

GISELI MODOLO VIEIRA MACHADO

**ANÁLISE MORFO-SEDIMENTAR DA PRAIA, ANTEPRAIA E
PLATAFORMA CONTINENTAL INTERNA DA LINHA DE COSTA DO
PARQUE NACIONAL DE JURUBATIBA- RJ**

Dissertação apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Geografia da Universidade Federal do Rio de Janeiro, como requisito parcial para obtenção do título de Mestre em Geografia, na área de concentração Geomorfologia Costeira.

Orientador: Dieter Muehe

RIO DE JANEIRO

2007

Machado, Giseli Modolo Vieira.

Análise morfo-sedimentar da praia, antepraia e plataforma continental interna da linha de costa do Parque Nacional de Jurubatiba-RJ / Giseli Modolo Vieira Machado. – 2007.

170 f.

Orientador: Dieter Muehe

Dissertação (mestrado) – Universidade Federal do Rio de Janeiro, Instituto de Geociências, Departamento de Geografia.

1.Geografia. 2. I. Muehe, Dieter. II. Universidade Federal do Rio de Janeiro. Instituto de Geociências, Departamento de Geografia. III. Análise morfo-sedimentar da praia, antepraia e plataforma continental interna da linha de costa da orla do Parque Nacional de Jurubatiba- RJ

GISELI MODOLO VIEIRA MACHADO

**ANÁLISE MORFO-SEDIMENTAR DA PRAIA, ANTEPRAIA E
PLATAFORMA CONTINENTAL INTERNA DA LINHA DE COSTA DO
PARQUE NACIONAL DE JURUBATIBA- RJ**

Dissertação apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Geografia do Instituto de Geociências da Universidade Federal do Rio de Janeiro, como requisito parcial para obtenção do título de Mestre em Geografia, na área de concentração Geomorfologia Costeira

Aprovada em ____ de _____ de 2007.

COMISSÃO EXAMINADORA

Prof. Dr. Dieter Muehe
Universidade Federal do Rio de Janeiro
Orientador

Prof. Dr. Guilherme Fernandez
Universidade Federal Fluminense

Prof. Dr^a. Josefa Varela Guerra
Universidade Estadual do Rio de Janeiro

À minha família:

Minha mãe Madalena e ao meu pai Marcos, que sempre me incentivaram e ofereceram apoio moral e financeiro durante a minha estadia no Rio de Janeiro e a minha irmã Fernanda, que muito me ajudou com seus conhecimentos metodológicos.

Ao meu orientador Dr. Dieter Muehe, que mostrou-se sempre disponível a tirar as minhas dúvidas e bastante motivado na realização dos campos.

Ao Fernando, meu esposo, que deu significativa contribuição na produção deste trabalho, com suas críticas e conhecimentos em informática e em português.

À Prof^a. Dr^a. e amiga Jacqueline Albino, que mesmo distante teve participação fundamental para a iniciação deste curso.

Ao Prof. Dr. Guilherme Fernandez, que possibilitou em sua ida à campo maior precisão dos dados coletados nos perfis topográficos.

Ao Departamento de Geografia da UFRJ que gentilmente permitiu que pudesse realizar as análises laboratoriais no Laboratório de Geomorfologia.

Aos colegas:

Eduardo Manuel Rosa Bulhões, pela indispensável participação nos campos, principalmente na coleta de sedimentos, pela ajuda no laboratório, pela elaboração dos mapas de refração de ondas e pela amizade e atenção dedicada nesse tempo de estadia no Rio de Janeiro.

À nova amiga Flavia Lins-de-Barros, que se mostrou sempre disposta na confecção dos mapas de refração e contribuiu de forma significativa com sugestões surgidas em nossas conversas.

À Mitzi Araújo Vidal e à Mariana Carvalho, que dedicaram várias horas no laboratório para análise dos sedimentos, que foram de fundamental importância na realização deste trabalho.

Por fim a todos que me ajudaram direta e indiretamente, fica registrado aqui o meu agradecimento.

“O que sabemos é uma gota, o que ignoramos é um oceano”.

Isaac Newton

RESUMO

A análise morfo-sedimentar do sistema praia-antepraia-plataforma continental interna objetiva caracterizar e identificar os processos hidrodinâmicos e morfo-sedimentares atuantes no referido sistema e analisar mais detalhadamente a aplicação do conceito de perfil de equilíbrio (DEAN, 1977). É avaliada a hipótese de que o recobrimento sedimentar na antepraia não controla a forma do perfil de equilíbrio, sendo o substrato reliquiar da antepraia o dominador de tal formato. Análises histórico-geomorfológicas, oceanográficas e sedimentológicas da área e, observações de campo permitiram avaliar a estabilidade da linha de costa na faixa costeira do Parque Nacional da Restinga de Jurubatiba – RJ. A forte erosão observada na praia manifestou-se de maneira pontual, conseqüência de variações de: altura das ondas, principalmente de S, SW e SSW; sedimentos finos e lamosos na antepraia e na plataforma continental interna e orientação da linha de costa. O estado morfodinâmico refletivo da praia e a presença de areia muito fina e lama na antepraia dificultam o deslocamento transversal dos sedimentos, incumbindo a deriva litorânea o papel principal de manutenção do material grosso neste sistema. O histórico geológico-geomorfológico transgressivo da área favorece também uma maior instabilidade deste litoral. Os desequilíbrios morfológicos observados na praia são compensados pelo grande volume de sedimentos mobilizados pela corrente longitudinal de sentido sudoeste-nordeste. A aparente estabilidade desta praia pode estar comprometida caso ocorram alterações do padrão de ondas, como por exemplo, a intensificação das frentes frias e/ ou, cesse ou seja reduzido o trânsito longitudinal de sedimentos.

