sedimentos entre antepraia e face litorânea, através da zona de arrebentação e, conseqüentemente, pela localização relativa do estoque sedimentar principal. Em praias dissipativas, este estoque encontra-se nas barras de arrebentação, que se encontram distantes da área emersa. Do estágio 1 a 5, estas barras ficam cada vez mais próxima do continente, até deixarem de existir no estágio 6, onde o estoque de sedimento passa a concentrar-se na própria área emersa. O estágio morfodinâmico depende da interação entre vários fatores: herança fisiográfica (paleorrelevo sobre o qual a praia se formou e relevo da plataforma adjacente), regime de ondas, granulometria e volume e distribuição do aporte sedimentar. Com o aumento da energia de onda, há favorecimento da dissipatividade, já que a interação com o fundo sedimentar ocorre a maiores distâncias da costa. Aumento de granulometria e do aporte sedimentar na zona intermarés mais frequentemente emersa favorecem maior declividade no perfil praial, criando estágios mais refletivos.

3.2. Sistema praia-duna frontal

As dunas frontais são componentes essenciais para manutenção da dinâmica sedimentar costeira, uma vez que servem de estoque de areia em momentos de erosão acentuada da faixa litorânea, principalmente por ondas de tempestade.

Elas podem ser definidas como feições paralelas à costa, formadas sobre o pós-praia, ou, no caso específico de praias dissipativas, sobre a antepraia superior, por deposição eólica em meio à vegetação (Giannini *et al.* 2005). Podem ser classificadas em incipientes ou estabelecidas (Hesp 2002). Dunas frontais incipientes são depósitos ainda em desenvolvimento, com comunidades vegetais pioneiras. Segundo Hesp (1988), dunas frontais começam como incipientes e evoluem para estabelecidas, com aumento da altura, da complexidade morfológica e da diversidade vegetal. Giannini (2007) define como incipientes as dunas em que a deposição eólica predomina sobre processos de deflação e colonização vegetal. Esta é feita, portanto, por uma flora altamente especializada, 95% da qual é constituída, segundo o autor, por no máximo três espécies. Já as dunas estabelecidas apresentariam menores taxas de deposição eólica quando comparadas às incipientes, podendo ser intensamente remodeladas por processos erosivos. A morfologia das dunas frontais é controlada, na escala de detalhe, pela interação dos ventos com a vegetação presente, e, na escala de feição como todo, pela relação entre taxa de progradação subaquosa e taxa de aporte eólico (Giannini 2007). Relacionada a esta segunda escala, a forma da duna frontal incipiente pode ser dividida em três tipos principais: cordão, rampa e terraço (Hesp 2002).

A formação de dunas frontais em rampa, ancoradas em dunas mais antigas ou falésias esculpidas nestas dunas, está associada a momentos de erosão, contexto no qual representa o início da reconstrução do depósito. O prosseguimento desta reconstrução pode

levar a rampa a ultrapassar a altura da crista da falésia, quando então se transforma em cordão assimétrico. A formação de cordões é favorecida portanto por pulsos na razão entre as taxas de progradação e aporte eólico. Estes cordões alargam-se com a permanência desta relação, até assumirem a morfologia de terraço na constância máxima da razão entre estas duas taxas (Giannini 2007).

A partir do final da década de 1980, surgiu o interesse de estudar os sistemas praia-duna de forma integrada e, principalmente, as interações entre os dois (*e.g.* Hesp 1982, 1988, 1999, Short & Hesp 1982, Short 1988). A troca de sedimentos entre a praia e a duna frontal é controlada por mecanismos de retroalimentação (Chapman 1989) e varia de acordo com: energia e direção do vento e das ondas, amplitude de maré, aporte sedimentar e estágio morfodinâmico costeiro (Giannini & Santos 1994, Hesp 1999). Segundo Short (1988), as ondas exercem controle no suprimento sedimentar e na estabilidade das dunas frontais; desse modo, maiores energias de onda aumentam as dunas frontais de tamanho e diminuem sua estabilidade.

Psuty (1988) propõe um modelo em que os sistemas praia - duna frontal são controlados pelo balanço sedimentar. Neste modelo, a formação de dunas frontais é favorecida quando o balanço sedimentar da praia é levemente negativo e há tendência de transporte sedimentar da praia para o pós-praia. Psuty (1992) acrescenta a este modelo o efeito do transporte sedimentar longitudinal, que varia o balanço sedimentar entre a praia e a duna frontal e gera assim uma sequência de formas características ao longo da costa. Próximo à fonte de sedimentos (barlamar), as dunas frontais formariam cordões progradantes menores, devido ao balanço sedimentar favorável à praia, mas aumentariam de dimensão no rumo da deriva litorânea. Para Davidson-Arnott & Law (1996), a largura da praia determina a extensão da fonte de areia disponível ao vento e favorece a taxa instantânea e o volume de transporte eólico.

3.3. Métodos de análise de dispersão sedimentar costeira

3.3.1. Indicadores geomórficos

Os principais indicadores geomórficos de rumo de deriva litorânea longitudinal, segundo Terence (2013), são:

- a) crescimento de esporões;
- b) migração ou deflexão de desembocaduras fluviais no oceano;
- c) aumento da largura da praia;
- d) escasseamento de costas com falésias vivas;
- e) rumo de desenvolvimento (atenuação da curva) de praias com formas espirais logarítmicas, conforme definidas por Yasso (1965).

3.3.2. Variação granulométrica

Um dos métodos mais efetivos, e utilizado neste trabalho, para avaliação de dispersão sedimentar com base em granulometria, é o de McLaren & Bowles (1985). Este método baseia-se na análise combinada de variação espacial de três estatísticas da distribuição granulométrica das amostras: média, desvio padrão e assimetria. Estabelece que, se em dois locais (1 e 2) unidos por um mesmo fluxo sedimentar, a diferença entre as respectivas distribuições granulométricas (d1 e d2) é controlada por esse fluxo, dois padrões principais de variação das estatísticas podem aparecer, conforme resumido no Quadro I.

Quadro I: Resumo do modelo de McLaren & Bowles (1985) de distribuição espacial de estatísticas granulométricas, sob efeito de transporte unidirecional entre dois pontos, d1 e d2.

Caso	Diferenças entre estatísticas das distribuições granulométricas, de d1 para d2	Interpretação
A	Média mais fina Seleção melhor Assimetria mais negativa	A direção do transporte é de d1 para d2, com regime de energia decrescente e função de transferência de energia baixa.
B	Média mais grossa Seleção melhor Assimetria mais positiva	A direção do transporte é de d1 para d2, com regime de energia decrescente e função de transferência de energia alta.

3.3.3. Variação de minerais pesados

3.3.3.1. Fatores controladores da assembleia mineralógica

A área fonte não é o único condicionante à formação da assembleia mineralógica do depósito sedimentar. Há contribuição de outros fatores, principalmente os quatro listados por Morton & Hallsworth (1999): intemperismo, abrasão e seleção durante o transporte, hidrodinâmica de deposição e dissolução pós-deposicional (Figura 3).

Segundo Morton & Hallsworth (1999), o intemperismo na área fonte, ao modificar a assembleia mineralógica da rocha mãe, é característica inerente à proveniência. O grau de modificação dessa assembleia por intemperismo depende da composição da rocha mãe, do contexto fisiográfico e do clima.

Entre as décadas de 1920 e 1930, acreditava-se que a abrasão era o principal condicionante da assembleia de minerais pesados, devido ao aumento na quantidade de grãos menores com o aumento da distância e pela mudança na proporção entre grãos mais e menos resistentes. Entretanto, estudos posteriores em sistemas fluviais com distâncias de transporte muito longas não mostraram evidências de perdas na assembleia mineralógica por abrasão (Morton & Smale, 1990).

Segundo Morton & Hallsworth (1999), a seleção hidráulica pode modificar significativamente a assembleia de minerais pesados, uma vez que a modalidade e a

facilidade de transporte de cada grão em fluxos fluidos são controladas por sua densidade, formato e tamanho. A distribuição de tamanho das espécies de minerais pesados depende de seu equivalente hidráulico em relação ao quartzo, controlado por suas formas e densidades. Desse modo, a média de tamanho dos minerais pesados é menor que o diâmetro médio dos grãos de quartzo e feldspato associados. E os minerais pesados de densidade relativamente menor podem ser preferencialmente transportados e depositados nas porções mais calmas e/ou mais distais de um mesmo fluxo sedimentar (Morton & Hallsworth, 1999).

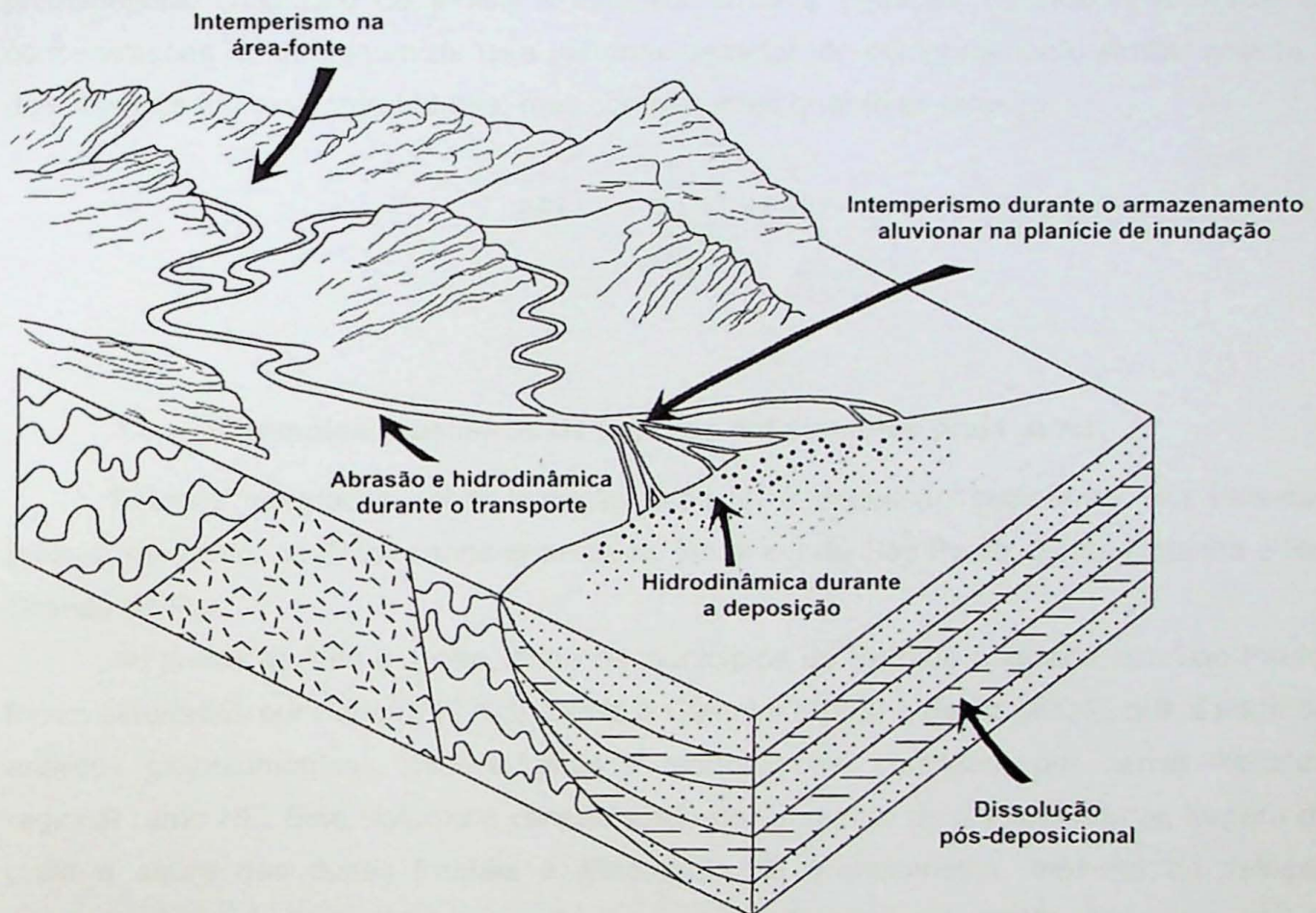


Figura 3: Diagrama esquemático mostrando processos controladores da assembleia de minerais pesados. Modificado de Morton & Hallsworth (1999).

Ao lado da área fonte, a dissolução dos minerais durante a diagênese é o principal fator controlador da assembleia de minerais pesados. A dissolução progressiva de minerais instáveis ocorre próxima à superfície, por intemperismo químico, e em profundidade, durante a diagênese; este segundo momento de dissolução é denominado dissolução intraestratal. As ordens de estabilidade dos minerais ao intemperismo e à dissolução intraestratal apresentam diferenças entre si, hajam vistas as diferenças de caráter geoquímico, pressão e temperatura. Pettijohn (1941) relacionou a persistência diferencial dos minerais pesados ao longo do tempo geológico ao efeito crescente da dissolução pós-deposicional por intemperismo e/ou diagênese. A diagênese provoca não só dissolução das fases instáveis como crescimento de minerais secundários (que podem indicar o regime diagenético). A

dissolução durante a diagênese é controlada por quatro fatores: estabilidade do mineral, circulação de fluidos, temperatura e composição do fluido e tempo geológico (Morton & Hallsworth, 1999).

3.3.3.2. Índices mineralógicos

Índices de pares de minerais pesados ABi, nos moldes dos propostos por Morton & Hallsworth (1999), são comumente utilizados para avaliar os três fatores controladores fundamentais da assembleia mineralógica: dissolução pós-deposicional, seleção hidráulica e proveniência. O cálculo do índice é feito conforme a equação 1, onde A e B são as concentrações de contagem de dois minerais pesados de comportamento similar quanto a dois dos três fatores controladores, mas contrastantes quanto ao terceiro.

$$ABi = \frac{A}{(A+B)} \times 100 \quad \text{Equação 1}$$

3.4. Exemplos brasileiros de estudos em sistemas praia-duna

Estudos integrados sobre variação espacial e dispersão sedimentar em sistemas praia-duna frontal no Brasil concentram-se no litoral sul de São Paulo, Santa Catarina e Rio Grande do Sul.

As praias de Una e Jureia, entre os municípios de Peruíbe e Iguape, em São Paulo, foram estudadas por Ferreira (2003), Bentz & Giannini (2003) e Bentz (2004), que a partir de análises granulométricas, mineralógicas e morfológicas, concluem por deriva litorânea regional rumo NE. Este sistema é caracterizado por aumento de dissipatividade, largura da praia e altura das dunas frontais e afinamento da granulometria, melhora da seleção granulométrica e diminuição da assimetria rumo NE (Ferreira 2003). Inversões locais encontradas atribuem-se a difrações de ondas no costão limítrofe da praia do Una e a efeito de sombra hidrodinâmica na praia da Jureia, provocado pela desembocadura do rio Ribeira de Iguape. Em Ilha Comprida, também no litoral sul de São Paulo, há tendência geral de afinamento dos grãos, melhora da seleção e diminuição da assimetria rumo NE, exceto no extremo sul da ilha, onde o mesmo padrão é encontrado rumo oposto, o que indica divergência local de células de deriva litorânea (Nascimento 2006, Giannini *et al.* 2009). Este sistema tem morfodinâmica predominantemente dissipativa, com dunas frontais variando entre cordões, terraços e rampas, podendo apresentar montículos isolados de *nebkhas* e franjas eólicas (Nascimento 2006). Na praia de Peruíbe, primeiramente estudada por Giannini (1987) e reanalisada por Mendes (2009), a mesma tendência de transporte regional para NE é indicada pelo método de McLaren & Bowles (1985). Mendes (2009) dá destaque para a influência antrópica no sistema, como o aumento da altura das dunas incipientes e

ocorrência de franjas eólicas (i.e.: sedimentos incoesos, desvegetados, acumulados pelo vento, sob a forma de lençol ou rampa de espessura até decimétrica, aos pés de dunas frontais ou escarpas costeiras (Giannini 2007)), nas porções em que há muro beira-mar, e aumento de diversidade fitoecológica das dunas incipientes nas áreas mais urbanizadas.

Na praia de Ibiraquêra, Santa Catarina, estudada por Martinho e Giannini (2002), o limite norte caracteriza-se por dunas frontais incipientes em cordões descontínuos, associados a protodunas (megaformas sub-simétricas, não vegetadas, sem faces de avalanche); na porção central, os cordões se tornam mais contínuos e estabelecidos, com forma de terraço; e no limite sul, não há formação de dunas frontais, devido ao aumento da umidade e coesão da areia, o que impossibilita o vento de carregá-la. Na interpretação dos autores, a variação encontrada indica aumento de estoque de areia eólica rumo NNE. Isto seria devido a dois fatores: 1. deriva litorânea residual nesse rumo; e 2. concavidade da praia e consequente mudança de ângulo de ataque do vento, de modo que, no norte da praia, o vento é paralelo à linha de costa, e rumo sul, torna-se cada vez mais oblíquo rumo ao continente e passa assim a dispersar os sedimentos pela planície de deflação. Os resultados granulométricos e morfológicos de campo sugerem duas células de deriva litorânea longitudinal divergentes (uma para NE e outra para SW) a partir do centro do sistema, geradas por refração das ondas. Na praia de Moçambique, Giannini *et al.* (2005) e Miot da Silva & Hesp (2010) descrevem maior acumulação de sedimentos na porção norte por ação da deriva litorânea, mas que são retrabalhados e transportados para sul pelos ventos de NE. As dunas frontais são mais desenvolvidas na porção norte, devido ao maior aporte sedimentar por deriva e predominância de ventos transversais à costa (Miot da Silva & Hesp 2010).

Estudos na praia do Cassino, no Rio Grande do Sul, realizado por Borba (2007), demonstram que a deposição de areia eólica sob a forma de dunas relaciona-se à transferência de sedimentos dos bancos arenosos da zona de *surf*. A predominância de ventos de E e NE gera deriva eólica potencial no sentido WSW, com migração das dunas, que assumem diferentes morfologias como dunas barcanas e barcanoides.. No setor de Navio Altair (setor no extremo WSW do estudo), verificou-se maior potencial de transporte de areia para as dunas, que se tornam mais altas e vegetadas exclusivamente por *Panicum racemosum*. Nos balneários Dunas Altas e Santa Rita, a variabilidade do sistema praia-duna foi descrita por Vianna & Calliari (2012). As dunas frontais no setor norte de Dunas Altas são retilíneas e contínuas, contrastando com o setor sul e com o balneário de Santa Rita, onde formam segmentos mais curtos, separados por *blowouts*. Os autores concluem que as dunas são mais altas onde a declividade da praia é menor, com morfodinâmica mais dissipativa, e granulometria mais fina. Na praia de Atlântida Sul, Tabajara *et al.* (2005) constatam que *Panicum racemosum* é a espécie mais eficiente na fixação das dunas frontais, gerando dunas com uniformidade lateral. A deposição eólica ocorre

preferencialmente de NE para SW e é interrompida por canais efêmeros, formados em momentos de tempestade ou em áreas conectadas a correntes de retorno semipermanentes, os quais erodem e segmentam as dunas.

3.5. Área de estudo

3.5.1. Aspectos geomorfológicos e geologia regional

O litoral brasileiro pode ser dividido em setores fisiográficos, com base não só na morfologia da costa e plataforma continental, como também na distribuição de elementos estruturais e magmáticos da hinterlândia e bacias marginais adjacentes. Neles, alternam-se trechos retilíneos e contínuos, contíguos a largas planícies litorâneas, com mais de uma dezena de quilômetros de extensão, e trechos interrompidos por promontórios do embasamento cristalino, com planícies mais estreitas e curtas (Giannini 2007). O setor da costa entre Angra dos Reis e Cabo Frio enquadra-se nesta segunda categoria. Situa-se na continuidade, ao continente, do paleoalto estrutural que separa as bacias marginais de Campos e Santos. Caracteriza-se pela presença intensificada de praias de bolso, pelo estreitamento da plataforma continental em relação ao setor vizinho a S e por apresentar mais lineamentos estruturais de orientação E-W. Os principais elementos tectono-estruturais e magmáticos, no continente, são as bacias de Taubaté, Resende e São Paulo e as intrusões alcalinas, e no oceano, a Zona de Cisalhamento do Rio de Janeiro (Macedo *et al.* 1991), que representa continuidade com o Alinhamento de Cabo Frio (Giannini 2007). Em termos de feições deposicionais costeiras, destacam-se, neste setor, baías e enseadas, a oeste, e praias extensas associadas a flechas arenosas e lagunas, no trecho de orientação E-W a leste.

O embasamento cristalino da área de estudo é composto pelas rochas metamórficas neoproterozoicas a cambrianas da Faixa Ribeira (Heilbron *et al.* 2008) e intrusivas mesozoico-cenozoicas do Alinhamento Mágmatco de Cabo Frio (Almeida 1991). A Faixa Ribeira é representada na região por paragneisses pelíticos a psamíticos intercalados com lentes anfibolíticas, calciossilicáticas e quartzíticas e intrudidos por ortogneisses tonalíticos a graníticos, bem como por granitoides e charnockitoides (Heilbron *et al.* 1982, Heilbron & Machado 2003, Tupinambá *et al.* 2007). Os corpos intrusivos do Alinhamento Cabo Frio, formados durante o desenvolvimento da margem continental brasileira (Almeida 1991), consistem principalmente de rochas alcalinas sódicas, variando de sienitos a fonolitos. Apresentam idades cada vez mais novas do continente para a costa, sugerindo para alguns autores (Hertz 1977, Sadowski & Dias Neto 1981, Thomaz Filho & Rodrigues 1999) a ocorrência de um *hot spot* mantélico.