Palavras-chave: antepraia; plataforma continental interna; sedimento; perfil de equilíbrio; onda; erosão.

ABSTRACT

The analysis morpho-sedimentary of the system beach-shoreface-inner continental shelf objective to characterize and to identify the hydrodynamics and morpho-sedimentaries processes in the related system and more at great length to analyze the application of the concept of equilibrium profile (DEAN, 1977). The covering sedimentary in the shoreface is evaluated the hypothesis of that does not control the form of the equilibrium profile, being the substratum to reliquiar the dominador of such format. Analyses historical-geomorphologics, oceanographics and sedimentologics of the area and, field comments had allowed to evaluate the stability of the shoreline in the coastal band of the National Park of the Restinga de Jurubatiba – Rio de Janeiro. The strong erosion observed in the beach was disclosed in prompt way, consequence of height variations of the waves, mainly of S, SW and SSW, of sediments in the shoreface and the inner continental shelf and of orientation of the shoreline. The reflective morphodynamic state of the beach and the presence of very fine sand and mud in the shoreface make it difficult the transversal displacement of the sediments, charging the littoral drift the main paper of maintenance of the coarse material in this system. The transgressive geologic-geomorphologic historical of the area also favors a bigger instability of this coast. The observed morphologic disequilibrium in the beach are compensated by the great volume of mobilized sediments longitudinal current visor of direction southwest-northeast. The apparent stability of this beach can be engaged case occurs alterations of the standard of waves, as for example, the intensification of storms and or, it ceases or it reduces the longitudinal transit of sediments.

Keywords: shoreface; inner continental shelf; sediment; equilibrium profile; wave; erosion.

LISTA DE FOTOGRAFIAS

Fotografia 1 – Parque Nacional de Jurubatiba mostrando a extensão da faixa litorânea e a presença de lagunas e o cordão holocênico.....	20
Fotografia 2 – Estreito cordão holocênico no flanco sul do rio Paraíba do Sul.....	23
Fotografia 3 – Onda mergulhante	31
Fotografia 4 – Busca-fundo (Van Veen) utilizado para coletar sedimentos da plataforma continental interna.....	75
Fotografia 5 – Face da praia íngreme e ausência de zona de surfe, características típicas de praia refletiva.....	96
Fotografia 6 – Perfil 1 apresentando uma topografia mais suavizada.....	101
Fotografia 7 - Tubulação de gás da Petrobrás sobre o cordão litorâneo ao longo do Perfil 2.....	102
Fotografia 8 – Vista da laguna situada no reverso do cordão holocênico no Perfil 3.....	102
Fotografia 9 – Presença de berma de tempestade e de cúspides no Perfil 3.....	103
Fotografia 10 – Marcas de transposição de ondas no Perfil 4.....	103
Fotografia 11 – Forte transposição de ondas localizada no trajeto do Perfil 5 para o 4. Cordão bastante estreito e com ausência de vegetação.....	104
Fotografia 12 – Reverso do cordão holocênico localizado no Perfil 5 com significativa presença de vegetação.....	105
Fotografia 13 – Cordão holocênico mais extenso e bem vegetado no Perfil 6.....	105
Fotografia 14 – Imagem de satélite da planície costeira do rio Paraíba do Sul, mostrando a pluma de sedimentos em suspensão provenientes do rio.....	111
Fotografia 15 – Erosão acentuada na estrada situada sobre o cordão.....	142
Fotografia 16 – Perda de vegetação sobre o cordão e marcas de transposição de ondas localizadas entre os Perfis 4 e 5.....	143
Fotografia 17 – Vista do cordão litorâneo extenso e bem vegetado localizado no Perfil 6.....	144

LISTA DE FIGURAS

Figura 1 – Localização da área de estudo.....	19
Figura 2 – Mapa geológico da feição deltaica do Paraíba do Sul.....	22
Figura 3 – Esquema evolutivo da sedimentação quaternária nas feições deltaicas da costa leste brasileira.....	25
Figura 4 – Distribuição anual da direção dos ventos em São Tomé.....	27
Figura 5 – Caracterização ambiental em função da amplitude da maré e altura média das ondas.....	28
Figura 6 – Padrão anual de direção de ondas.....	29
Figura 7 – Mapa batimétrico de Zemruscki e França (1976).....	33
Figura 8 – Resposta geomorfológica do cordão litorâneo a uma elevação do nível do mar.....	38
Figura 9 – Retrogradação da linha de costa em função da declividade do fundo marinho.....	39
Figura 10 – Terminologias e limites adotados nas feições do sistema praial.....	40
Figura 11 – Relação entre granulometria dos sedimentos e declividade da antepraia em três áreas distintas.....	41
Figura 12 – Correlação entre diâmetro granulométrico, declividade da face da praia e exposição à energia das ondas.....	43
Figura 13 – Características morfológicas dos seis estados morfodinâmicos de praia de Wright e Short (1984).....	45
Figura 14 – Influência do aumento do nível do mar no perfil praial.....	47
Figura 15 – Compartimentação adotada para o perfil da antepraia.....	51
Figura 16 – Perfil esquemático das seções de variações de gradientes da antepraia da costa norte do rio Grande do Sul.....	56
Figura 17 – Perfil global de equilíbrio.....	57
Figura 18 – Intensidade e direção do movimento do grão na crista e na calha da	