Entre o Cabo de São Tomé e Cabo Frio, a plataforma continental é regular e uniforme, com declividade em torno de 1:1000 e largura entre 50 e 80 km (Zembruski 1979). A sedimentação quaternária da plataforma é dividida em dois domínios: terrígeno, na

porção interna, e carbonático, na externa. Em Cabo Frio, destaca-se a sedimentação hemipelágica, com areias e lamas subarcólicas, com predominância de caulinita na fração argilosa. Os sedimentos carbonáticos são predominantemente areias de recifes algáceos fósseis (Kowsmann & Costa 1979). Entre Saquarema e Cabo Frio, a plataforma interna apresenta-se monótona, raramente interrompida por afloramentos do embasamento cristalino ou de "rochas de praia" (*beach-rocks*), sem grandes inflexões nas curvas batimétricas. Neste trecho do litoral brasileiro, há pouco aporte terrígeno significativo devido à barragem das desembocaduras fluviais por barreiras e lagunas, sendo a plataforma interna constituída principalmente por sedimentos reliquiais, oriundos da erosão e retrabalhamento de aluviões e de depósitos da Formação Barreiras (Muehe 1989).

Segundo Dias & Kjerfve (2009), a costa do Rio de Janeiro pode ser classificada em diferentes unidades geomorfológicas, sendo que a barreira arenosa de Massambaba se encontra no compartimento "baixa planície sedimentar fluminense", caracterizado por diversas lagunas costeiras e padrão de drenagem E-W, o que faz com que não haja descarga direta de água ou sedimentos no oceano. Esses autores interpretam a barreira arenosa de Massambaba como um sistema de barreiras duplo paralelo à costa, evidência de duas fases transgressivas. A barreira interna é pleistocênica, formada segundo eles durante a transgressão marinha associada ao nível do mar alto de 123.000 anos, e é separada da externa (holocênica) por um sistema de pequenas lagunas e paleolagunas, como Brejo do Espinho e Lagoa Vermelha.

Na concepção de Martin *et al.* (1997), a barreira arenosa de Massambaba é constituída por:

- Areias marinhas litorâneas bem selecionadas, de idade holocênica, na porção mais externa.
- Sedimentos lamosos lagunares ou de fundos de baía indiferenciados, frequentemente recobertos por turfa, também holocênicos, nos extremos oeste e leste da barreira e ao redor da Lagoa de Saquarema. Nos esporões alongados segundo NW que avançam para a Lagoa de Araruama, estes sedimentos misturam-se com areias da barreira. Eles apresentam a superfície retrabalhada por dunas parabólicas holocênicas, ativas e inativas, voltadas para SW.
- Depósitos de areias marinhas litorâneas bem selecionadas de idade pleistocênica, na forma de cordões alongados, de modo descontínuo, ao longo da extensão E-W da porção mais interna da barreira.

A Lagoa de Araruama, que separa as duas barreiras do embasamento cristalino, apresenta 200 km², com 3 m de profundidade média e salinidade em torno de 60‰ (Accetta 1987). Sua conexão com o mar é feita através do canal de Itajuru (Lessa 1991), localizado a NE, em Cabo Frio (Figura 1). A presença de curvas batimétricas de até 10m, alinhadas grosso modo segundo E-W, junto à margem interna da lagoa, e a existência de barreira

pleistocênica na sua margem externa (Martin *et al.* 1997) sugerem que se trate de antigo vale fluvial, inciso na época do Último Máximo Glacial (UMG) e afogado pela transgressão marinha do Holoceno médio.

3.5.2. Ondas e aspectos climáticos

Dados indiretos de ondas referentes aos anos de 1997 a 2010 para a plataforma interna junto a Arraial do Cabo (coordenadas 23°S e 41,25° W, isóbata de 50 m), inferidos por Dias (2012) a partir dos resultados do modelo *Wavematch III - NWW3*, indicam a chegada de ondas provenientes de S, SE, NE e E. Segundo esses dados, a primavera e o verão possuem regimes de ondas semelhantes entre si, com predomínio dos quadrantes de origem NE e S, alturas de 1,0 a 2,5 m e períodos de 5 a 12 s. No outono e no inverno, as ondas são predominantemente de S, com alturas de 1,0 a 3,0 m e períodos de 10 a 12 s. A média da força de onda nesses 14 anos foi de 37,9 kW/m, com aumento de aproximadamente 4 kW/m nos últimos cinco anos da série. As maiores forças de onda correspondem aos meses de outono e inverno (Dias 2012).

A área de estudo está sujeita à influência do Anticiclone Semi-Permanente do Atlântico Sul, responsável pelos ventos de E e NE, que ocorrem durante o ano todo, sendo alterados, sobretudo entre os meses de maio e setembro, pela passagem de sistemas frontais de SW e SE, acompanhada de tempestades e temperaturas mais baixas (Fonseca 2012).

A praia de mar aberto da barreira arenosa de Massambaba é sujeita a ondas de alta energia (altura de quebra predominantemente maior que 1m); durante o outono e o inverno, ventos fortes e ondas de tempestade provenientes de S transportam sedimentos da zona submersa para a zona de espreamento e para as dunas frontais; durante todo o ano, ventos de NE removem areias das dunas frontais em direção ao mar (Fernandez & Muehe 2006). Fernandez & Muehe (2006) observaram uma diminuição de 30% no volume de sedimentos nas dunas frontais da praia de Massambaba, entre 1996 e 2002, com mudanças na topografia relacionada: redução da altura das dunas, ampliação das depressões de sobrelavagem e recuo de aproximadamente 10 m da escarpa das dunas.

O clima da região é predominantemente semiárido, diferente do resto do estado do Rio de Janeiro que é caracterizado por clima tropical úmido. Pelo menos dois fatores podem contribuir para a redução de precipitação no local: o distanciamento da linha de costa em relação às regiões montanhosas costeiras, com consequente redução do efeito das chuvas orográficas (Barbière 1975); e o resfriamento das águas costeiras pela ressurgência e decorrente queda na taxa de evaporação do oceano (Valentin 1984).

A ressurgência pode ser descrita como resultado da movimentação vertical das massas de água no mar, através da qual a água mais profunda, fria e rica em nutrientes, é trazida para áreas mais rasas, próximas à costa. Ela é induzida pela ação de ventos

provenientes do continente ou tangenciais à costa, cujo efeito nas águas superficiais pode ser reforçado pelo efeito Coriolis. Na área de Cabo Frio, os ventos que desempenham este papel são os de NE, mais frequentes e intensos durante o verão (Castelão & Barth 2006).

3.5.3. Estudos prévios sobre morfodinâmica costeira

Muehe (1998) caracterizou a morfodinâmica costeira no instante de observação nos extremos leste e oeste da praia de Massambaba, através de levantamentos mensais de perfis topográficos transversais, medições de parâmetros oceanográficos (altura, período e incidência de onda) e coleta de sedimentos na face praial. Nos resultados por ele obtidos, a porção oeste da praia caracterizou-se pelos estágios 5 e 6 de Wright *et al.* (1979), enquanto a porção leste variou entre os estágios 3 e 6.

4. MATERIAIS E MÉTODOS

4.1. Sensoriamento remoto

A análise por sensoriamento remoto teve duas finalidades principais neste trabalho: a primeira foi auxiliar na caracterização da morfodinâmica praial, a partir da medição da distância de arrebentação (do início da arrebentação ao espraiamento) e da largura da praia (distância entre a linha de areia molhada e a primeira vegetação), como ilustrado na Figura 4; a segunda foi buscar indicadores geomorfológicos de deriva litorânea. Ela foi feita através de ortofotos de 2005 disponíveis no sítio eletrônico do Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística (IBGE) e imagens de satélite *GeoEye*, *TerraMetrics* e *DigitalGlobe*, de 2010 e 2012, disponíveis no *software Google Earth*. A comparação de imagens de diferentes datas visou contemplar situações climático-oceanográficas distintas. Informações de velocidade média e azimuth médio de origem, nas datas das imagens de satélite utilizadas, encontram-se no Quadro II.

Quadro II: Dados meteorológicos de velocidade média e azimuth médio de origem do vento da estação de Arraial do Cabo, disponibilizados pelo Instituto Nacional de Meteorologia (INMET), nas datas das imagens de satélite analisadas.

Data	Velocidade média do vento	Azimuth médio de origem
23/02/2010	5,7 m/s	71,4°
06/08/2012	3,4 m/s	287°

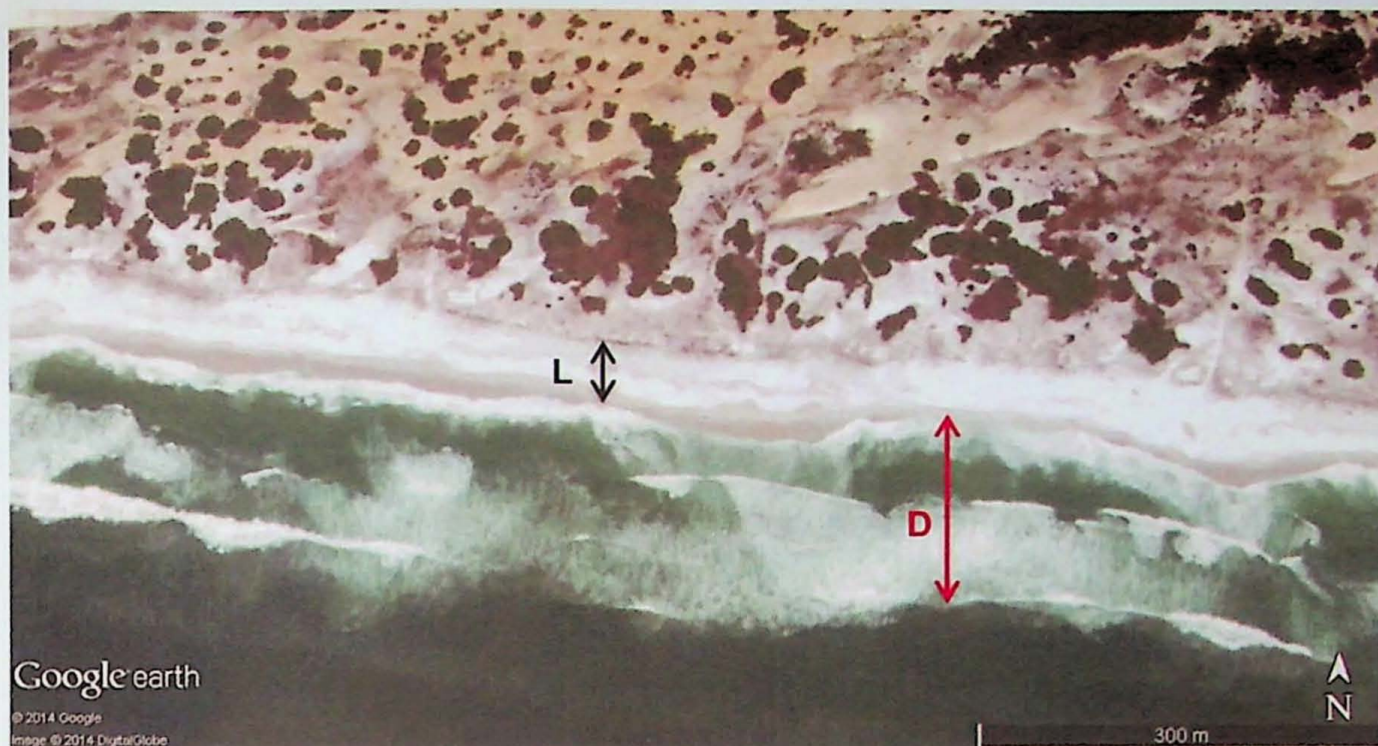


Figura 4: Medição da largura da praia (L) e da distância de arrebentação (D), em imagens de satélite.

4.2. Atividade de campo

As atividades de campo foram realizadas entre os dias 6 e 8 de setembro de 2013, com participação do orientador e co-orientadora. Visaram à caracterização da morfodinâmica praial e da morfologia das dunas frontais (tanto estabelecidas quanto incipientes), à confecção de perfis transversais à linha de costa, equidistantes de 1 km, à identificação e quantificação das espécies vegetais presentes nas dunas incipientes e à amostragem destinada a ensaios sedimentológicos. Os perfis transversais foram levantados com tripé, régua e nível topográfico (*CST/Berger Automatic Level*), com marcos zero na zona de espraçamento e final na crista da duna incipiente. Incluíram a medição a passo e nível topográfico da largura e inclinação das diferentes zonas da praia e da altura das dunas. Como ponto de fechamento interno da largura de praia, adotou-se a primeira vegetação (pé de duna frontal incipiente).

Realizou-se um total de 48 perfis, com coleta de duas amostras de cerca de 2 kg em cada um, sendo uma na zona de espraçamento (nomeada A) e outra na crista da duna incipiente (B). Os perfis foram numerados em ordem crescente de W para E, sendo esta a convenção utilizada também para referir-se às posições (quilômetros) dentro do sistema, ao longo do texto. Foram anotadas coordenadas GPS da zona de espraçamento e da crista da duna incipiente e anotado o horário de levantamento de cada perfil, para posterior correção do efeito da maré na largura de praia. Em todos os perfis, foram estimadas as porcentagens de cada espécie vegetal, em área superficial a intervalos de 5%.

Informações de velocidade média e azimuth médio de origem do vento, para os dias de campo, estão resumidas no Quadro III.

Quadro III: Dados meteorológicos de velocidade média e azimuth médio de origem do vento da estação de Arraial do Cabo, disponibilizados pelo Instituto Nacional de Meteorologia (INMET), nas datas de levantamento de campo.

Data	Velocidade média do vento	Azimuth médio de origem
06/09/2013	4,5 m/s	104,1°
07/09/2013	5,6 m/s	79,0°
08/09/2013	7,0 m/s	64,3°

4.3. Tratamento dos dados de campo

Para normalizar a largura da praia em relação ao zero da tábua de marés de Cabo Frio, utilizou-se a relação trigonométrica da Figura 5, da qual o valor resultante (ΔD) foi somado ou subtraído à largura medida (D), considerada como a distância entre a linha de maré zero da zona de espreamento e o pé da duna frontal incipiente.

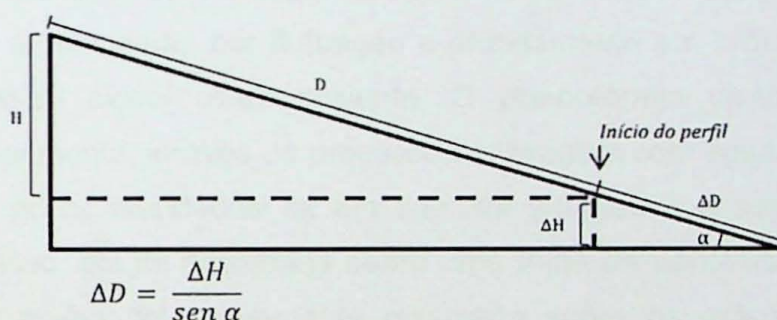


Figura 5: Esquema utilizado para efetuar a normalização da altura (H) e da largura (D) da praia medidas em campo. ΔH corresponde à diferença de altura entre a maré zero (usada para normalizar as medidas) e a maré na hora da medida, e ΔD corresponde à diferença entre a largura normalizada e a medida.

4.4. Atividades laboratoriais

4.4.1. Granulometria

Foram executadas análises granulométricas em equipamento de difração de laser *Malvern Mastersizer 2000* nas 96 amostras coletadas. Em 12 dessas amostras (seis da extremidade leste e seis da oeste), as análises foram refeitas após ataque com ácido clorídrico (HCl) 10% para remoção do carbonato, para verificação da possível influência dos bioclastos no comportamento espacial dos resultados granulométricos.

O granulômetro utilizado calcula matematicamente o tamanho das partículas a partir da difração que elas provocam num feixe de raios laser. O modelo físico-matemático adotado considera partículas dispersas em movimento aleatório, das quais se infere, portanto um eixo geométrico médio. O equipamento possui dois tipos de acessório (unidade) de dispersão de amostra, o *Hydro*, para suspensão líquida de amostras lutáceas ou ricas nesta fração, e o *Scirocco*, apropriado para areia seca relativamente pura. Durante a análise das amostras, utilizou-se como dispersante químico o pirofosfato de sódio. As condições de operação do aparelho foram: desagregação em ultrassom, à rotação de 1100 RPM, por um

minuto; velocidade da bomba de 2750 RPM; e “obscuração” (parâmetro de concentração de sólidos) entre 10 e 20%.

4.4.2. *Separação de minerais leves e pesados*

A partir das análises granulométricas realizadas no difratômetro de laser, determinou-se que a moda dos diâmetros médios obtidos se situa na fração areia média, entre 1 e 2 phi, na escala de Wentworth-Krumbein. A partir deste resultado, e considerando que a maior massa e variedade de minerais pesados ocorre até um phi abaixo (mais fino) da moda granulométrica do quartzo, a classe granulométrica escolhida para a análise de minerais leves e pesados foi a areia fina, situada entre 2 a 3 phi.

A pré-preparação das amostras para a separação de minerais pesados começou pela elutriação por fluxo hidráulico ascendente. Posteriormente, as amostras foram peneiradas a seco, de modo a concentrar a classe granulométrica selecionada para o ensaio (areia fina). Os produtos de peneiramento correspondentes a essa classe foram então submetidos a separação quanto a densidade, por flutuação e afundamento em bromofórmio (CHBr_3 , $d \sim 2,83$), empregando-se álcool como solvente. O bromofórmio dissolvido em álcool foi recuperado periodicamente, através do processo de lavagem com água em frasco kitasato.

A fração de grãos afundados foi em seguida submetida à separação de minerais magnéticos. Para isso, ela foi espalhada sobre uma folha de papel liso e um ímã de mão, envolto em papel toalha, foi suavemente resvalado sobre os grãos; retirou-se o papel envoltório, espanando-o com pincel fino de cerda mole sobre a folha de papel com a amostra inicial e o ímã foi retirado de dentro do envoltório, recolhendo-se os grãos liberados numa outra folha de papel liso; a fração magnética foi arquivada e a não magnética encaminhada para os procedimentos subsequentes de confecção de lâminas de imersão.

As lâminas de grãos de minerais pesados foram confeccionadas em montagem permanente, utilizando-se bálsamo do Canadá natural como meio de imersão, pelo seguinte procedimento: após a limpeza das lâminas com álcool, anotou-se na parte fosca da lâmina o código da amostra; em um cadinho de porcelana, colocou-se quantidade adequada a ser utilizada de bálsamo do Canadá natural, aquecendo o cadinho sobre placa a 110°C ; gotejou-se o bálsamo ainda quente sobre a lâmina, espalhando-o com a ajuda de um bastão de vidro; colocou-se a amostra sobre o bálsamo; o material pesado restante foi arquivado para outras eventuais análises; colocou-se a lamínula sobre o bálsamo com os grãos imersos, manipulando-a como uma espátula, de modo a evitar assim a formação de bolhas; após o resfriamento, lâmina e lamínula foram esfregadas com algodão embebido em álcool, para retirada do excesso de bálsamo, e em água, para limpeza final.

4.4.3. Estudo de minerais pesados via óptica

As assembleias de minerais pesados de cada amostra foram quantificadas em valores percentuais, por contagem de no mínimo 200 grãos transparentes não micáceos, ao longo de faixas horizontais contínuas e completas, ao microscópio óptico de luz polarizada (petrográfico). A quantificação de opacos, semi-opacos (leucoxênio) e bioclastos foi realizada até a totalização de 100 grãos. Nas amostras MPD-01A, MPD-20A, MPD-24A e MPD-32A, não foi possível totalizar a contagem dos 200 grãos transparentes, devido a escassez de minerais pesados.

4.5. Tratamento gráfico-estatístico dos dados

A partir dos resultados de distribuição granulométrica em intervalos de 0,125 phi obtidos no equipamento *Malvern Mastersizer 2000*, foram calculadas quatro medidas estatísticas descritivas clássicas (diâmetro médio, desvio padrão, assimetria e curtose), pelo método analítico dos momentos de Pearson. Os resultados de diâmetro médio foram utilizados para classificar as amostras nominalmente segundo a escala de Wentworth (1922). Para análise de tendência de variação espacial de granulometria, utilizou-se o método de McLaren & Bowles (1985).

Testes estatísticos simples, como médias, desvios e correlações lineares (com a distância do longo do sistema) foram aplicados aos resultados granulométricos e de sensoriamento remoto, procurando estabelecer características de cada agrupamento de amostras. Resultados das medidas estatísticas foram lançados em diagramas de dispersão, em função da distância ao longo da praia. Retas de regressão e valores de coeficiente de correlação (r) e de determinação (R^2) entre variáveis granulométricas e distância foram obtidos com os softwares *Microsoft® Excel*, 2010. O critério estatístico utilizado para avaliar os resultados de r foi o nível de significância (α) ou erro I, para a rejeição de hipótese nula (aceitação da correlação), de acordo com o teste unicaudal de t de Student. O valor de α expressa a probabilidade de aceitar-se uma correlação não existente.

5. APRESENTAÇÃO E DISCUSSÃO DOS RESULTADOS

5.1. Morfologia da barreira arenosa de Massambaba

A barreira arenosa costeira de Massambaba subdivide-se em duas, uma interna, pleistocênica, e outra externa, holocênica, separadas por um sistema de pequenas lagunas e paleolagunas (menos de 800m de largura), conforme indicado pelos perfis topográficos transversais realizados por Muehe (2006), na Figura 6. Na porção leste, região de Figueira (perfil D na Figura 6), falta a barreira interna pleistocênica e, portanto, o pequeno sistema lagunar está ausente.

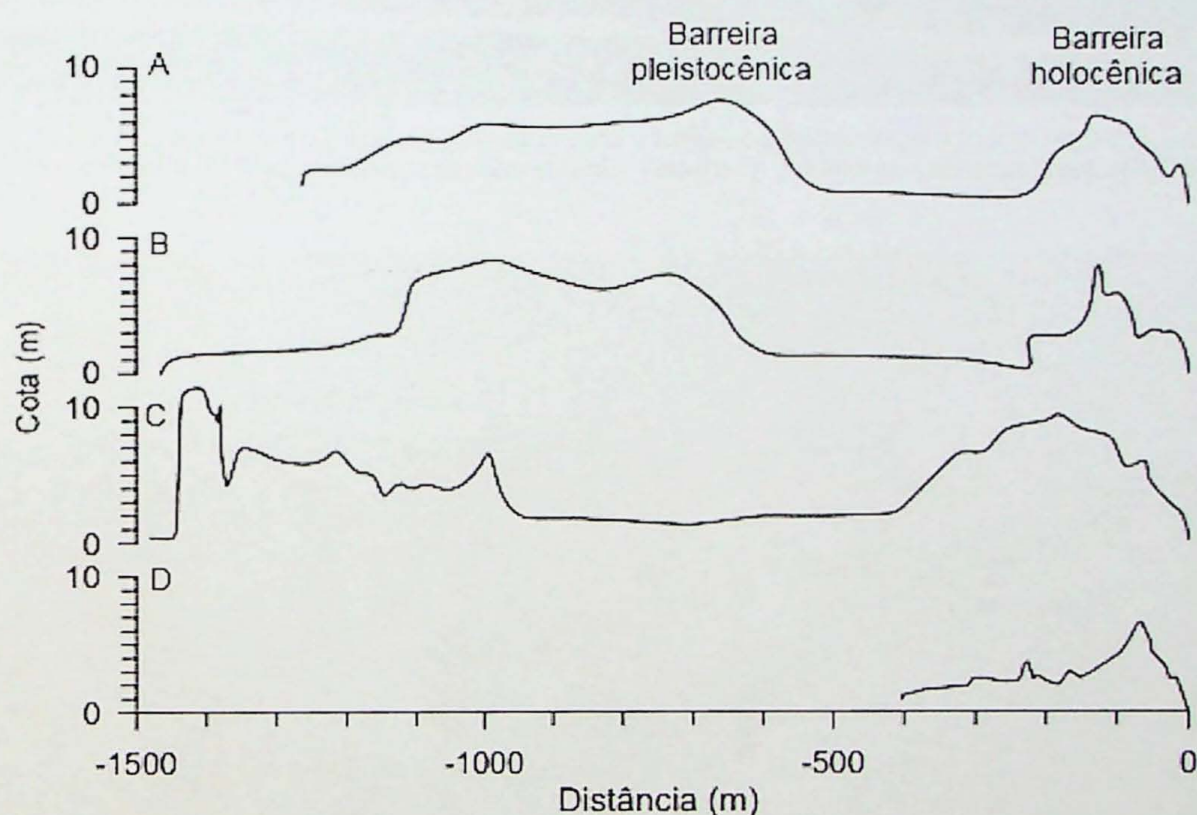
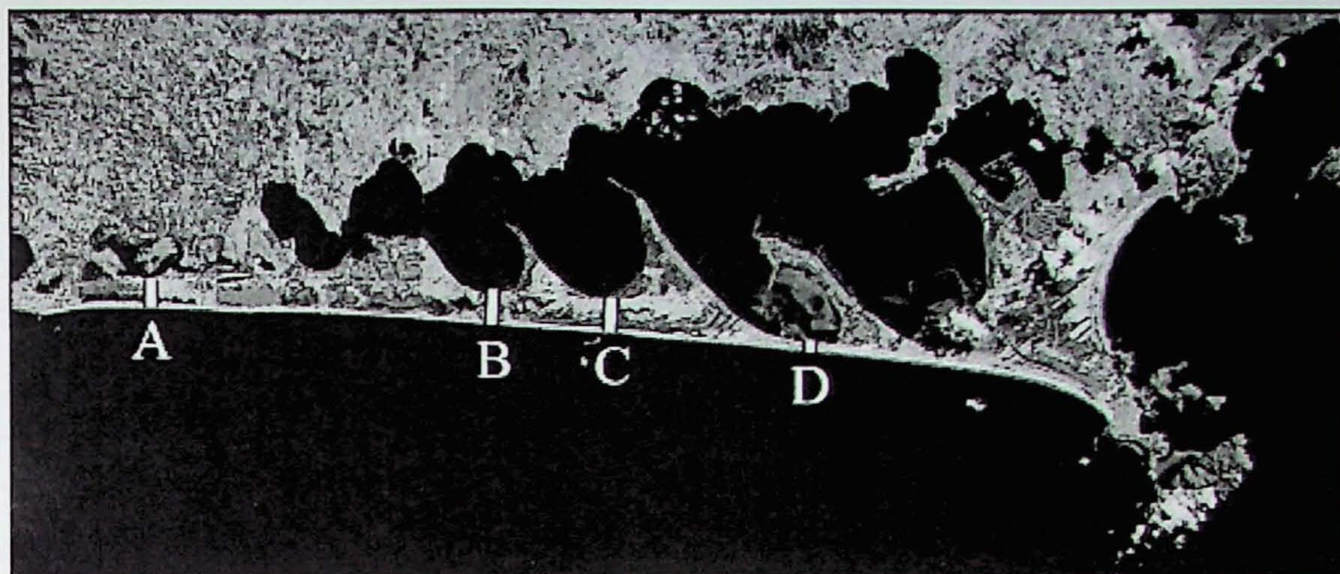


Figura 6: Seções topográficas ao longo da barreira de Massambaba, realizadas por Muehe (2006). Modificado de Dias e Kjerfve (2009).

Na metade oeste do sistema, essas lagunas correspondem a corpos de água rasos, semi-assoreados, formados atrás de leques de sobrelavagem (*washover fans*), como sugerido pela estratigrafia encontrada: camada lamosa de 25 cm de espessura em contato brusco sobre a areia. A margem norte destas lagunas faz contato, na forma de degrau de altura métrica, com terraços pleistocênicos da barreira interna (Figuras 7 e 8). O gradiente topográfico entre a barreira holocênica e a pleistocênica ajuda a manter as águas de sobrelavagem confinadas nas lagunas.



Figura 7: Imagem de satélite de laguna associada a leques de sobrelavagem (ponto MLS-03), próximo a Saquarema. Esta laguna separa a barreira externa, holocênica, da interna, pleistocênica (ponto MPR-06).

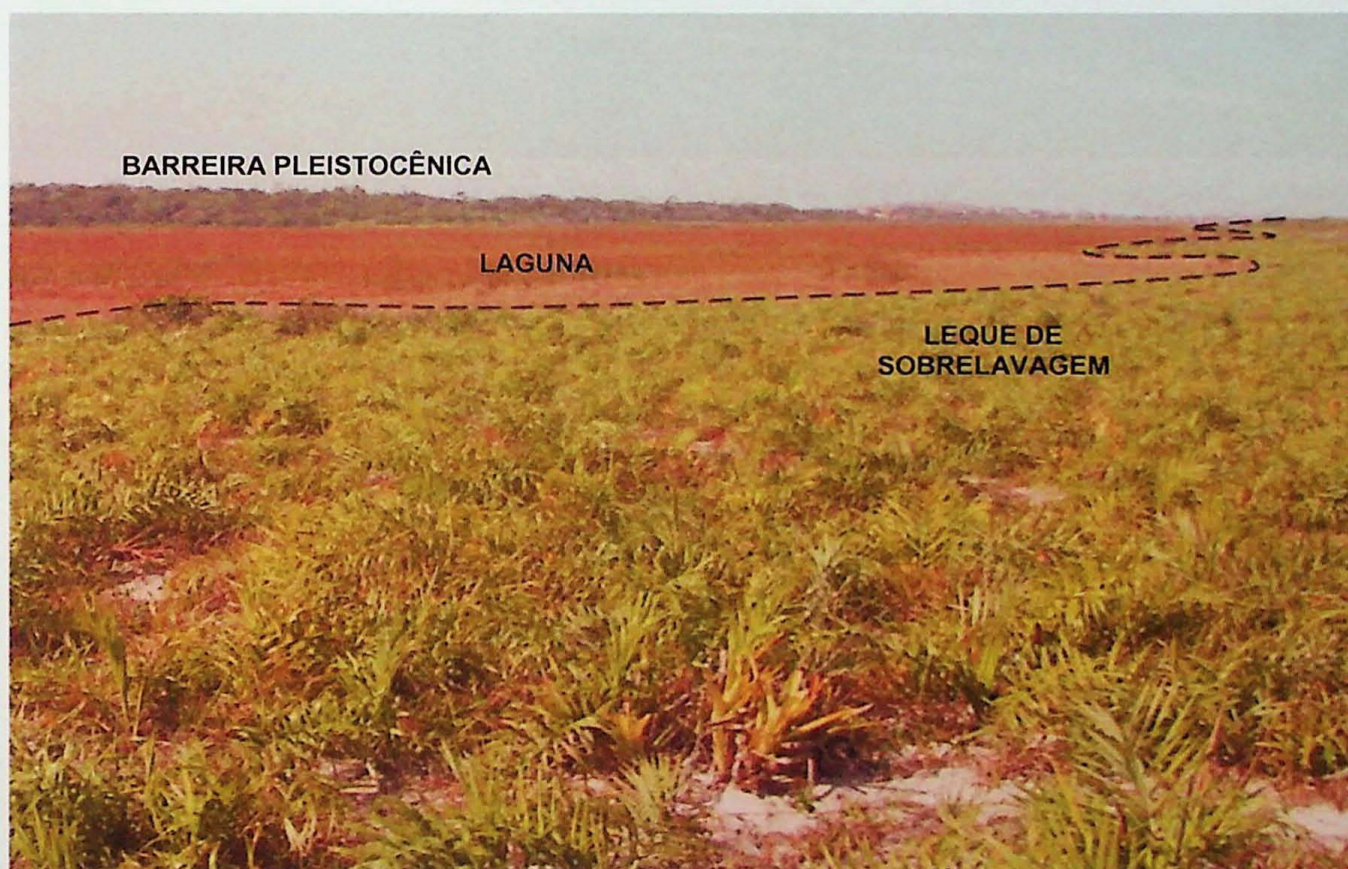


Figura 8: Contato entre depósitos de leques de sobrelavagem e a laguna, provavelmente alimentada pelas próprias águas de sobrelavagem, no ponto MLS-03. Notar barreira pleistocênica ao fundo.

No centro do sistema, ocorre um campo de dunas e paleodunas parabólicas com origem na laguna, rumo SW (Figuras 9 e 10). Essas dunas cobrem terraços de cordões regressivos pleistocênicos (Figura 9), na margem sul da laguna de Araruama. As dunas a oeste são mais novas que a leste, estendendo-se inclusive por cima das pequenas paleolagunas existentes entre as barreiras pleistocênica e holocênica.



Figura 9: Imagem de satélite das dunas parabólicas com origem na laguna de Araruama, avançando por sobre a parte central da barreira de Massambaba. Notar cordões regressivos pleistocênicos com orientação WNW.



Figura 10: Dunas parabólicas rumo SW (para o fundo da foto), no ponto MLD-07 (cuja localização é indicada na Figura 9).

A porção leste do sistema possui maior desenvolvimento de *blowouts* tanto de SW, quanto de NE (Figuras 11 a 17). Este maior desenvolvimento do sistema eólico a leste é favorecido pelo seu caráter de sotamar, portanto com maior estoque disponível ao vento. Os leques de sobrelavagem, que ocorrem praticamente ao longo de toda a barreira, aqui possuem uma característica peculiar, que é a associação com as interrupções dos cordões de dunas frontais pelos *blowouts* de SW. Muito provavelmente, o processo de sobrelavagem aproveita as depressões de deflação dos *blowouts* como conduto. Com isso, as águas de sobrelavagem espalham-se em meio a depósitos arenosos eólicos de lobos de *blowout*, e são por eles rapidamente absorvidas, sem a formação das lagunas observadas a oeste. Estas areias dos leques de sobrelavagem, mais secas ao interior do que junto à praia, são então retrabalhadas pelo vento de NE, o que gera as dunas parabólicas reversas características desta parte leste da barreira (Figuras 13 a 17). A presença destas dunas reversas deve-se portanto a dois fatores: o maior suprimento sedimentar eólico a leste, com presença de *blowouts* de SW e consequente formação de depósitos de sobrelavagem secos; e a ausência da barreira pleistocênica, cujo efeito a oeste é confinar as águas de sobrelavagem e obstruir a ação, próximo à praia, dos ventos de NE.



Figura 11: Lobo de *blowout* ativo rumo NE sobre paleodunas, no ponto MLD-25, extremo leste da barreira, junto à zona urbana de Arraial do Cabo.



Figura 12: Lobo deposicional de *blowout* ativo no ponto MLD-25, com frente de avanço muito íngreme para NE.



Figura 13: Conduto de leque de sobrelavagem próximo ao ponto MPD-31. Ao longo do conduto, entre os pontos MPA-01 e MPA-07, observam-se *blowouts* voltados para SW, retrabalhando as areias de sobrelavagem.



Figura 14: *Blowouts* rumo SW retrabalhando depósitos de sobrelavagem, ao longo do perfil MPA-01 a MPA-07. Notar crista de lobo, em primeiro plano, e paredes alongadas, próximas à praia, ao fundo.



Figura 15: Imagem de satélite da metade leste da praia e barreira costeira holocênica, entre os quilômetros 36 e 37, com dunas eólicas parabólicas ativas, voltadas para o mar, formadas pelo vento de NE, e para a laguna, formadas pelo vento de SW (próximas aos pontos 36 e 37).



Figura 16: Barreira holocênica, a meia distância entre a praia e a laguna de Araruama, em Monte Alto.



Figura 17: Duna parabólica rumo SW (tracejado), com *blowout* reverso superimposto.

Por último, observa-se uma série de pontais de areia, adentrando a laguna de Araruama e cuja formação pode ser atribuída à subdivisão da laguna em corpos semicirculares, conforme modelo de Zenkovitch (1967). Estes pontais são holocênicos, em

contato com os terraços pleistocênicos, com os quais formam um degrau nítido na paisagem (Figuras 18 e 19).



Figura 18: Pontais de areia formados segundo o modelo de Zenkovitch (1967), adentrando a laguna de Araruama.



Figura 19: Contato entre terraço pleistocênico e terreno paleolagunar holocênico, correspondente a "pontal de Zenkovitch", em Sabiá.

5.2. Morfologia e morfodinâmica do sistema praia-duna frontal

5.2.1. Dados de sensoriamento remoto

A largura da praia foi medida com base nas imagens de satélite do *software Google Earth* e ortofotos (Quadro IV e Figura 20), nas mesmas coordenadas dos pontos obtidos em campo. Em fevereiro de 2010 e nas ortofotos de 2005, são observadas as maiores larguras de praia, com média de 66 m, entre o extremo oeste e o quilômetro 36. A partir do ponto 38 até o extremo leste do sistema, a largura da praia chega a variar mais de 50 m entre um ponto a outro. Em 2012, a largura tende a diminuir para E.

A grande variabilidade de largura na metade leste da barreira relaciona-se ao fato de que aí ela passa a ser influenciada pela ocorrência dos *blowouts* rumo ao continente. Desse modo, sua variação nesse trecho reflete não somente a morfodinâmica inerente ao perfil subaquoso do sistema, isto é, ligada a arrebentação e espraiamento, mas também a ação do vento sobre os sedimentos e sobre a vegetação pioneira que caracteriza a linha de costa.

Quadro IV: Larguras de praia média, máxima e mínima, medidas por sensoriamento remoto.

Imagem	Largura média (m)	Largura máxima (m)	Largura mínima (m)
Ortofotos de 2005	64,1	100,0	34,9
Imagem de satélite de 23/02/2010	68,0	109,0	49,0
Imagem de satélite de 06/08/2012	36,1	67,1	12,6

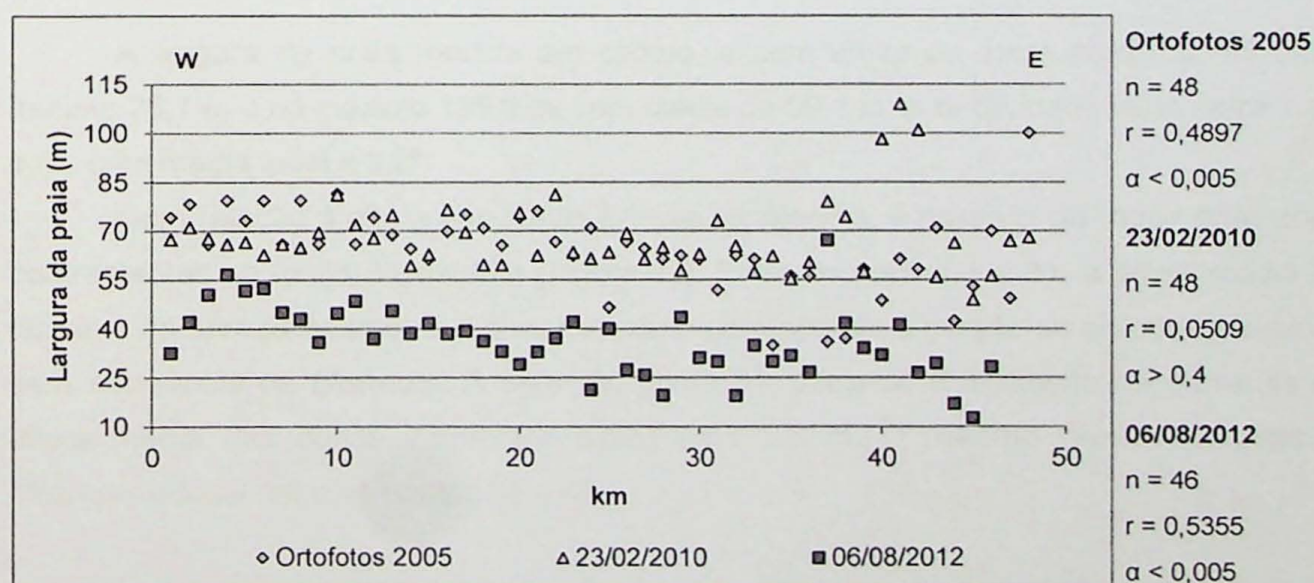


Figura 20: Variação da largura da praia de Massambaba, medida em fotos aéreas e imagens de satélite, em diferentes datas.

A distância de arrebentação, medida nas imagens de satélite, variou entre 12,2 m e 264,0 m (Quadro V). Ela cresce de W para E (Figura 21), o que é sugestivo de aumento da dissipatividade nesse rumo.

Quadro V: Larguras de arrebenção média, máxima e mínima medidas por sensoriamento remoto.

Imagem	Largura média (m)	Largura máxima (m)	Largura mínima (m)
Ortofotos de 2005	96,3	256,1	19,0
Imagem de satélite de 23/02/2010	51,5	107,0	12,2
Imagem de satélite de 06/08/2012	125,3	264,0	49,5

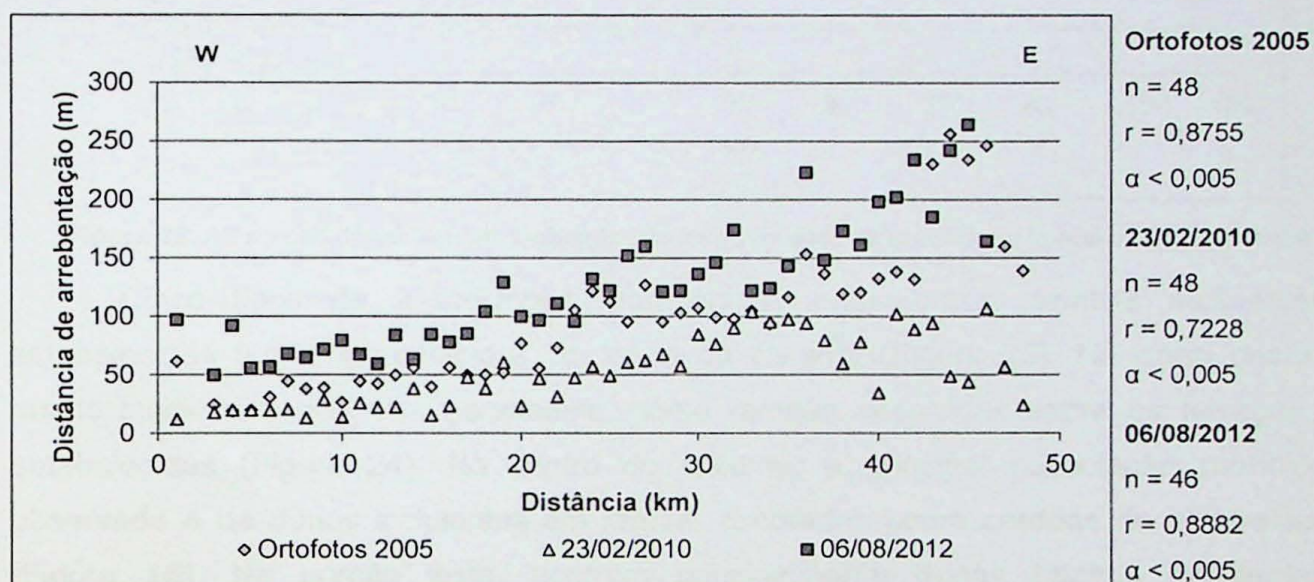


Figura 21: Variação da distância de arrebenção da praia de Massambaba, medida em fotos aéreas e imagens de satélite, em diferentes datas.