onda.....	61
Figura 19 – Relação entre o movimento da areia perto das ondulações do fundo e o movimento orbital da ação da onda sem e com a corrente unidirecional em suspensão.....	62
Figura 20 – Corrente de deriva litorânea	63
Figura 21 - Intensidade do transporte longitudinal em função da variação do ângulo de incidência da onda em relação à face da praia.....	64
Figura 22- Velocidade da corrente longitudinal em função da incidência e da altura da onda na arrebentação.....	65
Figura 23 - Células de circulação costeira formada por correntes longitudinais e correntes de retorno.....	66
Figura 24 – Diagrama esquemático dos aspectos metodológicos utilizados.....	69
Figura 25 – Localização dos pontos de coleta de sedimentos na plataforma continental interna.....	70
Figura 26 – Exemplo de um registro batimétrico do ecobatímetro.....	73
Figura 27 – Localização dos pontos de coleta de sedimentos na praia.....	75
Figura 28 – Determinação do parâmetro escalar “A” a partir do diâmetro mediano do grão e da velocidade de decantação.....	78
Figura 29 – Ilustração dos parâmetros estatísticos.....	86
Figura 30 – Histogramas mostrando as mudanças na distribuição do tamanho do grão ao longo do transporte segundo Mc Laren (1981).....	89
Figura 31 – Diagrama do modelo de transporte de sedimentos propostos por Mc Laren e Bowles (1985).....	91
Figura 32 – Diagrama CM de Passega (1964).....	93
Figura 33 – Mapa batimétrico gerado a partir da Folha de Bordo.....	95
Figura 34 – Perfis topográficos de 2005 acoplados aos perfis batimétricos.....	99
Figura 35 – Perfis topográficos das duas campanhas: 2005 e 2006.....	100
Figura 36 – Histogramas da granulometria dos sedimentos coletados na praia ao longo do Parque de Jurubatiba.....	107

Figura 37 – Histogramas da granulometria dos sedimentos coleados na antepraia inferior a cerca de 800 metros da praia.....	108
Figura 38 – Mapas sedimentológicos da plataforma continental interna: mediana, assimetria, grau de seleção e curtose.....	110
Figura 39 – Refração de ondas de NE.....	113
Figura 40 – Refração de ondas de S.....	114
Figura 41 – Refração de ondas de SE.....	115
Figura 42 – Refração de ondas de SSE.....	116
Figura 43 – Refração de ondas de SW.....	117
Figura 44 – Refração de ondas de SSW.....	118
Figura 45 – Energia das ondas ao atingirem a praia, nas localidades dos perfis topográficos, para todas as situações de ondas simuladas.....	122
Figura 46 – Velocidade da corrente longitudinal nas localidades dos perfis.....	123
Figura 47 – Estimativa de volume de areia transportado pela corrente longitudinal para cada situação de onda simulada.....	124
Figura 48 – Volume estimado de areia transportada pela corrente longitudinal considerando a direção do transporte.....	126
Figura 49 – Perfis de equilíbrio calculados segundo a equação do Dean (1977).....	128
Figura 50 - Perfis medidos em campo alinhados a um mesmo ponto para efeito de comparação da declividade dos mesmos.....	132
Figura 51 – Mapa demonstrando dois ambientes deposicionais segundo a proposta de Sahu (1964).....	136
Figura 52 – Diagrama CM dos sedimentos coletados na plataforma continental interna.....	136
Figura 53 – Mapa de diferentes processos de sedimentação identificados segundo a técnica do diagrama CM sugerido por Passega (1964).....	138
Figura 54 – Mapa de compartimentação da área conforme as características erosivas observadas.....	141

LISTA DE TABELAS

Tabela 1 – Sedimentos coletados na porção emersa da praia.....	74
Tabela 2 – Identificação dos sedimentos coletados na plataforma continental Interna.....	76
Tabela 3 – Classificação dos estados morfodinâmicos de Wright e Short (1984).....	79
Tabela 4 – Classificação dos estados morfodinâmicos no instante da observação segundo Muehe (1998).....	80
Tabela 5 – Classificação granulométrica adotada por Wentworth (1922).....	82
Tabela 6 – Classificação das frações silte e argila em pipetagem realizada a uma temperatura de 20 °C.....	82
Tabela 7 – Fórmulas sugeridas por Folk e Ward (1957) para calcular os parâmetros estatísticos da distribuição granulométrica.....	83
Tabela 8 – Classificação do grau de seleção, da assimetria e da curtose normalizada segundo Folk e Ward (1957).....	85
Tabela 9 – Parâmetros morfométricos obtidos em campo.....	97
Tabela 10 – Direção da linha de costa e direção de onde vem a onda.....	120
Tabela 11 – Características oceanográficas das ondas provenientes de S, SE, SSE, SW, SSW e NE ao atingirem a praia com base na simulação de refração de ondas.....	121
Tabela 12 – Diferença estimada de volume de areia transportado longitudinalmente à praia para direita e para esquerda.....	127
Tabela 13 – Declividades da face da praia e da antepraia obtidas nos perfis medidos no campo de 2006.....	131

LISTA DE ANEXOS

ANEXO 1 – Coordenadas do início dos perfis topográficos.....	163
ANEXO 2 - Coordenadas e classificação granulométrica das amostras coletadas na plataforma continental interna utilizadas na elaboração dos mapas sedimentológicos.....	164
ANEXO 3 - Planilha elaborada por Muehe (2006) para acoplar o perfil topográfico ao batimétrico.....	167
ANEXO 4 - Ficha de campo utilizada para nivelamento topográfico e anotações dos parâmetros morfométricos.....	168
ANEXO 5 - Ficha de laboratório utilizada para o peneiramento a seco.....	169
ANEXO 6 - Parâmetros granulométricos estatísticos das amostras das praias ao longo da Reserva de Jurubatiba	170

SUMÁRIO

I INTRODUÇÃO	16
II OBJETIVOS	18
2.1 GERAL.....	18
2.2 ESPECÍFICOS.....	18
III CARACTERIZAÇÃO DA ÁREA	19
3.1 LOCALIZAÇÃO.....	19
3.2 PARQUE NACIONAL DE JURUBATIBA.....	20
3.3 ASPECTOS GEOLÓGICOS E GEOMORFOLÓGICOS.....	21
3.3.1 Gênese e evolução da linha de costa no flanco sul do rio Paraíba do Sul	23
3.4 ASPECTOS CLIMÁTICOS.....	26
3.4.1 Ventos	26
3.5 ASPECTOS OCEANOGRÁFICOS.....	27
3.5.1 Maré	27
3.5.2 Ondas	28
3.6 PRAIAS.....	30
3.7 PLATAFORMA CONTINENTAL INTERNA.....	32
IV REFERENCIAL TEÓRICO	36
4.1 ESTABILIDADE DA LINHA DE COSTA.....	36
4.2 VARIAÇÃO DO NÍVEL DO MAR.....	37
4.3 O SISTEMA PRAIAL.....	39
4.3.1 Nomenclatura	39
4.3.2 Aspectos morfológicos e hidrodinâmicos	42
4.3.3 Estados morfodinâmicos	43
4.4 TEORIA DE BRUUN (1954).....	46
4.5 PERFIL DE EQUILÍBRIO.....	48
4.5.1 Profundidade de Fechamento	49
4.5.2 Perfil de Equilíbrio de DEAN (1977)	51
4.5.3 Caracterização morfológica e sedimentológica do Perfil de Equilíbrio ..	55
4.5.4 Comparação do Perfil de Equilíbrio Teórico e o Medido	57
4.5.5 Geologia e Perfil de Equilíbrio	58
4.6 DESLOCAMENTO DE SEDIMENTOS.....	59
4.6.1 Mecanismo de transporte sólido na água	60
4.6.2 Transporte longitudinal e transversal de sedimentos em relação à praia	63
4.6.2.1 Transporte Longitudinal.....	63
4.6.2.2 Transporte Transversal.....	65
V METODOLOGIA E TÉCNICAS DE PESQUISAS	67
5.1 METODOLOGIA DE PESQUISA CIENTÍFICA.....	67
5.2 TÉCNICAS UTILIZADAS.....	69
5.2.1 Localização das amostras de sedimento	69