5.2.2. Dados de campo

A largura da praia medida em campo, e com efeito de maré corrigido, foi de no mínimo 25,1 m e no máximo 125,0 m, com média de 59,1 m. A declividade varia entre 1,1° e 8,5°, com média igual a 3,2°.

Com relação à altura das dunas frontais incipientes, é possível distinguir duas zonas contrastantes ao longo do sistema (Figura 22). Entre os pontos 1 e 31, a altura média das dunas é de aproximadamente 1,5 m; esta zona corresponde à porção do sistema praia-duna sem ocorrência de *blowouts*. A partir do ponto 31, inicia-se a formação de *blowouts* e a altura média das dunas incipientes passa para 2,6 m. O máximo desenvolvimento de *blowouts* ocorre entre os pontos 35 e 46.

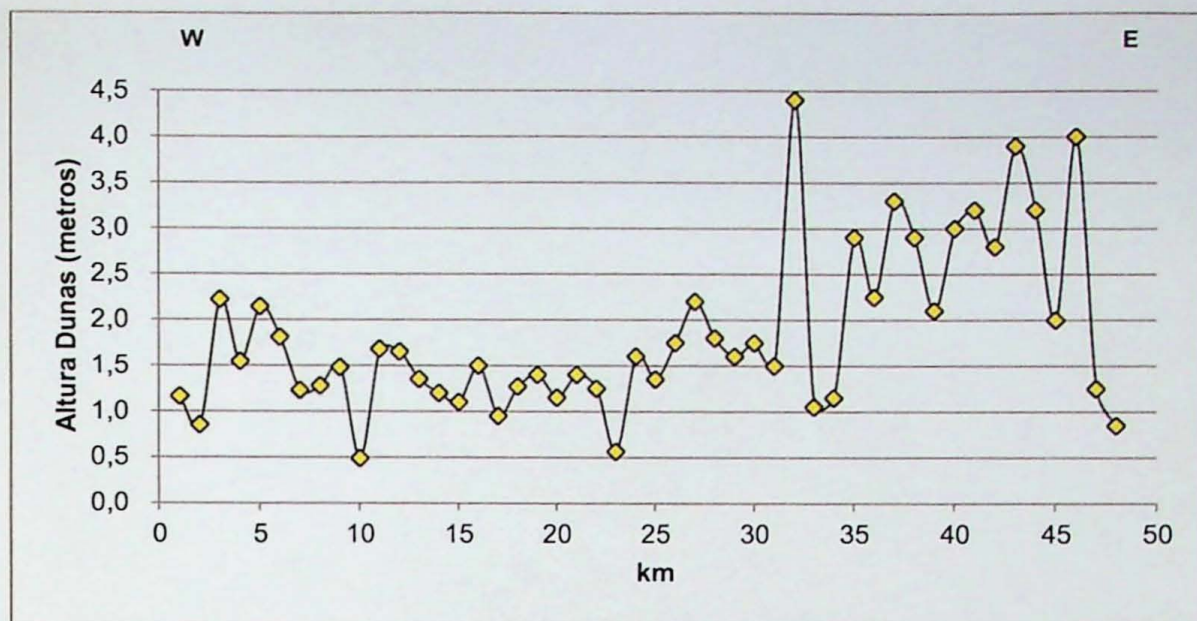


Figura 22: Altura das dunas frontais incipientes ao longo do sistema praia-duna frontal de Massambaba.

Cinco tipos de associações morfológicas entre dunas frontais incipientes e estabelecidas foram reconhecidos ao longo do sistema (Figura 23). Na parte oeste, as dunas incipientes ocorrem, geralmente, como rampas ancoradas sobre os terraços das estabelecidas (Figura 24). No centro do sistema, a principal associação morfológica observada é de dunas incipientes em rampa, ancoradas sobre cordões de estabelecidas (Figura 25). Na porção leste, ocorrem principalmente dunas frontais incipientes e estabelecidas em forma de cordão (Figura 26). Estes cordões são frequentemente assimétricos e descontínuos devido à ocorrência de *blowouts* (Figura 27). As duas outras associações, dunas frontais incipientes em terraço com dunas estabelecidas em cordões e dunas incipientes em cordões com estabelecidas em terraço, possuem ocorrência subordinada, restrita à metade oeste do sistema.

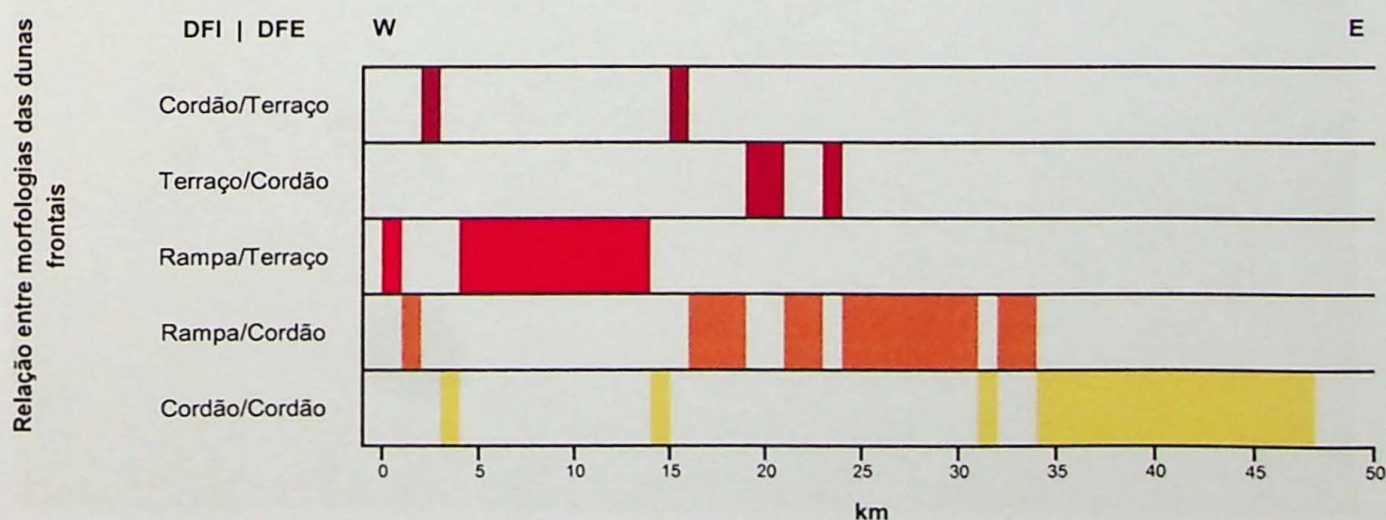


Figura 23: Distribuição ao longo da praia das associações morfológicas entre dunas frontais incipientes (DFI) e estabelecidas (DFE), encontradas na barreira de Massambaba.



Figura 24: Duna incipiente em rampa sobre terraço da estabelecida, no ponto MPD-14.



Figura 25: Duna incipiente em rampa sobre cordão da estabelecida, no ponto MPD-31.



Figura 26: Duna incipiente em cordão, no ponto MPD-35, com duna estabelecida em cordão ao fundo.



Figura 27: *Blowout* interrompendo cordão da duna frontal incipiente, no ponto MPD-40. As paredes dos *blowouts* possuem direção NE, oblíquas à praia.

Durante o levantamento dos perfis topográficos, observou-se a ocorrência de cúspides e berma em toda extensão da praia. Falésias esculpidas na berma ou bermas duplas encontram-se em determinados pontos, sendo que as falésias se tornam mais

frequentes na parte leste. Qualitativamente, o estágio morfodinâmico praiar foi descrito como intermediário a reflexivo, no lado oeste, passando para intermediário a dissipativo, a leste. Uma síntese da morfologia e morfodinâmica do sistema praia-duna é apresentada na Figura 28 e a representação esquemática das três associações morfológicas mais comuns é apresentada na Figura 29.

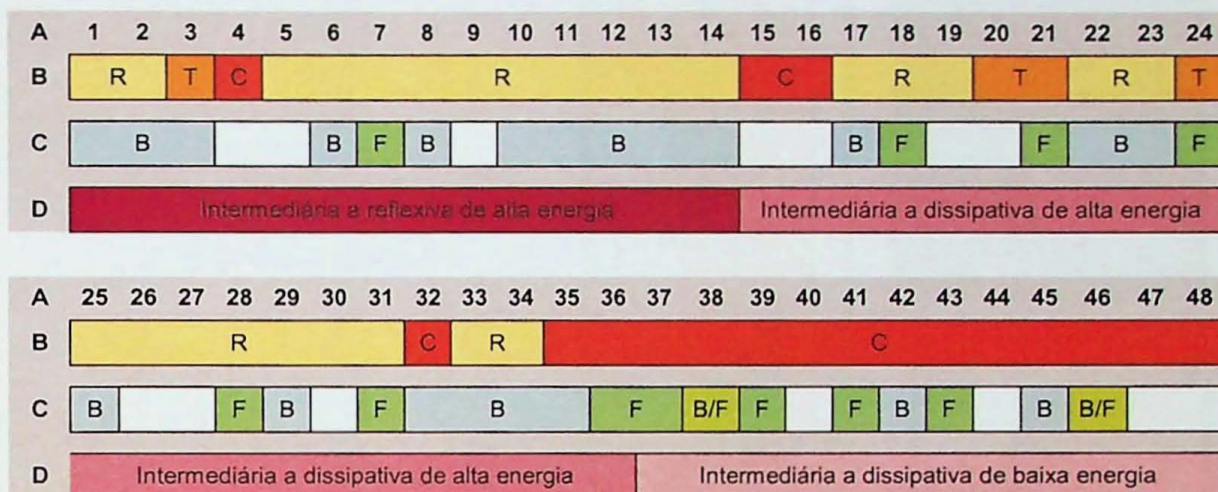


Figura 28: Gráfico de retas de ocorrência ilustrando síntese da morfodinâmica e morfologia do sistema praia-duna. **A** – pontos ao longo do sistema, em ordem crescente de W para E; **B** – morfologia da DFI: R – rampa, T – terraço e C – cordão; **C** – ocorrência de berma dupla (B) ou de falésias (F); **D** – morfodinâmica praiar interpretada em campo.

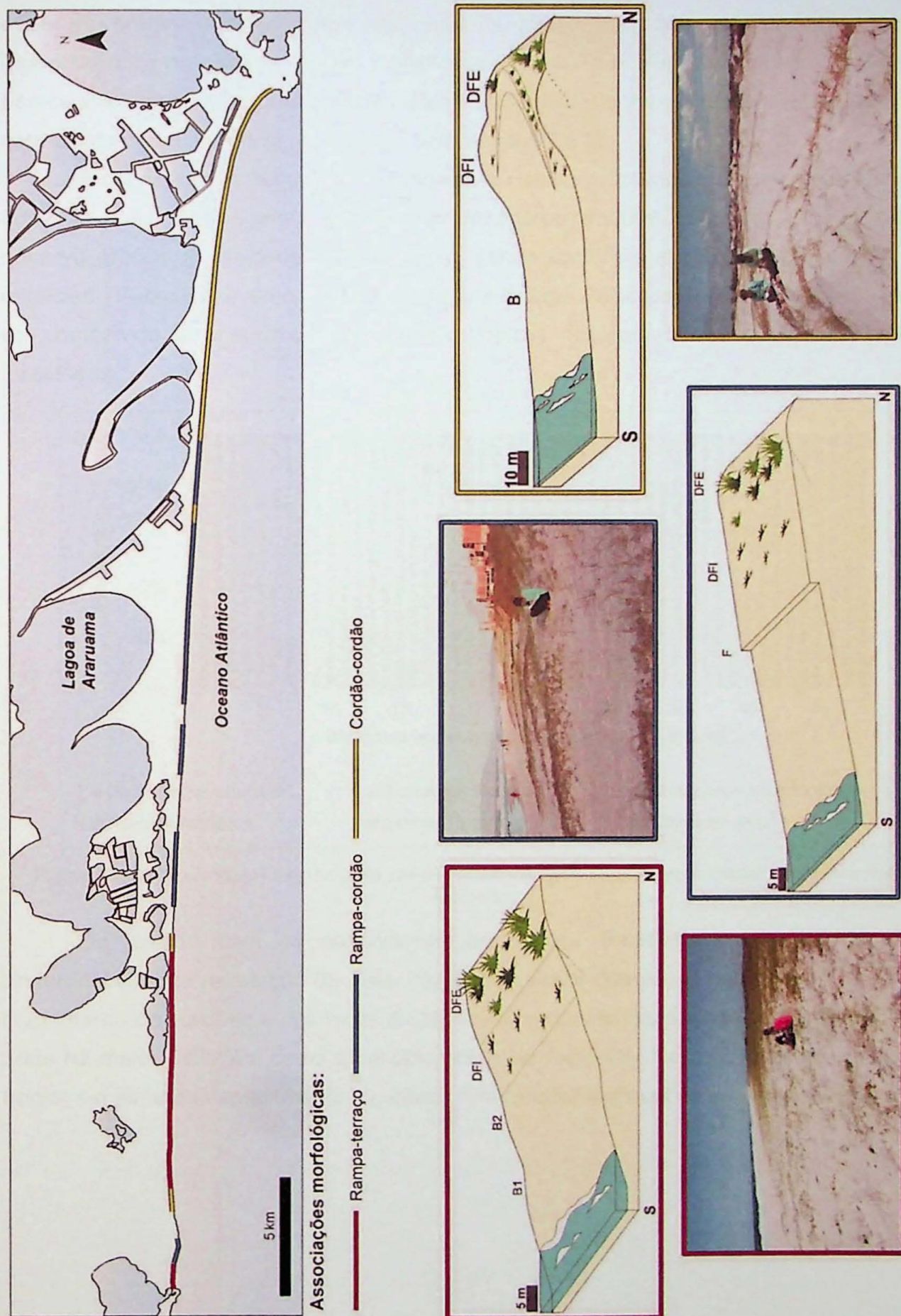


Figura 29: Representação esquemática das três associações morfológicas mais comuns do sistema praia-duna frontal de Massambaba. B: berma; DFI: duna frontal incipiente; DFE: duna frontal estabelecida e F: falésia.

5.3. Variação fitoecológica

O intuito da caracterização da cobertura vegetal foi verificar possíveis mudanças nas espécies dominantes ao longo da praia, eventualmente correlatas a alterações na morfodinâmica do sistema. Foram identificadas as espécies: *Panicum racemosum*, *Ipomea pes-caprae*, *Blutaparon portulacoides*, *Remiria marítima*, *Ipomea litoralis* e *Oxypetalum sp.*, esta última com ocorrência restrita aos quilômetros 37 e 38.

A espécie mais frequente e abundante é *Panicum racemosum*, que perfaz em média 60% da cobertura vegetal, seguida por *Blutaparon portulacoides* (Figura 30). Não se observa grande diversidade ponto a ponto, sendo comum a associação de apenas duas espécies (*Panicum racemosum* e *Ipomea pes-caprae* / *Blutaparon portulacoides*), mesmo em porções do sistema com intervenções antrópicas, que poderiam vir a introduzir espécies forasteiras.

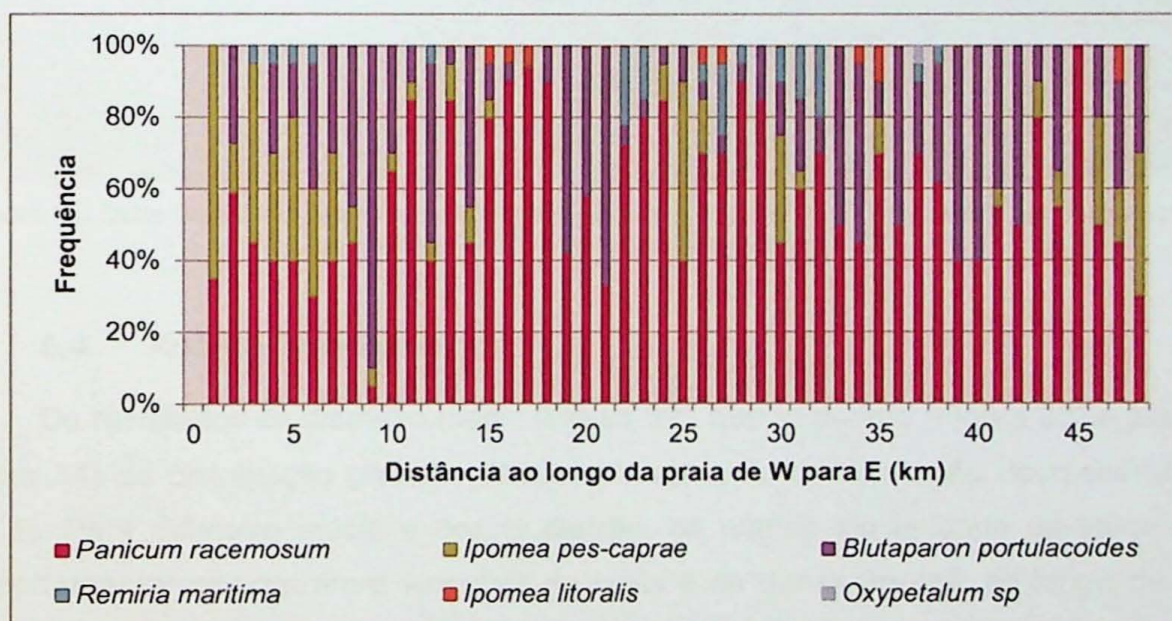


Figura 30: Distribuição ao longo da praia das diferentes espécies vegetais encontradas nas dunas frontais incipientes.

De acordo com as observações de campo, *Panicum racemosum* localiza-se preferencialmente na porção da duna frontal com maior deposição de sedimento, como no lado interno de cordões e nos lobos de *blowouts*, enquanto *Blutaparon portulacoides* ocorre onde há maior deflação, como montículos de areia residuais, isolados, entre o pé da duna frontal e a zona de espraçamento ou, ainda, nas paredes internas de *blowouts* (Figura 31).



Figura 31: Duna frontal incipiente em cordão assimétrico no ponto MPD-35, com evidências de zoneamento vegetal de acordo com a relação deposição/erosão.

5.4. Análise granulométrica

Os resultados de diâmetro médio (Figura 32), desvio padrão (Figura 33) e assimetria (Figura 34) da distribuição granulométrica mostram grau de dispersão decrescente de W para E. Para diâmetro médio e desvio padrão, há grande similaridade de valores e de comportamento espacial entre amostras de praia e de dunas frontais ao longo de todo o sistema. Já para a assimetria, esta similaridade só se observa na metade leste.

Com relação aos resultados de diâmetro médio (Figura 32), a tendência geral é de aumento do valor em phi (afinamento) para E. O diâmetro médio mais grosso na porção oeste condiz com o esperado em vista da morfodinâmica praial mais reflexiva observada em campo para o mesmo trecho, já que, mantidas as demais variáveis, praias reflexivas são favorecidas por areias mais grossas, e praias dissipativas, como as da porção leste, por areias mais finas. Apesar da tendência geral de afinamento para E, é possível separar os resultados em dois trechos com comportamentos distintos. O trecho entre os pontos 1 e 26 possui maior dispersão de valores e coeficiente de correlação menor em comparação com o trecho restante a leste (entre os pontos 27 e 48).

Quanto ao desvio padrão (Figura 33), que é indicador inverso do grau de seleção granulométrica, observa-se diminuição de W para E (de cerca de 0,7 para 0,4 phi) na metade oeste do sistema praia-duna, com estabilização em torno de 0,35 phi na metade leste, a partir do km 27.

Nos resultados de assimetria (Figura 34) da metade oeste, as tendências de variação são mais nítidas nas amostras de espraimento de que nas de dunas frontais. Estas tendências são de diminuição de W para E, entre 0 e 26 km de distância. A partir daí, a assimetria estabiliza-se em torno de 0,0 tanto nas amostras de praia como nas de dunas.

Em análise combinada das estatísticas da distribuição granulométrica relacionadas aos três primeiros momentos, a tendência de afinamento do diâmetro médio (aumento do valor em phi – Figura 32) encontrada rumo E ao longo de todo o sistema praia-duna é acompanhada, entre 0 e 26 km, por redução dos valores absolutos de desvio padrão e assimetria na zona de espraimento (Figuras 33 e 34). Já na metade leste do sistema, desvio padrão e assimetria se estabilizam. O padrão mais fino, melhor selecionado e mais negativo encontrado rumo E até o km 26 coincide com um dos dois considerados por McLaren & Bowles (1985) como indicativos de transporte sedimentar seletivo, o que permite interpretar deriva litorânea longitudinal resultante para E, pelo menos nesse trecho.

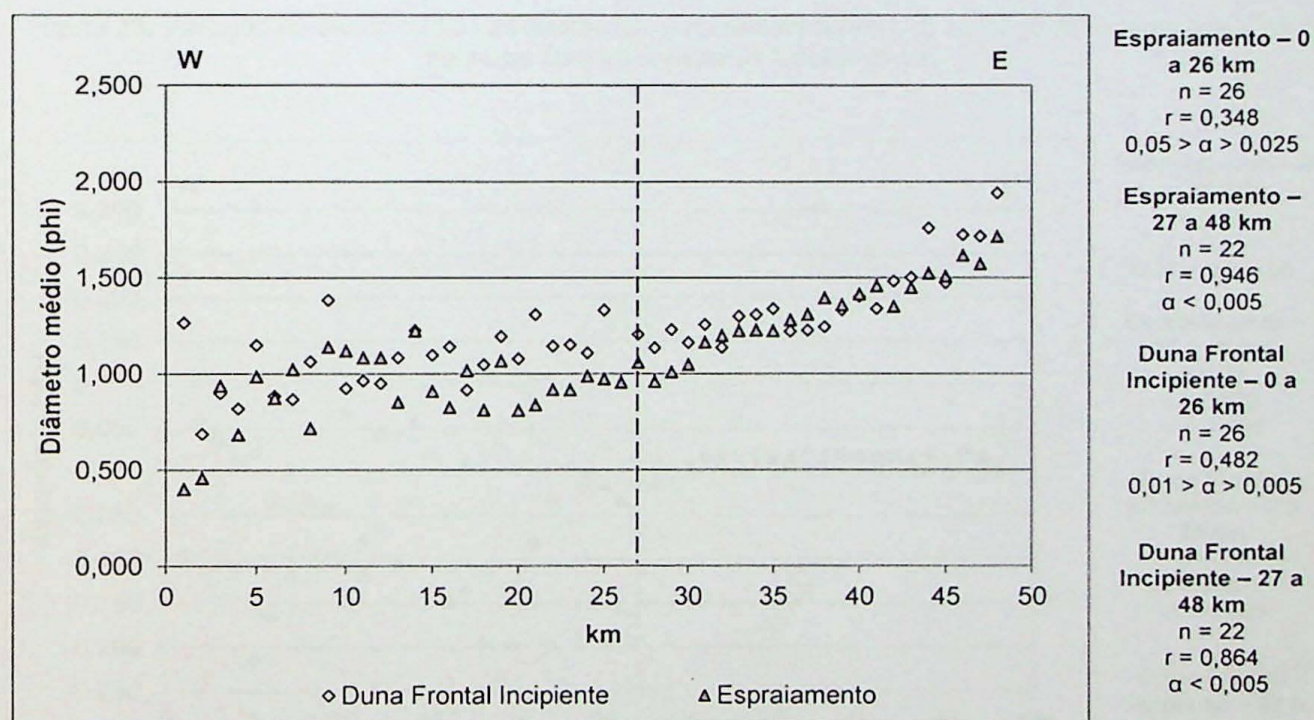


Figura 32: Variação do diâmetro médio da distribuição granulométrica (em phi) ao longo do sistema praia - duna frontal da barreira arenosa de Massambaba.

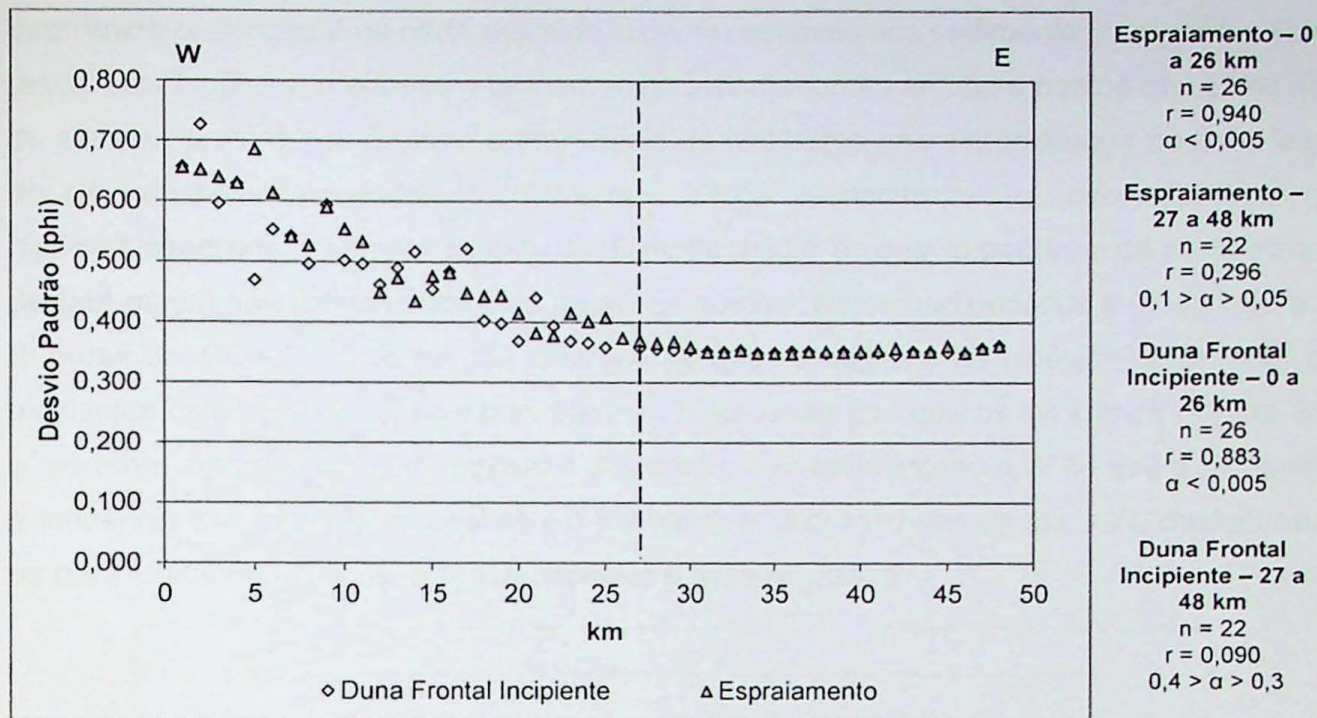


Figura 33: Variação do desvio padrão da distribuição granulométrica (em phi) ao longo do sistema praia - duna frontal da barreira arenosa de Massambaba.

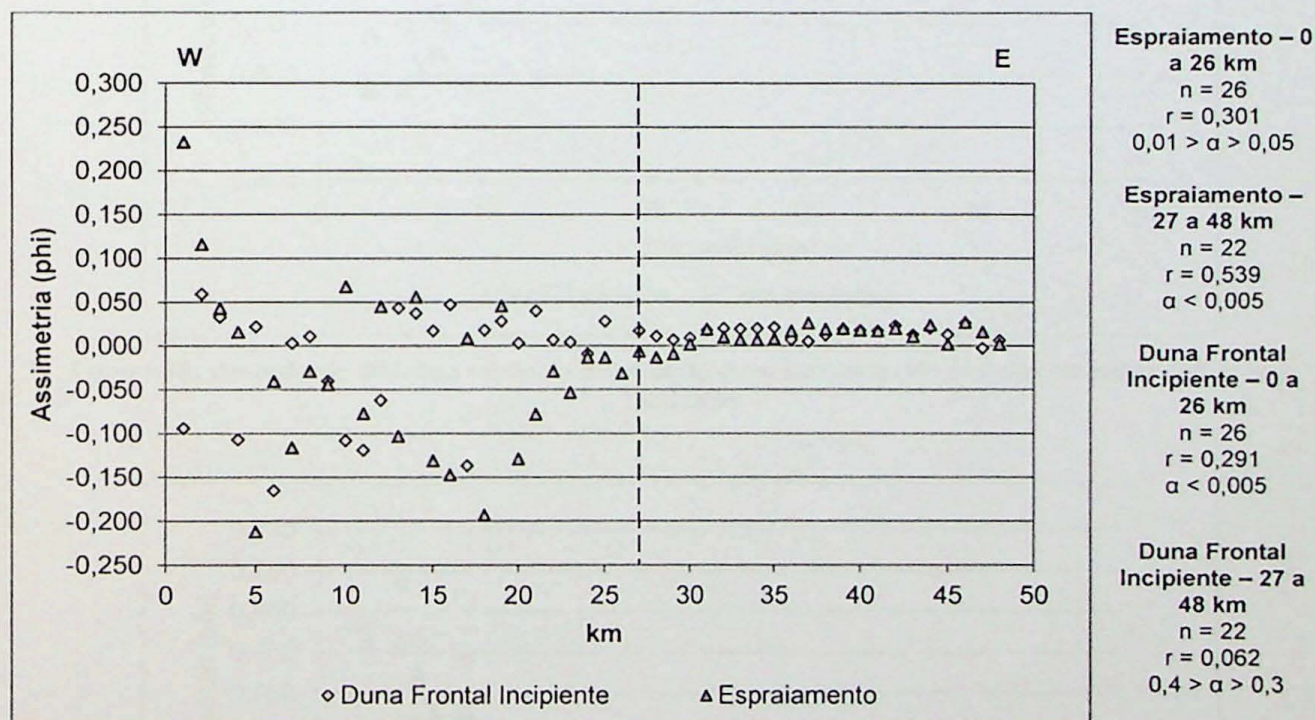


Figura 34: Variação da assimetria da distribuição granulométrica ao longo do sistema praia - duna frontal da barreira arenosa de Massambaba.

A questão a ser colocada na discussão das tendências de variação espacial encontrada ao longo do sistema praia-duna estudado é: por que desvio padrão e assimetria estabilizam na metade leste, a despeito da manutenção, nesse trecho, da tendência de afinamento da granulometria para E?

Para tentar responder a esta questão, duas hipóteses foram levantadas. A primeira hipótese foi a de que o comportamento das estatísticas descritivas seria influenciado pela ocorrência de bioclastos carbonáticos (com diâmetro médio supostamente mais grosso e

ocorrência preferencial na parte oeste do sistema) em meio aos sedimentos terrígenos. Para testar esta hipótese, mediu-se o teor em massa de carbonato em doze pontos dos extremos do sistema praia-duna. Embora o teor médio de bioclastos nas extremidades oeste e leste do sistema sejam parecidos (0,76% versus 0,82%, respectivamente), diferentemente da hipótese aventada, o comportamento do diâmetro médio, do desvio padrão e da assimetria é de fato muito mais influenciado pela presença dos bioclastos carbonáticos a W do que a E (Figuras 35, 36 e 37). Porém, ao contrário do que se cogitara na hipótese levantada, os bioclastos carbonáticos apresentam diâmetro médio mais fino que os terrígenos (Figura 35) e, portanto, não servem para explicar o diâmetro médio mais grosso a W do que a E. Assim, a influência dos bioclastos consiste em aumentar a dispersão dos dados a W, deslocando-os para valores mais finos, pior selecionados e mais negativos.

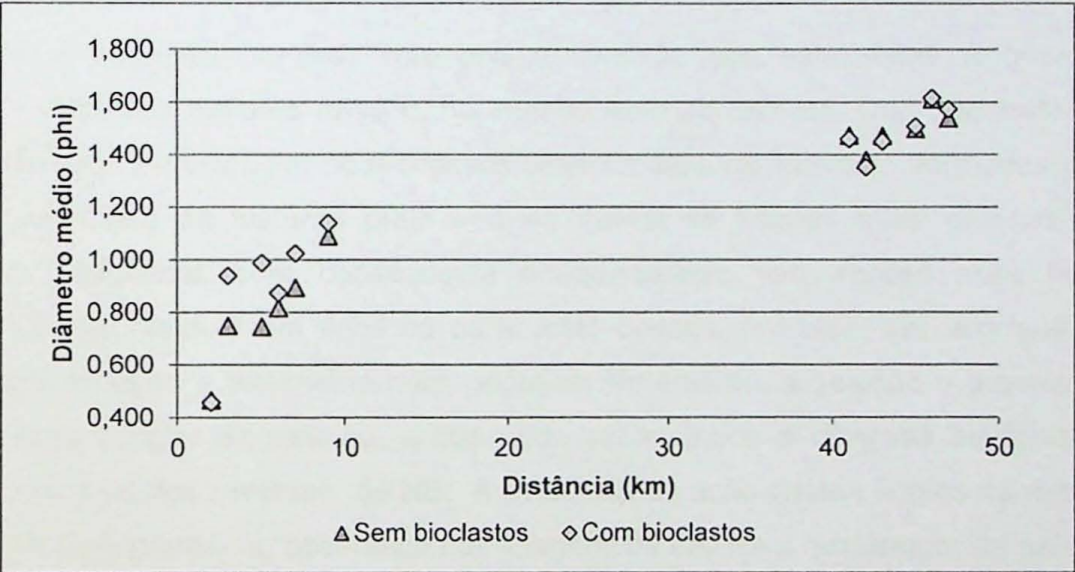


Figura 35: Variação do diâmetro médio da distribuição granulométrica (em phi) nas amostras com e sem bioclastos.

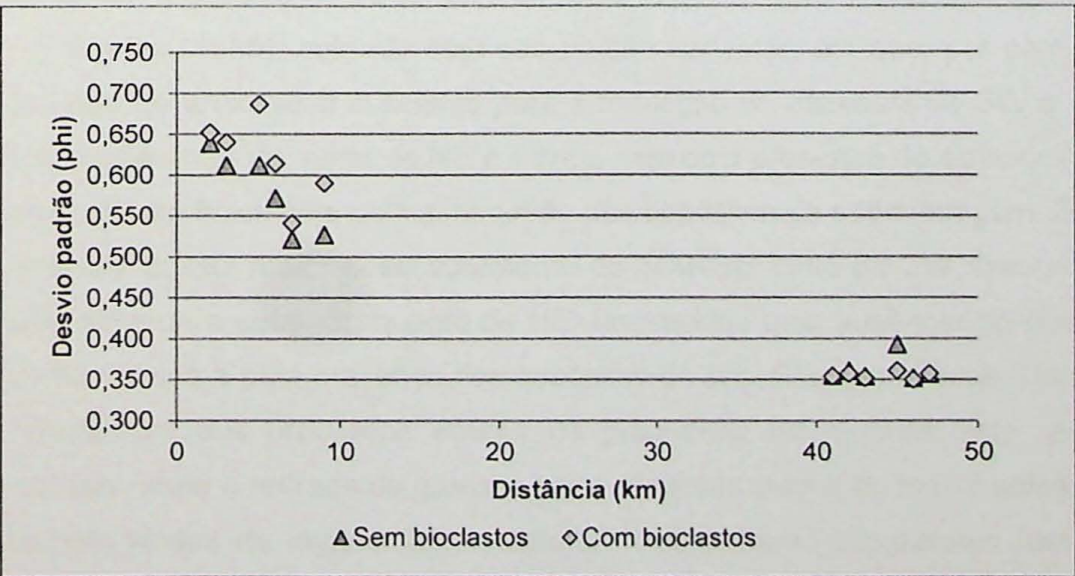


Figura 36: Variação do desvio padrão da distribuição granulométrica (em phi) nas amostras com e sem bioclastos.

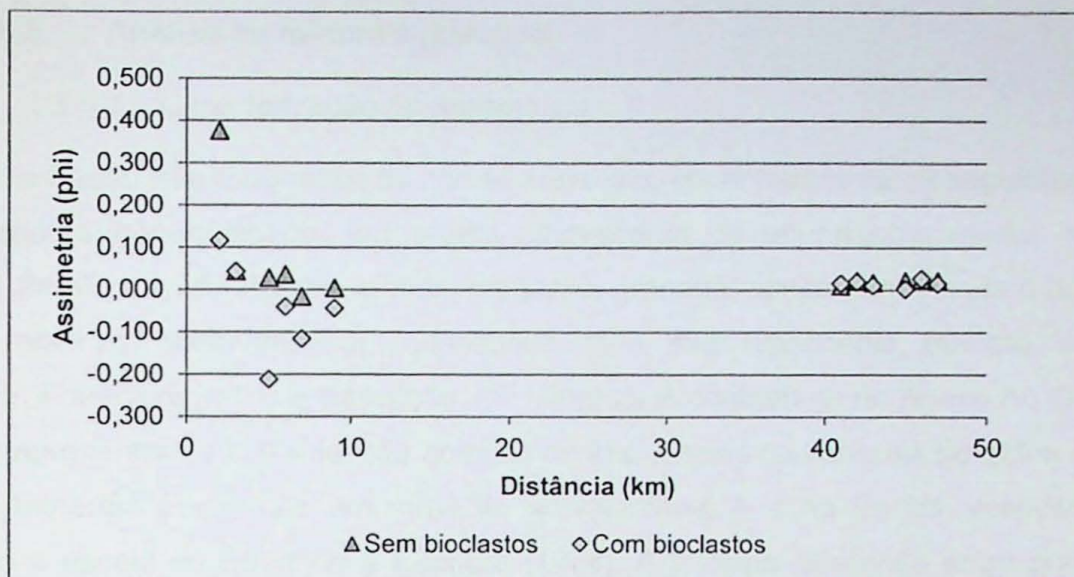


Figura 37: Variação da assimetria da distribuição granulométrica (em phi) nas amostras com e sem bioclastos.

Já a segunda hipótese relaciona a variação das estatísticas à ocorrência de *blowouts*, cada vez maiores rumo E, na metade leste do sistema. Como se trata de feição eólica com forte participação de processos deflacionares, os *blowouts*, formados pelo vento de SW retirariam do sistema praia – duna frontal as frações mais grossas, que são dificilmente repostas, com consequente enriquecimento nas frações mais finas. Este enriquecimento residual em finos na parte leste deveria, em tese, ser acompanhado por melhora de seleção e assimetria mais negativa. No entanto, a seleção e a assimetria não variam nesta porção do sistema, o que pode ser atribuído à chegada adicional de finos trazidos pelos ventos reversos, de NE. A evidência da ação destes ventos na metade leste do sistema é a ocorrência, observada nas imagens de satélite e em campo, de paleodunas e de dunas ativas com barlavento na laguna e sotavento voltado para o mar (conforme item 5.1 e figuras 13 a 17).

Em suma, a metade oeste do sistema praia-duna, em que se verifica o padrão A de McLaren & Bowles (1985), coincide com sua porção barlamar, em que, por consequência, não há estoque de areia seca suficiente para a formação de *blowouts* de SW e em que a contribuição sedimentar do vento de NE é ínfima, seja pela presença do obstáculo exercido pela barreira pleistocênica seja pela submersão dos depósitos de sobrelavagem. E a porção leste do sistema possui maior desenvolvimento de *blowouts* tanto de SW, favorecidos pelo aumento de estoque a sotamar, quanto de NE, favorecidos pela ausência do obstáculo da barreira pleistocênica e pela presença dos depósitos de sobrelavagem secos. Desse modo, o efeito diferencial dos processos eólicos na praia-duna na metade leste, em termos granulométricos, seria a retirada de grossos pelos *blowouts* vindos do mar e adição de finos pelos *blowouts* vindos da laguna. Isto resultaria no afinamento progressivo rumo E, sem mudança significativa no desvio padrão e na assimetria neste trecho.

5.5. Análise de minerais pesados

5.5.1. Caracterização da assembleia

Na fração não magnética da classe areia fina, encontraram-se os seguintes minerais transparentes não-micáceos, em ordem decrescente de abundância média: sillimanita, zircão, turmalina, rutilo, titanita, cianita, monazita, granada, apatita, andalusita e hornblenda. Outros minerais, observados em quantidade traço, são: hiperstênio, epídoto, coríndon e espinélio. Fotomicrografias e descrição dos minerais encontram-se no Anexo IV. Os quadros VI e VII apresentam a classificação nominal de frequências de minerais pesados terrígenos (exceto minerais traço) nas amostras de espraimento e duna frontal, respectivamente, segundo a escala de Coutinho e Coimbra (1974). A principal diferença entre praia e duna frontal, observada através da comparação destes quadros, é a maior presença nos sedimentos eólicos de rutilo e monazita, dois minerais “pesados pesados” (densidade acima de 4,0) e de equivalente hidráulico relativamente altos, em detrimento de cianita, “pesado leve” (densidade inferior a 3,4). Este fato pode ser explicado pelo diâmetro médio mais grosso dos grãos na zona de espraimento em comparação com as dunas (Figura 32). Como os minerais pesados de mais elevada densidade concentram-se preferencialmente, por questão de equivalente hidráulico, nas frações mais finas do sedimento, as areias de dunas apresentam enriquecimento em monazita e rutilo.

Quadro VI: Classificação nominal para as frequências de minerais pesados na zona de espraimento de Massambaba.

	SIL	ZIR	TUR	RUT	TIT	CIA	MON	GRD	APA	AND	HLB
Predominante	✓										
Abundante											
Comum		✓	✓								
Escasso				✓	✓	✓		✓			
Raro							✓		✓	✓	✓

Quadro VII: Classificação nominal para as frequências de minerais pesados nas dunas frontais incipientes de Massambaba.