5.2.2 Batimetria.....	70
5.2.3 Propagação de ondas em direção à costa.....	71
5.2.4 Coletas de dados em campo.....	72
5.2.4.1 Levantamento topográfico e batimétrico.....	72
5.2.4.2 Coleta de sedimentos.....	74
5.2.4.3 Coleta de dados oceanográficos.....	76
5.2.5 Determinação do perfil de equilíbrio.....	77
5.2.6 Classificação morfodinâmica da praia.....	78
5.2.7 Análise em laboratório.....	80
5.2.7.1 Análise granulométrica.....	80
5.2.7.2 Tratamento laboratorial.....	81
5.2.7.3 Parâmetros estatísticos.....	83
5.2.8 Determinação da intensidade do transporte longitudinal.....	86
5.2.9 Identificação da direção do transporte sedimentar.....	88
5.2.10 Caracterização dos ambientes deposicionais.....	92
VI RESULTADOS	94
6.1 BATIMETRIA.....	94
6.2 CARACTERIZAÇÃO MORFO-SEDIMENTAR DO SISTEMA PRAIA – ANTEPRAIA – PLATAFORMA CONTINENTAL INTERNA.....	96
6.2.1 Praia e Antepraia	96
6.2.1.1 Perfis topográficos.....	97
6.2.1.2 Sedimento.....	106
6.2.2 Plataforma Continental Interna	108
6.2.2.1 Sedimento.....	108
6.3 REFRAÇÃO DE ONDAS.....	112
6.3.1 Transporte longitudinal	119
6.4 PERFIL DE EQUILÍBRIO.....	127
6.4.1 Perfis de equilíbrio de DEAN (1977)	129
6.4.2 Perfis de equilíbrio de DEAN (1977) calculados com o sedimento da antepraia	130
6.4.3 Perfis Teóricos de DEAN (1977) calculados com $m = 0,4$	130
6.4.4 Declividade praia-antepraia	131
VII DISCUSSÃO	132
7.1 TRANSPORTE E DEPOSIÇÃO DE SEDIMENTOS NA PLATAFORMA CONTINENTAL INTERNA.....	133
7.2 PRINCIPAIS AGENTES DO TRANSPORTE SEDIMENTAR RESPONSÁVEIS PELO PROCESSO EROSIVO DO SISTEMA PRAIA-ANTEPRAIA.....	140
7.3 A MORFODINÂMICA DO SISTEMA PRAIA-ANTEPRAIA.....	147
VIII CONCLUSÃO	152
IX REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	155
X ANEXOS	163

I INTRODUÇÃO

A orla costeira e zona submarina associada, a leste do Rio de Janeiro, vem sendo sistematicamente levantada por pesquisadores e estudantes ligados ao Laboratório de Geografia Marinha do Departamento de Geografia, UFRJ, focando a distribuição de sedimentos e seu transporte, a morfodinâmica das praias, da antepraia e dos campo de dunas, o desenvolvimento e aplicação de técnicas de campo e laboratório, objetivando fundamentalmente a identificação de tendências e vulnerabilidades.

A presente dissertação é uma continuidade espacial desses levantamentos e abrange o litoral entre Macaé e o Canal do Furado, em grande parte representando a orla do Parque Nacional de Jurubatiba, localizado morfologicamente no flanco Sul da planície costeira deltiforme do rio Paraíba do Sul, imediatamente a Sul da paleo-desembocadura do mesmo rio. Sem aporte de areias fluviais modernas, devido ao abandono da desembocadura original e com histórico de significativa retrogradação associada à elevação holocênica do nível do mar (SILVA *et al.*, 2004), a área de estudo se apresenta como interessante objeto para avaliação da estabilidade do litoral, considerando a morfologia do sistema praia-antepraia-plataforma continental interna.

O litoral é caracterizado por um terraço pleistocênico formado de cristas de praia e um estreito cordão litorâneo holocênico transgressivo (DOMINGUEZ *et al.*, 1981; MUEHE & VALENTINI, 1998 e MARTIN *et al.*, 1984). A área recebe com maior constância ventos fracos a moderados de NE e com menor frequência ventos fortes do quadrante sul, associados à passagem de frentes frias, que proporcionam as piores situações de mar, como por exemplo, as ondas provenientes de S, SW e SE (SOUZA, 1988).

A presente investigação objetiva caracterizar e identificar os processos hidrodinâmicos e morfo-sedimentares atuantes e analisar mais detalhadamente a aplicação do conceito de perfil de equilíbrio (DEAN, 1977).

Para Dean (1977) o conceito de perfil de equilíbrio implica, dentre outras condições, que a antepraia é rica em areia, e, portanto, a estrutura geológica subjacente não exerce influência na forma do perfil de equilíbrio, pois a abundância de sedimentos é

capaz de modelá-lo. Tal hipótese também já foi confirmada por outros autores, como por exemplo, Pilkey *et al.* (1993). No entanto, na praia analisada e nos trabalhos desenvolvidos por Thieler *et al.* (1995) e por Roso (2004) foi constatado exatamente o oposto. Assim sendo, este trabalho busca analisar a influência do substrato reliquiar da antepraia, no controle da forma do perfil de equilíbrio.

II OBJETIVOS

2.1 GERAL

- Analisar os aspectos morfo-sedimentares da praia, antepraia e plataforma continental interna para fins de caracterização e identificação dos processos hidrodinâmicos e morfo-sedimentares atuantes no referido sistema.

2.2 ESPECÍFICOS

- Conhecer a batimetria da plataforma continental interna e antepraia;
- Avaliar os dados oceanográficos (direção, altura e período da onda), para poder identificar áreas de concentração de energia das ondas que na praia representam os segmentos de maior energia e de maior risco à erosão;
- Caracterizar morfológica e sedimentologicamente o sistema praia-antepraia-plataforma continental interna, incluindo direções do transporte e áreas deposicionais;
- Determinar o perfil de equilíbrio da praia e correlacioná-lo à erosão e a uma possível tendência de recuo da linha de costa;
- Inferir os principais agentes do transporte sedimentar que possam contribuir para o aumento dos processos erosivos ocorridos no sistema praia-antepraia;
- Avaliar a estabilidade da linha de costa situada ao longo do Parque Nacional da Restinga de Jurubatiba;
- Definir a morfodinâmica do sistema praia-antepraia e fornecer subsídios aos estudos de gerenciamento costeiro.

III CARACTERIZAÇÃO DA ÁREA

3.1 LOCALIZAÇÃO

A área de estudo se localiza no litoral norte fluminense, abrangendo as praias e a plataforma continental interna adjacente compreendidas entre os distritos de Cabiúnas (Macaé) ao sul e proximidades da Barra do Furado (Quissamã) ao norte, defronte ao Parque Nacional de Jurubatiba (Figura 1).



Figura 1. Localização da área de estudo.

3.2 PARQUE NACIONAL DE JURUBATIBA

O Parque Nacional de Jurubatiba se localiza no nordeste do estado do Rio de Janeiro, abrangendo os municípios de Macaé, Carapebus e Quissamã, compreendendo aproximadamente 15 mil hectares, sendo 44km de costa inserida na planície arenosa costeira (RAMBALDI *et al.*, 2003). A área em questão, regionalmente conhecida como restinga, é constituída por um conjunto de ecossistemas diferenciados pela elevada biodiversidade e grande fragilidade ecológica, englobando um total de dezoito lagunas e diversos brejos (NURUC, 2006), (Fotografia 1).



Fotografia 1. Fotos do Parque Nacional de Jurubatiba mostrando a extensão da faixa litorânea, a presença de lagunas e o cordão holocênico. (NURUC, 2006. Acessado em: 09 jan de 2006).

A criação do Parque foi decretada em 29 de abril de 1998, e de acordo com a Lei nº 9.985/00, art. 8º, o Parque Nacional de Jurubatiba se insere numa das categorias de Unidade de Proteção Integral pertencente ao Sistema Nacional de Unidades de Conservação e da Natureza (SNUC, 2000), com características e objetivos específicos, segundo o art. 11 desta Lei:

“O Parque Nacional tem como objetivo básico a preservação de ecossistemas naturais de grande relevância ecológica e beleza cênica, possibilitando a realização de pesquisas científicas e o desenvolvimento de atividades de educação e interpretação ambiental, na recreação em contato com a natureza e de turismo ecológico.” (CONSELHO NACIONAL DA RESERVA DA BIOSFERA DA MATA ATLÂNTICA, 2000, p.19)

Segundo Muehe & Valentini (1998), alguns fatores sócio-econômicos estão interferindo na qualidade ambiental de algumas das lagunas situadas à retaguarda do cordão litorâneo holocênico localizadas na área do Parque. Estudos realizados por Panosso *et al.* (1998, apud MUEHE e VALENTINI, 1998) relatam que a laguna de Carapebus recebe efluentes da cidade de Carapebus e industriais, sem qualquer tipo de tratamento, das usinas produtoras de açúcar, atravessando extensas áreas agrícolas, basicamente plantações de cana-de-açúcar e algumas áreas de pastagem. Entretanto, Muehe & Valentini (1998, p.25) citam que no restante das lagunas do Parque, “[...] o impacto ambiental é pequeno, sendo o lençol freático a principal fonte potencial de contaminação, já que a ocupação da planície é praticamente inexistente”.

3.3 ASPECTOS GEOLÓGICOS E GEOMORFOLÓGICOS

A compartimentação do litoral brasileiro elaborada por Silveira (1964), considerando as condicionantes geológicas, geomorfológicas e oceanográficas, insere a área de estudo na costa Oriental ou Leste, com presença de características geomorfológicas da costa do Nordeste, principalmente o Grupo Barreiras. Mais precisamente no macrocompartimento Bacia de Campos, limitado a norte pelo rio Itabapoana e ao sul pelo Cabo Frio, encontra-se sua principal feição geomorfológica: a planície costeira do rio Paraíba do Sul, interiorizando o Barreiras a medida que se amplia a largura da planície de cristas de praia, desaparecendo de vez, a partir da extremidade sul desta planície, sendo substituída por rochas do embasamento cristalino pré-cambriano (MUEHE, 1998a).

A geologia da área de estudo está ilustrada no mapa elaborado por Dominguez *et al.* (1981), (Figura 2), que vai desde Macaé até aproximadamente, onde se inicia a Lagoa Feia. Como ilustrado na figura e descrito por Muehe & Valentini (1998), esta área é caracterizada por um terraço pleistocênico formado de cristas de praia e um estreito cordão litorâneo holocênico transgressivo.

Estas feições geomorfológica são denominadas por Dias & Silva (1984) de restingas duplas, caracterizadas pelo menos, por dois eventos transgressivos.

Segundo os autores, à retaguarda do cordão litorâneo existe um conjunto de pequenas lagoas, que se estreita em direção à planície pleistocênica, podendo ser caracterizada pelo aspecto truncado das margens lagunares, em contato como reverso do cordão litorâneo e pela presença de cúspides internos, sugerindo que estas lagoas eram mais largas do que a configuração atual.