	SIL	ZIR	TUR	RUT	TIT	CIA	MON	GRD	APA	AND	HLB
Predominante	✓										
Abundante											
Comum		✓	✓	✓							
Escasso					✓		✓	✓			
Raro						✓			✓	✓	✓

| Predominante: > 50% | Abundante: 20% a 50% | Comum: 5% a 20% | Escasso: 2% a 5% | Raro: < 2% |
 Abreviações: SIL – sillimanita; ZIR – zircão; TUR – turmalina; RUT – rutilo; TIT – titanita; CIA – cianita; MON – monazita; GRD – granada; APA – apatita; AND – andalusita e HLB – hornblenda.

5.5.2. Variação espacial dos minerais e índices mineralógicos

Os gráficos de porcentagem individual dos minerais pesados transparentes não-micáceos, encontram-se nas figuras 38 e 39. Nas amostras da duna frontal incipiente (Figura 39), observa-se, grosso modo, tendência para aumento rumo leste na quantidade de

sillimanita e turmalina, minerais “pesados leves” em detrimento do zircão, mineral “pesado pesado”. Este padrão é indicativo de transporte rumo E, neste caso talvez uma combinação de deriva litorânea longitudinal com transporte pelo vento *onshore* de SW. O ponto MPD-01B, que se encontra no extremo oeste, próximo a uma das desembocaduras da Lagoa de Saquarema, é exceção importante para a tendência.

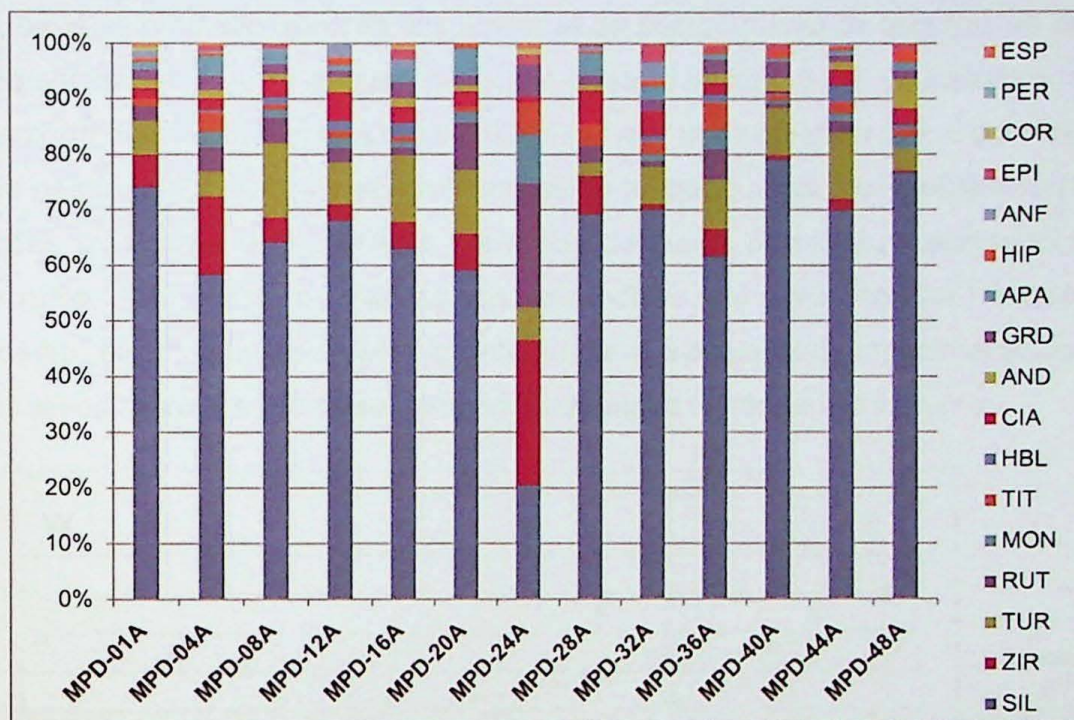


Figura 38: Porcentagem total dos minerais pesados transparentes não-micáceos nas amostras de espraçamento, de W (MPD-01) para E (MPD-48).

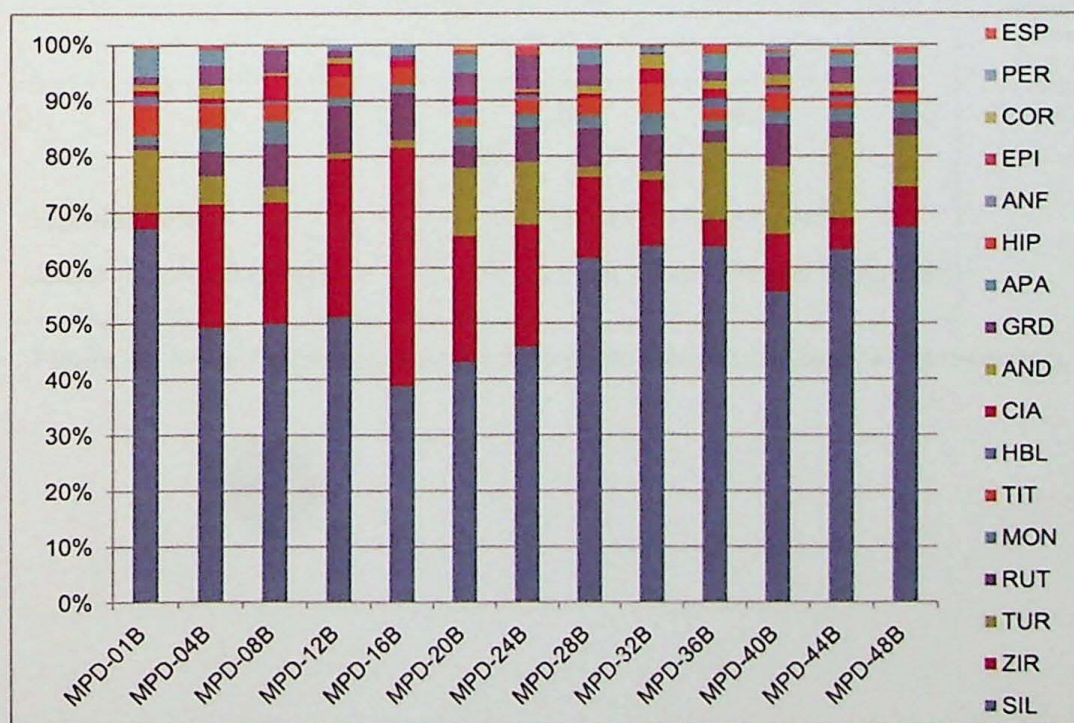


Figura 39: Porcentagem total dos minerais pesados transparentes não-micáceos nas amostras de duna frontal incipiente, de W (MPD-01) para E (MPD-48).

Abreviações: SIL – sillimanita; ZIR – zircão; TUR – turmalina; RUT – rutilo; MON – monazita; TIT – titanita; HBL – hornblenda; CIA – cianita; AND – andalusita; GRD – granada; APA – apatita; HIP – hiperstênio; ANF – anfíbólio alterado indeterminado; EPI – epídoto; COR – coríndon; PER – perovskita; ESP – espinélio.

Entre os índices mineralógicos testados, os que mostraram melhores resultados foram o TZi (turmalina-zircão) e o TRi (turmalina-rutilo), ambos indicadores de transporte sedimentar, uma vez que se trata de pares de minerais com mesma estabilidade e fonte, mas que diferem na densidade (zircão, 4,6, e rutilo, 4,2 versus turmalina, 3,2). Estes dois índices apresentam comportamento semelhante (Figuras 40 e 41). Na metade oeste do sistema, seus valores são maiores nas amostras de espraçamento de que nas de duna. Este fato pode ser explicado pelo mesmo raciocínio exposto no item 5.5.1. O diâmetro médio dos grãos da zona de espraçamento é mais grosso que nas dunas (Figura 32). Como os minerais “pesados pesados” concentram-se preferencialmente, por questão de equivalente hidráulico, nas frações mais finas do sedimento, as areias de dunas apresentam enriquecimento em zircão e rutilo. Além disso, os valores dos dois índices são mais altos na metade leste de que na oeste, tanto no espraçamento quanto na duna, evidenciando crescimento de minerais “pesados leves” para E e, portanto, uma possível deriva litorânea nesse rumo.

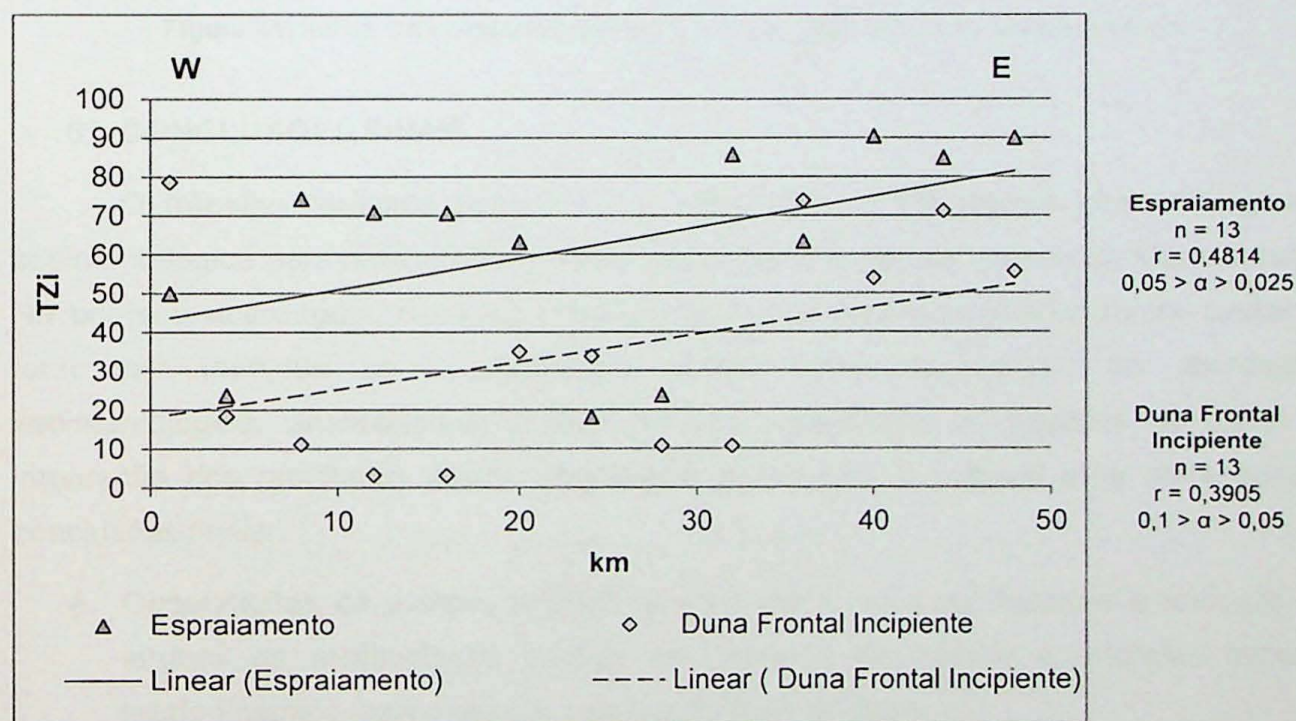


Figura 40: Índice TZi (turmalina/zircão) ao longo do sistema praia duna de Massambaba.

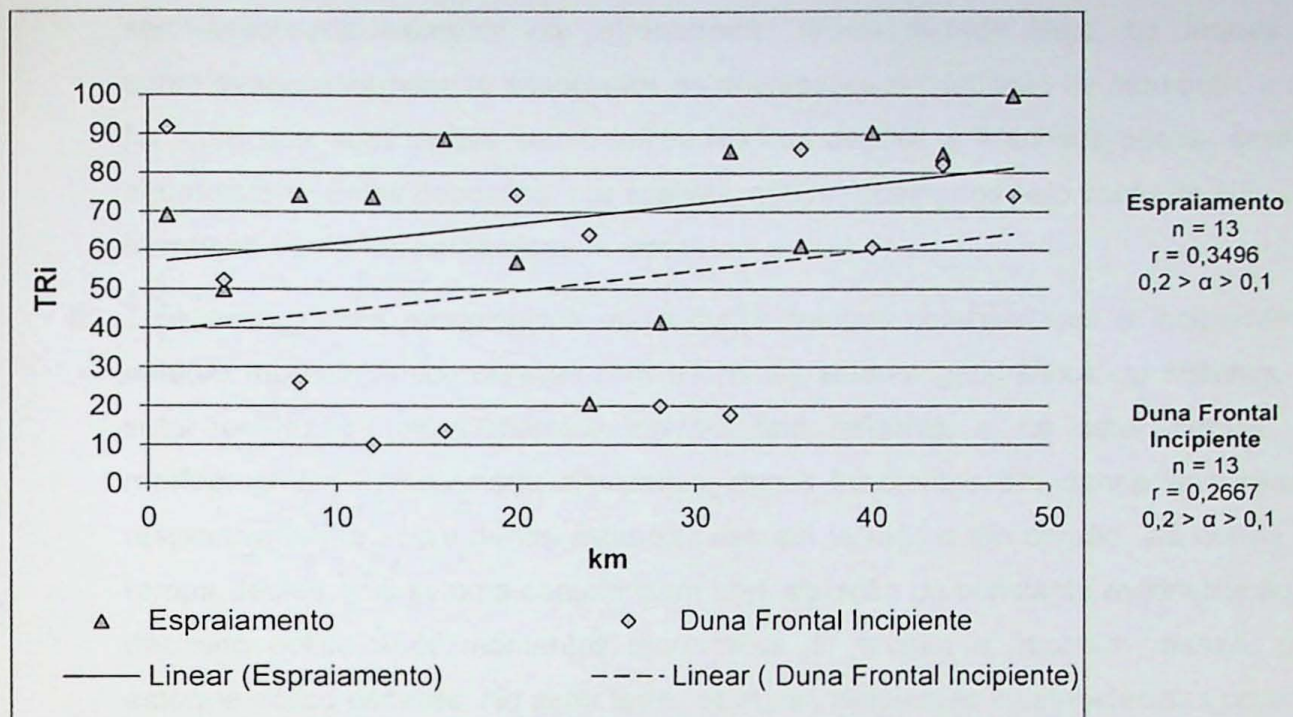


Figura 41: Índice TRI (turmalina/rutilo) ao longo do sistema praia duna de Massambaba.

6. CONCLUSÕES FINAIS

O trabalho realizado baseou-se na integração de abordagens geomorfológica e sedimentológica para o estudo do sistema praia - duna frontal da barreira de Massambaba. Na primeira abordagem, morfologia das dunas e morfodinâmica costeira foram avaliadas tanto por medidas de sensoriamento remoto como de campo; na abordagem sedimentológica, analisaram-se granulometria e mineralogia de pesados. A partir da integração dos resultados destas abordagens e métodos, é possível listar as seguintes conclusões finais:

- A. Observações de campo, estudos prévios encontrados na literatura e variação na largura da arrebentação medida em imagens de satélite e ortofotos indicam morfodinâmica mais dissipativa na porção leste da praia.
- B. Na metade leste do sistema, a largura da praia é influenciada pela ocorrência de *blowouts* vindos de SW, passando a refletir não somente a morfodinâmica inerente ao perfil subaquoso mas também a ação do vento sobre os sedimentos e sobre a vegetação pioneira.
- C. Apesar de possuírem altura média mais elevada, as dunas frontais incipientes da metade leste são mais descontínuas, devido à presença, nesse trecho, dos *blowouts* de SW.
- D. Leques de sobrelavagem estão presentes ao longo de toda a barreira, mas com duas configurações distintas. Na metade oeste, eles formam-se quando as ondas superam a altura das dunas frontais, lançando águas e sedimentos sobre a laguna

semi-assoreada existente na retrobarreira. Já na metade leste, os leques de sobrelavagem formam-se associados às depressões de deflação de *blowouts*, o que faz com que suas águas sejam infiltradas nos depósitos arenosos secos, sem se acumularem. Estes depósitos, por sua vez, são retrabalhados pelo vento de NE, com formação de dunas parabólicas reversas.

- E. Três associações morfológicas entre dunas frontais estabelecidas e incipientes e estágio morfodinâmico caracterizam diferentes setores geográficos do sistema. No setor oeste, de morfodinâmica intermediária reflexiva, e no setor central, de morfodinâmica intermediária dissipativa, dunas incipientes em rampa ancoram-se respectivamente sobre dunas estabelecidas em terraço e em cordão. As dunas em rampa destes dois setores caracterizam uma situação de constante reconstrução do depósito eólico após momentos recorrentes de erosão e apontam, assim, para estoque eólico escasso. No setor leste, as dunas incipientes e estabelecidas ocorrem como cordões, favorecidos por pulsos positivos na razão entre as taxas de aporte eólico e progradação, e a morfodinâmica se torna dissipativa. Estes cordões de dunas são descontínuos devido à presença dos *blowouts* de SW. Esta mudança morfológica e o aumento da altura média das dunas frontais incipientes de W para E são indício de deriva longitudinal nesse rumo.
- F. A ocorrência de *blowouts* formados pelo vento de SW apenas na metade leste do sistema associa-se ao aumento de estoque sedimentar disponível ao vento nesta porção da praia e pode ser considerada, portanto, outro importante indício morfológico de deriva litorânea longitudinal rumo E.
- G. A análise combinada das estatísticas da distribuição granulométrica (tamanho médio, desvio padrão e assimetria) também permite inferir deriva litorânea longitudinal rumo E, na metade oeste do sistema (entre os quilômetros 0 e 26).
- H. A partir do km 27, a seleção (desvio padrão) e a assimetria da distribuição granulométrica estabilizam-se, apesar de a tendência de afinamento do diâmetro médio para E manter-se constante. Esta estabilização relaciona-se à ação sedimentar mais efetiva dos ventos de SW e NE na metade leste do sistema. Os *blowouts* de SW retiram as frações mais grossas, enquanto os ventos reversos de NE adicionam frações mais finas, o que resulta em afinamento progressivo rumo E, sem mudança significativa no desvio padrão e na assimetria.
- I. Nas dunas frontais incipientes, verifica-se tendência grosseira para aumento rumo E na quantidade de sillimanita e turmalina (minerais "pesados leves") em detrimento do zircão (mineral "pesado pesado"), o que indica seleção por densidade nesse rumo,

talvez uma combinação dos efeitos da deriva litorânea longitudinal e do transporte pelo vento *onshore* de SW.

- J. De forma geral, e pela integração dos diferentes indicadores geomorfológicos e sedimentológicos utilizados, observa-se deriva litorânea longitudinal para E ao longo de toda a praia. O maior estoque sedimentar na metade leste, favorecido por sua posição a sotamar, permite a formação de feições eólicas pelos ventos de SW e dos leques de sobrelavagem secos. Já a ação sedimentar dos ventos de NE é propiciada neste setor tanto pela disponibilidade de areia seca dos leques quanto pela maior pista de vento (ausência do obstáculo exercido a oeste pela barreira pleistocênica).

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Accetta D. 1987. Campanha de Medições Hidráulico-Sedimentológicas na Lagoa de Araruama; Campanha de Verão. Rio de Janeiro, PORTOBRÁS. 126 p. (Bol. Técn., INPH-113/87).
- Almeida F.F.M. 1991. O alinhamento magmático de Cabo Frio. *In: Simpósio De Geologia do Sudeste*, 2, 423- 437.
- Angulo, R. 1996. Problemas na terminologia de ambientes e subambientes litorâneos clásticos dominados por ondas. *Boletim Paranaense de Geociências*. **44**: 51-57.
- Barbière E. 1975. Ritmo climático e extração do sal em Cabo Frio. *Revista Brasileira de Geografia*. **37** (4): 23-109.
- Bentz D. & Giannini P.C.F. 2003. Interpretação aerofotogeomorfológica da planície costeira de Una-Juréia, municípios de Peruíbe-Iguape, SP: modelo evolutivo e origem da erosão na praia da Juréia. *In: Anais do Congresso da Associação Brasileira de Estudos do Quaternário (ABEQUA)*, 9, Recife, PE.
- Bentz D. 2004. Os cordões litorâneos da planície Una-Juréia, municípios de Peruíbe e Iguape, SP. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo – São Paulo. 108p.
- Borba E.C.M. 2007. Interações sobre o sistema praia-duna na praia do Cassino. 2007. Trabalho de Conclusão de Curso. (Graduação em Oceanologia) - Universidade Federal do Rio Grande, Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico.
- Castelão R.M. & Barth J.A.C. 2006. Upwelling conditions around Cabo Frio, Brazil: the importance of wind stress curl. *Geophysical Research Letters*, 33(L03062), doi: 10.1029/2005GL025182.
- Chapman D.M. 1989. Coastal dunes of New South Wales: status and management. University of Sydney: Coastal Studies Unit report 89/3.
- Coutinho J.M.V. & Coimbra A.M. 1974. Os pesados do Barreiras na costa oriental brasileira: estudo de áreas-fonte. *In: XXVIII Congresso Brasileiro de Geologia. Anais do XXVIII Congresso Brasileiro de Geologia*. 27-41.
- Davidson-Arnott R.G.D. & Law M.N. 1996. Measurement and prediction of long-term sediment supply to coastal foredunes. *Journal of Coastal Research*, **12**: 654-663.