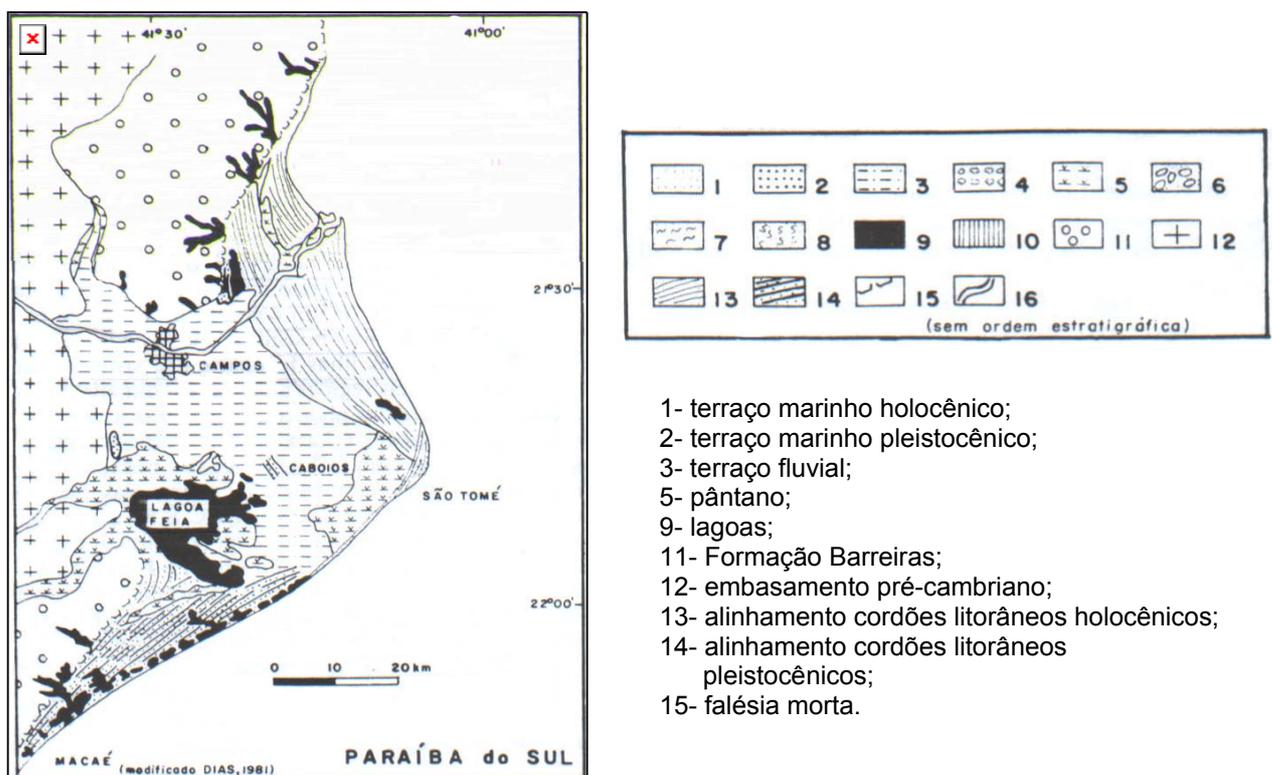


Figura 2. Mapa geológico da feição deltaica do Paraíba do Sul (DOMINGUEZ *et al.*, 1981).

De acordo com Martin e colaboradores (1984), no flanco sul da planície costeira do Paraíba do Sul os terraços pleistocênicos são particularmente bem desenvolvidos sendo datados em 120.000 anos A.P. Já o cordão litorâneo é mais recente que 5.100 anos A.P (Fotografia 2). Este aparece restrito a uma barreira arenosa única de algumas dezenas de metros de largura, sendo que os sedimentos deste cordão são provenientes principalmente da plataforma continental interna (MARTIN *et al.*, 1984 e MUEHE, 2005).



Fotografia 2. Estreito cordão holocênico no flanco sul do rio Paraíba do Sul. À esquerda do cordão está a praia e à direita, a laguna. (Foto: Dieter Muehe. Coord. 251630; 7544146)

3.3.1 Gênese e evolução da linha de costa no flanco sul do rio Paraíba do Sul

A linha de costa está constantemente na busca do equilíbrio, e para isso, ela se ajusta conforme a amplitude das marés, a energia das ondas, o suprimento de sedimentos, as intervenções antrópicas e as flutuações do nível relativo do mar, sendo este último considerado por Suguio *et al.* (1985) e Dominguez *et al.* (1981), como um dos principais fatores responsáveis pela sedimentação costeira durante o Holoceno, consistindo conseqüentemente, no fator decisivo para a configuração morfológica, atual da linha de costa, em particular, a planície ao sul do Cabo de São Tomé.

Dois episódios transgressivos Quaternários (Penúltima e Última Transgressão) foram considerados por Dominguez *et al.* (1981) e SUGUIO *et al.* (1985) de grande importância para a região do Paraíba do Sul, bem como as regiões deltaicas de São Paulo, Bahia e Espírito Santo.