Dias G.P. 2012. *Dinâmica Sedimentar dos Bancos Arenosos de Arraial do Cabo, RJ*. Monografia de Bacharelado, Instituto Oceanográfico, Universidade de São Paulo, São Paulo. 45 p.

Dias G.T.M. & Kjerfve B. 2009. Barrier and Beach Ridge Systems of Rio de Janeiro Coast. In: Dillenburg S. & Hesp P. (eds.) *Geology and Geomorphology of Holocene Coastal Barriers of Brazil*. Berlin Heidelberg: Springer Verlag, v. 107, p. 225-248.

Evans Q.F. 1939. Sorting and transportation of material in the swash and backwash. *Journal of Sedimentary Petrography*. 9:28-31.

Fernandez G.B. & Muehe D. 2006. Sediment budget correlation with the Southern Oscillation index of a foredune westward of Cabo Frio (Rio de Janeiro). *Journal of Coastal Research*. SI 39: 371-374.

Ferreira A.C.M. 2003. O sistema praia-duna na planície de Uma-Jureia, municípios de Peruíbe e Iguape, SP. Monografia de trabalho de formatura, Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo – São Paulo. 41p.

Folk R.L. & Ward W.C. 1957. Brazos River Bar: A study in the significance of grain size parameters. *Journal of Sedimentary Petrology*. 27 (1): 3-26.

Fonseca R.B.M. 2012. *Evolução Batimétrica e Sedimentológica do banco de areia "sandbar" da Enseada dos Anjos, Arraial do Cabo - Rio de Janeiro*. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro. 106 p.

Giannini P.C.F. 1987. Sedimentação Quaternária na Planície Costeira de Peruíbe-Itanhaém (SP). Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 144p.

Giannini P.C.F. 2007. *Sistemas Depositionais Eólicos no Quaternário Costeiro do Brasil*. Tese de Livre Docência, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo. 200p.

Giannini P.C.F. & Santos E.R. 1994. Padrões de variação espacial e temporal na morfologia de dunas de orla costeira no centro-sul catarinense. *Boletim Paranaense de Geociências*, 42: 73-96.

Giannini P.C.F., Assine M.L., Barbosa L., Barreto A.M.F., Carvalho A.M., Claudino-Sales V., Maia L.P., Martinho C.T., Peulvast J.P., Sawakuchi A.O., Tomazelli L.J. 2005. Dunas e paleodunas eólicas costeiras e interiores. In: Souza C.R.G., Suguio K., Oliveira P.E., Oliveira A.M. ed. *Quaternário do Brasil* (capítulo 11). Abequa, ANP, FAPESP, IG, UnG. Ribeirão Preto, SP, Holos Editora, p: 235-257.

- Giannini P.C.F.; Guedes C.C.F.; Nascimento D.R., Jr.; Tanaka A.P.B.; Angulo R.J.; Assine M.L.; Souza M.C. 2009. Morphology and sedimentology of Ilha Comprida, southern São Paulo coast. In: Dillenburg S.R. & Hesp P.A. ed. *Geology and Geomorphology of Holocene Coastal Barriers of Brazil*. Berlin – Heidelberg, Springer, p.177-224.
- Heilbron M. & Machado N. 2003. Timing of Terrane Accretion in the Neoproterozoic Ribeira Orogen (SE Brazil). In: IV South American Symposium on Isotope Geology. (1): 182-185.
- Heilbron M., Simões L. S. A., Alves R. P., Chrispim S.J. 1982. Geologia do Cabo dos Búzios. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, **54**(3): 553-562.
- Heilbron M., Valeriano C. M., Tassinari C. C. G., Almeida J., Tupinamba M., Siga O., Trouw R. 2008. Correlation of Neoproterozoic terranes between the Ribeira Belt, SE Brazil and its African counterpart: comparative tectonic evolution and open questions. *Geological Society Special Publication*. **294**: 211-237.
- Hertz N. 1977. Time of spreading in the South Atlantic: information from Brazilian alkalic rocks. *The Geological Society of American Bulletin*. **88**: 101-112.
- Hesp P.A. 1982. Morphology and dynamics of foredunes in SE Australia. *Unpublished PhD Thesis*, Dept. Geography, University of Sydney.
- Hesp P.A. 1988. Morphofology, dynamics and internal stratification of some established foredunes in Southeast Austrália. *Sedimentary Geology*. **55**(1):17-41.
- Hesp P.A. 1999. The beach backshore and beyond. In: Short A. D. (ed). *Handbook of Beach and Shoreface Morphodynamics*. New York: John Wiley & Sons. 145-70.
- Hesp P.A. 2002. Foredunes and blowouts: initiation, geomorpholy and dynamics. *Geomorphology*. **48**: 245-268.
- King C.A.M. 1972. *Beaches and Coasts*. Edward Arnold. 570pp.
- Kowsmann R.O. & Costa M.P.A. 1979. Sedimentação Quaternária da Margem Continental Brasileira e das Áreas Oceânicas Adjacentes. Rio de Janeiro, PETROBRAS, Projeto REMAC, **8**: 55.
- Lessa G.C. 1991. Dinâmica de maré e transporte de sedimentos no canal de Itajuru - Laguna de Araruama (RJ). *Revista Brasileira de Geociências*. **21** (4):378-386.
- Macedo J.M., Bacoccoli G., Gamboa L.A.P. 1991. O tectonismo mesoceno-zóico da Região Sudeste. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO SUDESTE, 2, São Paulo. Atas... São Paulo, SBG/SP-RJ, p.429-433.

Martin L.; Dominguez J.M.L.; Suguio K.; Flexor J.M (eds). 1997. *Geologia do Quaternário Costeiro do Litoral Norte do Rio de Janeiro e do Espírito Santo*. Belo Horizonte, CPRM, 112 p.

Martinho C.T. & Giannini P.C.F. 2002. Morphology of the Ibirapuera dunefield, SC. *In: Apresentação dos resumos dos Anais da Academia Brasileira de Ciências*, São Paulo. Anais da Academia Brasileira de Ciências. **74**: 545-545.

McLaren P. & Bowles D. 1985. The effects of sediment transport on grain-size distributions. *Journal of Sedimentary Petrology*, **55**(4):457-470.

Mendes V. R. 2009. Sedimentologia e Morfoecologia ao Longo do Sistema Praia-Duna de Peruíbe, SP: uma Avaliação da Influência da Ocupação Antrópica Recente. Monografia de formatura, Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo – São Paulo. 43 p.

Miot da Silva G. & Hesp P.A., 2010. Coastline orientation, aeolian sediment transport and foredune and dunefield dynamics of Moçambique Beach, southern Brazil. *Geomorphology*. **120**: 258-278.

Morton A.C. & Hallsworth C.R. 1999. Processes controlling the composition of heavy mineral assemblages in sandstones. *Sedimentary Geology*, **124**: 3-29.

Morton A.C. & Smale, D. 1990. The effects of transport and weathering on heavy minerals from the Cascade River, New Zeland. *Sedimentary Geology*, **68**: 117-123.

Muehe D. 1989. Distribuição e caracterização dos sedimentos arenosos da plataforma continental interna entre Niterói e Ponte Negra, RJ. *Revista Brasileira de Geociências*. **19**(1): 25-36.

Muehe D. 1998. Estado morfodinâmico praias no instante da observação: uma alternativa de identificação. *Revista Brasileira de Oceanografia*, **46** (2): 157-169,

Muehe D. 2006. Gênese da morfologia do fundo da Lagoa de Araruama e cordões litorâneos associados. *In: VI Simposio Nacional de Geomorfologia e Regional Conference on Geomorphology*, 2006, Goiânia. União da Geomorfologia Brasileira (UGB), v. II.

Muehe D. & Carvalho V.G. 1993. Geomorfologia, cobertura sedimentar e transporte de sedimentos na plataforma continental interna entre a Ponte de Saquarema e Cabo Frio, RJ. *Boletim do Instituto Oceanográfico*, São Paulo. **41** (1): 1-12.

Nascimento D.R. Jr. 2006. Morfologia e sedimentologia ao longo do Sistema praia-duna frontal de Ilha Comprida, SP. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo. 93p.

- Pettijohn F.J. 1941. Persistence of heavy minerals and geologic age. *Journal of Geology*, **49**: 610-625.
- Psuty N.P. 1988. Sediment budget and dune/beach interaction. *Journal of Coastal Research*. Special Issue, **3**: 1-4.
- Psuty N.P. 1992. Spatial variation in coastal foredune development. In: Carter R., Curtis T. & Sheehy-Skeffington M. (eds.). *Coastal Dunes: Geomorphology, Ecology and Management for Conservation*. The Hague: Balkema, 3-13.
- Russell R. D. 1939. Effects of transportation on sedimentary particles. In: Trask (ed.). *Recent marine sediments*. 32-47.
- Sadowski G.R. & Dias Neto C.M. 1981. Lineamento Sismo-Tectônico de Cabo Frio. *Revista Brasileira de Geociências*. **11** (4): 209-212.
- Sawakuchi A.O. 2006. *Morfometria e simulação numérica de campos de dunas costeiras: estudo baseado em exemplos brasileiros*. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo. 319 p.
- Short A.D. 1988. Holocene coastal dune formation in southern Australia - A case study. *Sedimentary Geology*, **55**: 121-142.
- Short A.D. 1999. *A handbook of beach and shoreface morphodynamics*. John Wiley & Sons. 419 p.
- Short A.D. & Hesp P.A. 1982. Wave, beach and dune interactions in South Eastern Australia. *Marine Geology*. **48**: 259-284.
- Tabajara L.L.C.A., Dillenburg S. & Barboza E. 2005. Morphology, vegetation and sand fence influence on sand mobility of the foredune system of Atlântida Sul beach, Rio Grande do Sul, Brasil. *Journal of Coastal Research*, special issue **39**: 611-615.
- Terence V. 2013. Caracterização do sistema Praia-Duna ao longo da Costa uruguaia, de Montevideo a La Coronilla. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociência, Universidade de São Paulo. 101p.
- Thomaz Filho A. & Rodrigues A.L. 1999. O alinhamento das rochas alcalinas Poços de Caldas - Cabo Frio (RJ) e sua continuidade na Cadeia Vitória- Trindade. *Revista Brasileira de Geociências*, **29** (2): 189-194.
- Tupinambá M., Heilbron M., Duarte B.P., Nogueira J.R., Valladares C., Almeida J., Silva L.G.E., Medeiros S. R., Almeida C. G., Miranda A., Ragatky C.D., Mendes J., Ludka I. 2007.

Geologia da Faixa Ribeira Setentrional: Estado da Arte e Conexões com a Faixa Araçuaí. *Geonomos*, **15** (1): 67-79.

Valentin J.L. 1984. Analysis of hydrobiological parameters in the Cabo Frio (Brazil) upwelling. *Marine Biology*. **82** (3): 259-276.

Vianna H. & Calliari L.J. 2012. Variabilidade no sistema praia-dunas longo dos balneários Dunas Altas e Santa Rita litoral norte do RS, com base em dados LASER SCANNER LIDAR. In: V Seminário e workshop em Engenharia Oceânica, Rio Grande.

Wentworth C.K. 1922. A scale of grade and class terms for clastic sediments. *Journal of Geology*. **30**:377-392.

Wright L.D. & Thom B.G. 1977. Coastal depositional landforms: a morphodynamic approach. *Progress in Physical Geology*. **1**: 412-459.

Wright L.D., Chappel J., Thom B.J., Bradshaw M.P., Cowell P. 1979a. Morphodynamics of reflective and dissipative beach and inshore systems: Southeastern Australia. *Marine Geology*. **32**: 105-140.

Wright L.D. & Short A.D. 1984. Morphodynamic variability of surf zones and beaches: A synthesis. *Marine Geology*. **56**: 93-118.

Yasso W. E. 1965. Plan geometry of headland-bay beaches. *The Journal of Geology*. **73**: 702-714.

Zembruscki S.G. 1979. Geomorfologia da margem continental sul brasileira e das bacias oceânicas adjacentes. In: Chaves H.A.F. (ed.). *Geomorfologia da margem continental brasileira e das bacias oceânicas adjacentes*. Rio de Janeiro, PETROBRAS, Projeto REMAC, **7**, 129-177.

Zenkovich V. P. 1967. *Processes of Coastal Development*. Edinburgh-London, Oliver & Boyd. 738p.

ANEXO I – TABELA DE DADOS DA ANÁLISE POR SENSORIAMENTO REMOTO

Tabela A1. 1: Larguras de praia e de arrebentação medidas nas ortofotos de 2005 e nas imagens de satélite de 23-02-2010 e 06-08-2012.

km	ORTOFOTOS 2005		IM. SATÉLITE 23-02-2010		IM. SATÉLITE 06-08-2012	
	PRAIA	ARREBENTAÇÃO	PRAIA	ARREBENTAÇÃO	PRAIA	ARREBENTAÇÃO
1	74,08	61,38	67,50	12,20	32,60	97,00
2	78,31	NÃO É POSSÍVEL MEDIR	71,30	NÃO É POSSÍVEL MEDIR	42,10	NÃO É POSSÍVEL MEDIR
3	65,88	24,21	67,70	17,90	50,50	49,50
4	79,37	19,05	66,00	19,70	56,60	91,90
5	73,25	19,84	66,70	19,90	51,60	55,40
6	79,37	30,95	62,70	19,70	52,40	56,80
7	66,00	44,45	66,00	20,80	45,00	67,70
8	79,37	38,10	65,00	13,30	43,00	64,80
9	66,00	38,89	69,50	28,90	35,90	71,60
10	81,49	26,45	81,20	13,80	44,70	79,20
11	66,00	44,45	72,00	26,00	48,40	67,30
12	74,08	42,33	67,80	22,20	36,90	59,00
13	68,79	50,00	74,90	22,60	45,50	83,70
14	64,55	56,22	59,40	38,30	38,50	63,20
15	61,38	39,68	62,80	15,30	41,60	84,40
16	69,85	56,35	76,60	23,40	38,40	77,80
17	75,14	49,75	69,70	47,70	39,30	85,00
18	70,90	50,00	59,60	38,20	36,20	104,00
19	65,61	51,85	59,60	60,70	33,00	129,00
20	74,08	76,99	75,60	23,40	29,00	100,00
21	76,20	55,56	62,50	46,90	32,90	96,50
22	66,67	73,02	81,20	31,50	37,00	111,00
23	62,44	105,56	63,50	47,60	42,00	95,70
24	70,91	121,70	61,50	57,20	21,30	132,00
25	46,56	112,45	63,50	49,40	40,00	122,00
26	66,67	95,25	69,20	60,80	27,40	152,00
27	64,55	127,00	61,30	62,40	25,70	160,00
28	61,38	95,25	65,00	67,70	19,50	121,00
29	62,44	103,18	57,90	57,50	43,40	122,00
30	61,38	107,15	62,90	84,70	31,10	136,00
31	51,85	99,21	73,30	76,50	29,90	146,00
32	62,44	97,89	65,40	90,00	19,40	174,00
33	61,38	104,77	57,30	104,00	34,80	122,00
34	34,92	93,66	62,30	95,30	29,90	124,00
35	56,09	116,42	55,30	97,40	31,70	143,00
36	56,09	153,45	60,40	94,20	26,60	223,00
37	35,98	136,53	79,00	79,50	67,10	148,00
38	37,04	119,06	74,30	59,70	41,60	173,00
39	58,20	120,38	57,50	78,00	34,00	161,00
40	48,68	132,29	98,20	34,50	31,90	198,00
41	61,38	138,11	109,00	102,00	41,20	202,00
42	58,20	131,76	101,00	88,90	26,50	234,00
43	70,91	230,38	55,90	93,80	29,40	185,00
44	42,33	256,11	66,30	48,70	17,00	242,00
45	52,91	234,15	49,00	43,50	12,60	264,00
46	69,98	246,09	56,30	107,00	28,30	164,00
47	49,33	160,03	67,00	56,90	IMAGEM DE OUTRA DATA	
48	100,00	139,10	68,00	24,00	IMAGEM DE OUTRA DATA	

ANEXO II – TABELAS DE DADOS DA ANÁLISE GRANULOMÉTRICA

Tabela A2. 1: Distribuição granulométrica e parâmetros estatísticos das amostras de espriamento.

Amostra	Faixa Granulométrica (%)					Parâmetros Estatísticos da Distribuição Granulométrica (phi) - Pearson			
	Areia					Diâmetro Médio	Desvio Padrão	Assimetria	Curtose
	Muito Grossa	Grossa	Média	Fina	Muito Fina				
	0,25	0,75	1,75	2,75	3,75				
MPD-01A	60,145	22,743	16,696	0,417	0,000	0,401	0,656	0,233	2,451
MPD-02A	56,154	24,613	18,967	0,266	0,000	0,457	0,652	0,116	2,383
MPD-03A	29,043	28,236	38,744	3,977	0,000	0,938	0,64	0,043	2,463
MPD-04A	42,433	28,976	27,591	1,000	0,000	0,684	0,63	0,016	2,487
MPD-05A	26,510	25,831	42,629	5,030	0,000	0,987	0,686	-0,212	2,602
MPD-06A	31,139	29,926	36,767	2,167	0,000	0,873	0,614	-0,04	2,53
MPD-07A	19,891	32,115	45,845	2,149	0,000	1,024	0,541	-0,116	2,699
MPD-08A	38,412	34,758	26,742	0,089	0,000	0,716	0,527	-0,029	2,516
MPD-09A	17,238	27,540	49,248	5,974	0,000	1,14	0,59	-0,044	2,545
MPD-10A	16,903	29,705	48,705	4,687	0,000	1,12	0,554	0,068	2,444
MPD-11A	16,822	31,202	49,048	2,929	0,000	1,084	0,533	-0,077	2,662
MPD-12A	12,823	35,624	50,349	1,204	0,000	1,084	0,449	0,045	2,555
MPD-13A	26,865	39,257	33,766	0,112	0,000	0,852	0,473	-0,103	2,715
MPD-14A	6,319	30,225	60,850	2,606	0,000	1,224	0,435	0,056	2,55
MPD-15A	23,197	38,375	38,190	0,238	0,000	0,909	0,476	-0,131	2,761
MPD-16A	28,719	38,993	32,207	0,081	0,000	0,826	0,482	-0,147	2,776
MPD-17A	16,194	37,592	45,613	0,601	0,000	1,017	0,448	0,009	2,56
MPD-18A	27,773	42,558	29,643	0,026	0,000	0,812	0,443	-0,193	2,872
MPD-19A	13,391	36,539	49,113	0,956	0,000	1,066	0,444	0,046	2,552
MPD-20A	27,027	44,983	27,979	0,011	0,000	0,81	0,415	-0,129	2,811
MPD-21A	23,381	47,992	28,627	0,000	0,000	0,838	0,382	-0,078	2,748
MPD-22A	17,522	46,697	35,755	0,026	0,000	0,918	0,378	-0,029	2,695
MPD-23A	19,943	43,072	36,943	0,042	0,000	0,916	0,415	-0,053	2,681
MPD-24A	14,793	42,172	42,933	0,103	0,000	0,988	0,401	-0,013	2,638
MPD-25A	16,070	42,021	41,808	0,101	0,000	0,974	0,408	-0,013	2,625
MPD-26A	14,788	45,805	39,390	0,017	0,000	0,956	0,374	-0,031	2,701
MPD-27A	9,023	41,119	49,736	0,121	0,000	1,060	0,370	-0,006	2,677
MPD-28A	14,091	46,554	39,349	0,006	0,000	0,959	0,365	-0,013	2,671
MPD-29A	11,428	43,995	44,527	0,050	0,000	1,009	0,368	-0,009	2,671
MPD-30A	8,940	42,442	48,552	0,067	0,000	1,049	0,359	0,002	2,679
MPD-31A	4,012	35,021	60,701	0,266	0,000	1,165	0,351	0,019	2,658
MPD-32A	3,205	32,259	64,143	0,393	0,000	1,199	0,351	0,01	2,667
MPD-33A	2,644	30,401	66,413	0,542	0,000	1,224	0,354	0,007	2,669
MPD-34A	2,385	30,112	67,017	0,486	0,000	1,227	0,349	0,007	2,666
MPD-35A	2,445	30,426	66,671	0,457	0,000	1,223	0,349	0,008	2,668
MPD-36A	1,497	25,774	71,776	0,953	0,000	1,281	0,348	0,017	2,649
MPD-37A	1,235	23,760	73,595	1,410	0,000	1,309	0,352	0,026	2,65
MPD-38A	0,489	17,369	79,390	2,752	0,000	1,395	0,352	0,019	2,662
MPD-39A	0,719	19,864	77,352	2,066	0,000	1,36	0,351	0,02	2,656
MPD-40A	0,411	15,792	80,435	3,362	0,000	1,415	0,352	0,018	2,667
MPD-41A	0,252	13,202	81,963	4,583	0,000	1,458	0,354	0,017	2,669
MPD-42A	0,932	20,718	76,214	2,136	0,000	1,351	0,357	0,020	2,662
MPD-43A	0,279	13,564	81,934	4,223	0,000	1,449	0,352	0,011	2,671
MPD-44A	0,051	9,836	83,642	6,472	0,000	1,523	0,352	0,024	2,653
MPD-45A	0,201	10,886	82,423	6,490	0,000	1,507	0,361	0,002	2,683
MPD-46A	0,000	5,679	83,740	10,581	0,000	1,616	0,350	0,027	2,669
MPD-47A	0,018	7,853	83,341	8,788	0,000	1,572	0,357	0,016	2,664
MPD-48A	0,000	3,504	79,451	17,044	0,000	1,714	0,361	0,002	2,684

Tabela A2. 2: Distribuição granulométrica e parâmetros estatísticos das amostras de duna frontal incipiente.

Amostra	Faixa Granulométrica (%)					Parâmetros Estatísticos da Distribuição Granulométrica (phi) - Pearson			
	Areia					Diâmetro Médio	Desvio Padrão	Assimetria	Curtose
	Muito Grossa	Grossa	Média	Fina	Muito Fina				
	0,25	0,75	1,75	2,75	3,75				
MPD-01B	10,082	19,535	53,889	15,531	0,000	1,431	0,713	0,727	6,194
MPD-02B	13,765	21,734	50,126	10,164	0,145	1,456	1,173	2,929	15,473
MPD-03B	43,719	24,750	28,771	2,760	0,000	0,687	0,727	0,059	2,392
MPD-04B	29,757	30,409	37,581	2,253	0,000	0,898	0,596	0,033	2,451
MPD-05B	33,928	29,686	34,728	1,658	0,000	0,819	0,629	-0,107	2,564
MPD-06B	11,200	32,083	54,412	2,305	0,000	1,148	0,469	0,022	2,504
MPD-07B	27,669	33,630	37,819	0,883	0,000	0,884	0,553	-0,165	2,723
MPD-08B	29,516	33,691	35,899	0,894	0,000	0,866	0,542	0,003	2,489
MPD-09B	16,548	33,429	48,192	1,831	0,000	1,063	0,496	0,011	2,508
MPD-10B	9,005	21,428	56,017	13,549	0,000	1,383	0,594	-0,04	2,492
MPD-11B	23,661	36,221	39,529	0,589	0,000	0,924	0,502	-0,108	2,707
MPD-12B	21,024	36,016	42,218	0,742	0,000	0,963	0,496	-0,119	2,743
MPD-13B	20,552	38,435	40,692	0,320	0,000	0,948	0,462	-0,062	2,668
MPD-14B	15,379	33,365	49,214	2,043	0,000	1,082	0,49	0,043	2,506
MPD-15B	10,534	27,960	56,056	5,450	0,000	1,225	0,516	0,037	2,505
MPD-16B	12,519	34,687	51,471	1,322	0,000	1,096	0,454	0,017	2,554
MPD-17B	12,338	32,043	52,924	2,695	0,000	1,139	0,484	0,047	2,503
MPD-18B	24,842	35,172	39,253	0,732	0,000	0,915	0,522	-0,137	2,736
MPD-19B	11,734	39,811	48,184	0,272	0,000	1,047	0,402	0,018	2,615
MPD-20B	5,437	32,252	61,148	1,164	0,000	1,194	0,397	0,028	2,605
MPD-21B	8,027	40,415	51,402	0,155	0,000	1,077	0,368	0,003	2,689
MPD-22B	4,226	25,756	65,606	4,412	0,000	1,308	0,44	0,04	2,562
MPD-23B	6,949	35,138	57,248	0,665	0,000	1,144	0,393	0,007	2,635
MPD-24B	5,428	35,525	58,672	0,374	0,000	1,15	0,368	0,004	2,683
MPD-25B	6,703	38,478	54,628	0,190	0,000	1,108	0,365	-0,009	2,692
MPD-26B	1,138	22,346	74,661	1,855	0,000	1,330	0,358	0,028	2,657
MPD-27B	3,212	32,017	64,277	0,494	0,000	1,204	0,357	0,017	2,664
MPD-28B	5,168	37,033	57,598	0,201	0,000	1,135	0,355	0,011	2,659
MPD-29B	2,503	29,978	66,957	0,562	0,000	1,229	0,353	0,007	2,672
MPD-30B	4,331	35,149	60,253	0,267	0,000	1,161	0,354	0,009	2,664
MPD-31B	1,962	28,031	69,241	0,766	0,000	1,255	0,352	0,018	2,659
MPD-32B	4,832	37,185	57,806	0,177	0,000	1,137	0,351	0,02	2,652
MPD-33B	1,448	24,615	72,651	1,285	0,000	1,298	0,354	0,019	2,657
MPD-34B	1,189	23,748	73,794	1,270	0,000	1,307	0,349	0,02	2,649
MPD-35B	0,908	21,520	75,862	1,710	0,000	1,337	0,35	0,021	2,651
MPD-36B	2,672	30,732	66,106	0,490	0,000	1,22	0,352	0,007	2,665
MPD-37B	2,573	30,249	66,650	0,529	0,000	1,226	0,352	0,005	2,669
MPD-38B	2,054	28,888	68,471	0,586	0,000	1,243	0,348	0,012	2,66
MPD-39B	1,016	22,045	75,280	1,659	0,000	1,331	0,352	0,019	2,653
MPD-40B	0,423	16,583	80,296	2,698	0,000	1,4	0,348	0,018	2,663
MPD-41B	0,892	21,464	76,004	1,641	0,000	1,337	0,349	0,017	2,650
MPD-42B	0,101	11,669	83,507	4,723	0,000	1,481	0,346	0,023	2,653
MPD-43B	0,118	11,009	83,255	5,617	0,000	1,500	0,352	0,013	2,661
MPD-44B	0,000	2,067	77,950	19,983	0,000	1,758	0,351	0,02	2,654
MPD-45B	0,169	12,249	82,810	4,771	0,000	1,471	0,35	0,013	2,66
MPD-46B	0,000	2,643	80,328	17,029	0,000	1,721	0,348	0,026	2,651
MPD-47B	0,000	3,316	79,861	16,823	0,000	1,715	0,357	-0,003	2,681
MPD-48B	0,000	0,436	62,273	37,282	0,010	1,94	0,362	0,006	2,68

ANEXO III – TABELA DE DADOS
DA ANÁLISE DE MINERAIS
PESADOS

Tabela A3. 1: Distribuição de frequência (bruta) da contagem de minerais pesados nas amostras de espriamento (A) e duna frontal incipiente (B).

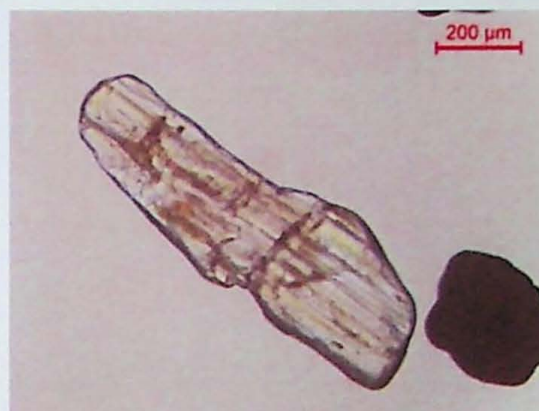
	MPD-01A	MPD-04A	MPD-08A	MPD-12A	MPD-16A	MPD-20A	MPD-24A	MPD-28A	MPD-32A	MPD-36A	MPD-40A	MPD-44A	MPD-48A
SIL	111	131	139	155	127	62	21	157	63	133	177	165	177
ZIR	9	32	10	7	10	7	27	16	1	11	2	5	1
TUR	9	10	29	17	24	12	6	5	6	19	19	28	9
RUT	4	10	10	6	3	9	23	7	1	12	2	5	0
MON	0	6	3	4	2	2	9	0	1	7	1	3	5
TIT	2	8	2	3	2	1	6	9	2	11	2	5	3
HBL	0	1	3	4	5	0	0	0	1	3	1	7	2
CIA	3	5	7	12	6	3	1	14	4	5	1	7	7
AND	2	3	2	6	3	1	0	2	0	3	5	3	12
GRD	3	6	4	3	6	2	6	4	2	6	7	3	4
APA	2	8	5	2	5	5	0	9	2	2	1	2	3
HIP	1	1	0	3	0	1	0	1	1	1	3	2	5
ANF	2	1	1	6	3	0	0	2	3	0	0	1	0
EPI	0	2	2	0	4	0	2	1	3	2	3	0	3
COR	1	0	0	0	1	0	1	0	0	0	0	0	0
PER	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
ESP	1	1	0	0	1	0	1	0	0	1	0	0	0
OPA	5	8	6	6	13	9	36	7	9	3	7	10	7
BIO	33	6	14	12	3	13	4	15	16	0	8	8	22
TOTAL	188	239	237	246	218	127	143	249	115	219	239	254	260

	MPD-01B	MPD-04B	MPD-08B	MPD-12B	MPD-16B	MPD-20B	MPD-24B	MPD-28B	MPD-32B	MPD-36B	MPD-40B	MPD-44B	MPD-48B
SIL	132	109	110	108	86	103	102	140	134	144	129	142	147
ZIR	6	49	48	60	95	54	49	33	25	11	24	13	16
TUR	22	11	6	2	3	29	25	4	3	31	28	32	20
RUT	2	10	17	18	19	10	14	16	14	5	18	7	7
MON	3	9	9	3	3	8	5	5	8	4	5	5	6
TIT	11	9	7	8	7	4	6	7	11	5	8	3	3
HBL	3	1	1	0	0	5	2	0	0	4	2	2	0
CIA	2	2	10	5	3	4	1	2	6	4	1	2	2
AND	2	5	1	2	0	0	1	3	5	3	4	3	1
GRD	3	8	9	3	2	10	14	9	1	4	8	7	9
APA	10	6	1	1	4	8	0	5	2	7	2	5	4
HIP	1	0	1	0	0	1	1	0	0	3	1	2	1
ANF	0	0	0	1	0	0	0	1	0	0	2	0	0
EPI	0	2	0	0	0	1	2	2	1	1	0	0	2
COR	0	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0	1	1
PER	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	0
ESP	0	0	0	0	0	1	1	0	0	0	0	0	0
OPA	4	5	5	5	2	5	3	7	4	7	7	7	8
BIO	20	3	4	8	10	2	4	1	5	5	2	3	1
TOTAL	221	229	229	224	234	246	230	235	219	238	241	235	228

ANEXO IV – DESCRIÇÃO E FOTOMICROGRAFIAS DOS MINERAIS PESADOS

SILLIMANITA

- Relevo médio a alto
- Birrefringência moderada a alta
- Biaxial positivo
- Elongação positiva
- Extinção paralela
- Incolor
- Predomínio de cristais prismáticos alongados subarredondados e grãos irregulares angulosos, além de agregados fibrosos.
- Mineral mais abundante e frequente
- Fotomicrografia: amostra MPD-36B



ZIRCÃO

- Relevo altíssimo
- Birrefringência alta (cores de 4ª ordem)
- Uniaxial positivo
- Elongação positiva
- Extinção reta
- Incolor ou róseo pleocroico
- Cristais prismáticos bipiramidados ou monoterminados e grãos anédricos a subédricos equidimensionais bem arredondados
- Cristais metamictizados
- Fotomicrografia: amostra MPD-40B



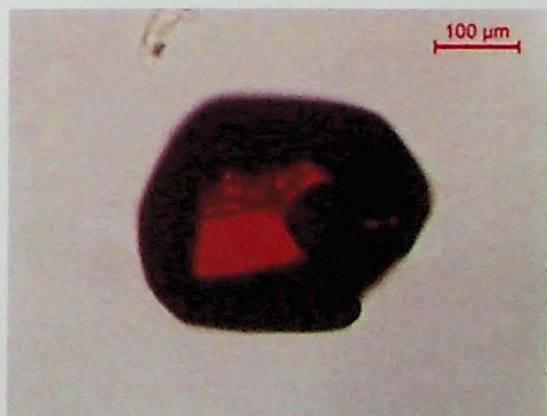
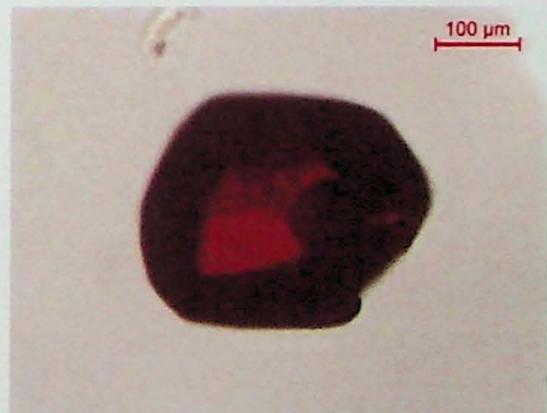
TURMALINA

- Relevo médio a alto
- Birrefringência com cores de 2ª ordem
- Uniaxial negativo
- Elongação negativa
- Extinção paralela
- Verde, parda ou azul, pleocroica
- Cristais basais equidimensionais subarredondados a arredondados ou prismas curtos
- Fotomicrografia: amostra MPD-04B



RUTILO

- Relevo altíssimo
- Birrefringência alta anômala
- Uniaxial positivo
- Elongação positiva
- Extinção reta
- Castanho avermelhado a amarelado, pleocroico
- Prismas curtos ou grãos equidimensionais arredondados
- Pode apresentar geminação simples e/ou polissintética
- Fotomicrografia: amostra MPD-36A



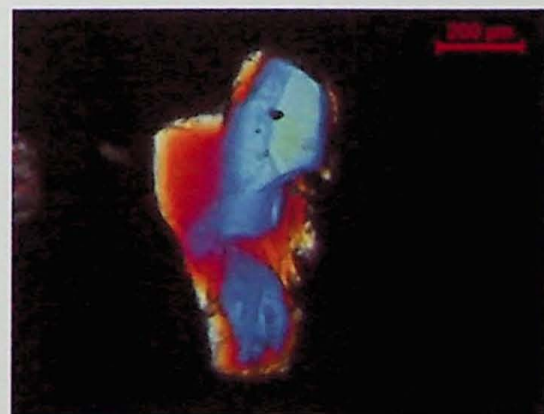
TITANITA

- Relevo altíssimo
- Birrefringência alta anômala
- Biaxial positivo
- Elongação difícil de observar
- Extinção a 40° ou ausente (dispersão da luz)
- Incolor ou parda pleocroica
- Grãos irregulares arredondados
- Fotomicrografia: amostra MPD-36A



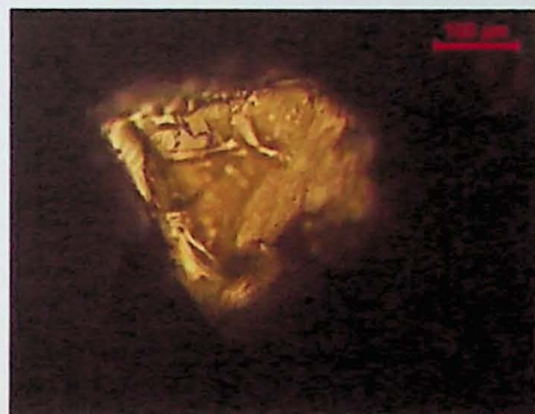
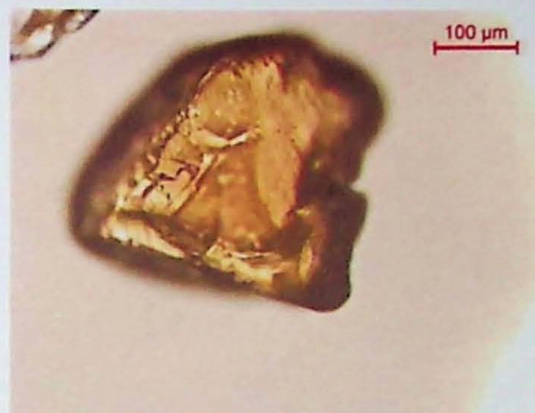
CIANITA

- Relevo alto
- Birrefringência baixa
- Biaxial negativo
- Elongação positiva
- Extinção inclinada
- Incolor
- Prismas curtos, subarredondados ou grãos irregulares
- Apresenta três direções de clivagem
- Fotomicrografia: amostra MPD-36B



MONAZITA

- Relevo muito alto
- Birrefringência alta
- Biaxial positivo
- Elongação positiva em c e negativa em b
- Extinção inclinada (2° a 7°)
- Incolor ou citrino
- Grãos bem arredondados ou ovoides
- Fotomicrografia: amostra MPD-12B



GRANADA

- Relevo muito alto
- Isótropo
- Incolor ou róseo
- Cristais euédricos arredondados ou fragmentos irregulares angulosos
- Com fratura conchoidal ou evidências de dissolução na forma de microcrateras.
- Fotomicrografia: amostra MPD-36A



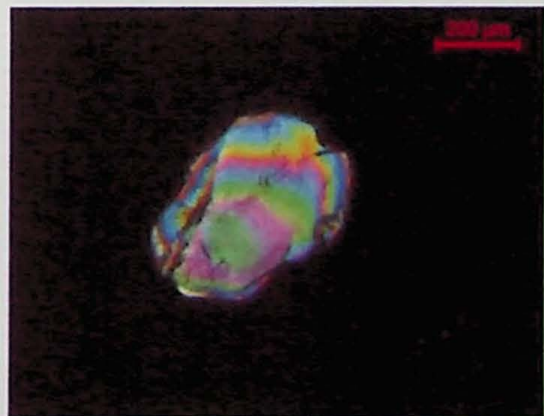
APATITA

- Relevo médio
- Birrefringência muito baixa
- Uniaxial negativo
- Elongação negativa
- Extinção reta
- Incolor
- Cristais euédricos a subédricos prismáticos curtos ou em formas esferoides bem arredondadas
- Fotomicrografia: amostra MPD-36B



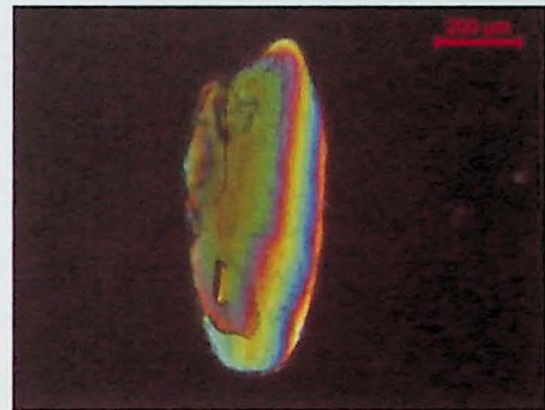
ANDALUSITA

- Relevo médio a alto
- Birrefringência baixa
- Biaxial negativo
- Elongação negativa
- Extinção reta
- Pleocroísmo de incolor a róseo
- Grãos irregulares, angulosos a subarredondados
- Fotomicrografia: amostra MPD-36A



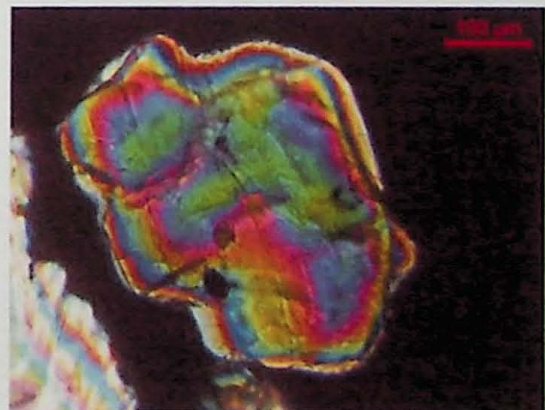
HORNBLEENDA

- Relevo médio a alto
- Birrefringência moderada a alta
- Biaxial negativo/positivo
- Elongação positiva
- Extinção inclinada (5° a 15°)
- Verde a pardo, pleocroico
- Prismas curtos ou fragmentos retangulares ou irregulares, angulosos a subarredondados
- Duas direções de clivagem
- Fotomicrografia: amostra MPD-36B



HIPERSTÊNIO

- Relevo alto
- Birrefringência baixa.
- Biaxial negativo
- Elongação positiva
- Extinção reta
- Verde claro a róseo, pleocroico
- Grãos irregulares, subangulosos, ou prismas curtos.



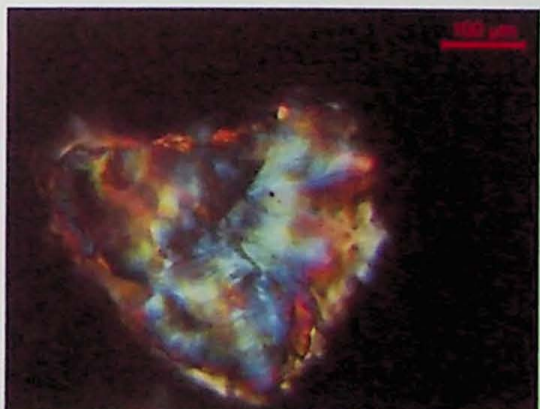
EPÍDOTO

- Relevo alto
- Birrefringência moderada
- Biaxial negativo
- Elongação negativa, em geral
- Extinção paralela
- Verde, pleocróico
- Grãos irregulares e angulosos



CORÍNDON

- Relevo alto
- Birrefringência baixa
- Uniaxial negativo
- Elongação negativa
- Extinção paralela
- Incolor ou azul manchado
- Grãos irregulares, angulosos a subarredondados, com fraturas conchoidais.



ESPINÉLIO

- Relevo alto
- Isótropo
- Verde
- Grãos irregulares, angulosos a subarredondados



DOAÇÃO
<i>TGC-USP</i>
Data: <i>25.10.2015</i>