Na *Penúltima Transgressão* (Transgressão Cananéia), com máxima atingida a cerca de 120.000 anos A.P, o nível do mar erodiu total ou parcialmente os depósitos

continentais, formando então, com o subsequente evento regressivo do mar, terraços arenosos pleistocênicos. Após este evento regressivo iniciou-se a *Última Transgressão* (Transgressão Santos) – holocência – na qual o mar atingiu cerca de 5 m acima do nível atual por volta de 5.100 anos A.P., erodindo e afogando parcialmente as planícies costeiras e cursos fluviais, isolando o sistema lagunar. A descida do nível relativo do mar subsequente levou a construção de terraços marinhos a partir de ilha-barreira original, resultando na progradação da linha de costa com os denominados cordões arenosos holocênicos, causando também uma gradual transformação das lagoas em lagoas e estas em pântanos salobros e, finalmente, doces (Figura 3).

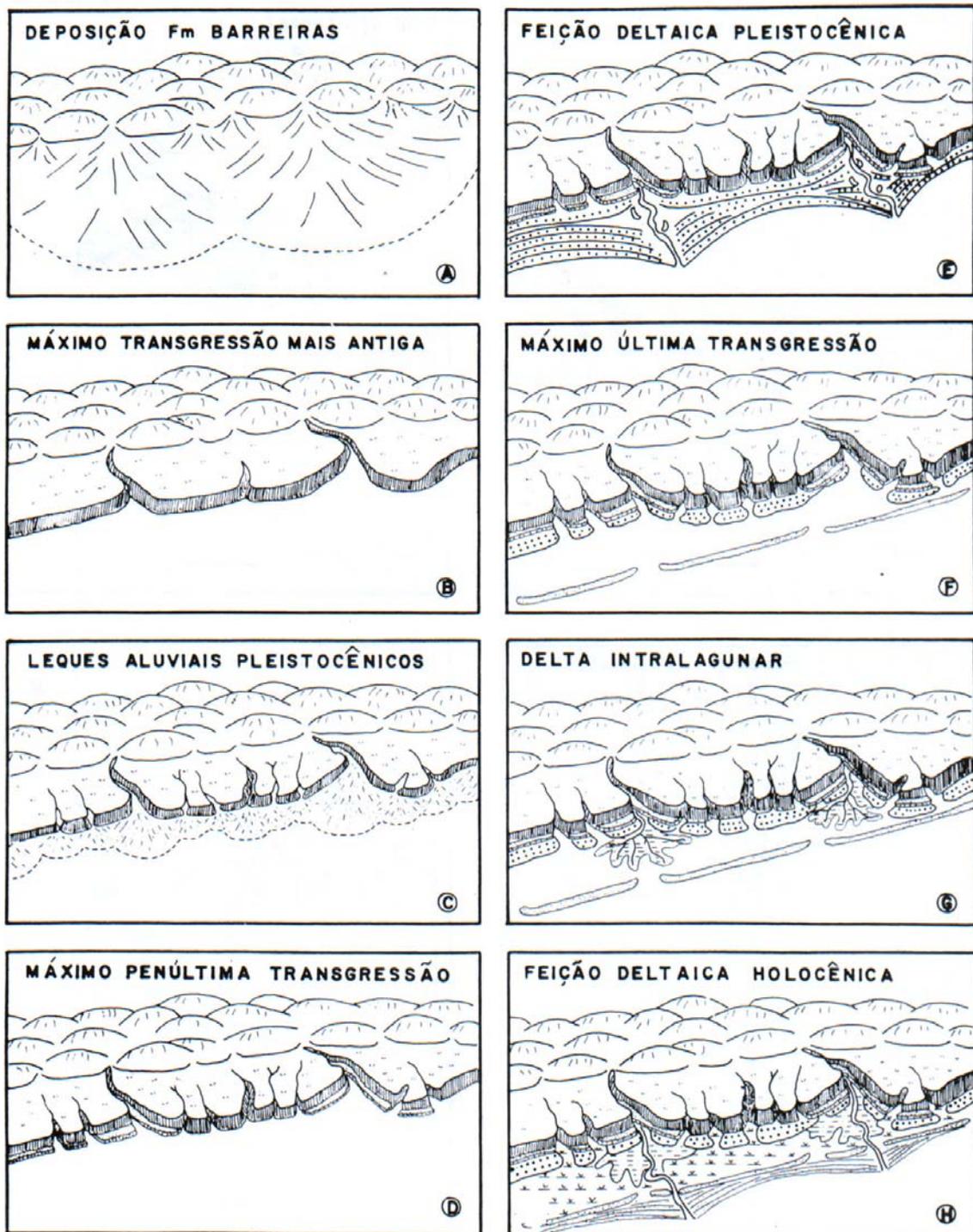


Figura 3. Esquema evolutivo da sedimentação quaternária nas feições deltaicas da costa leste brasileira. (DOMINGUEZ *et al.*, 1981)

3.4 ASPECTOS CLIMÁTICOS

A abundância de material depositado ao longo da maior parte dos trechos do litoral brasileiro reflete em grande parte às condições climáticas da área, como: as altas temperaturas e os altos índices pluviométricos, que auxiliam na ação do intemperismo e conseqüentemente na disponibilidade de sedimentos. Estas condições favorecem por sua vez, o pioneirismo vegetal que, de modo muito ativo, acarreta a fixação do material sedimentar. Desse modo, explica-se a rapidez com que surgem construções litorâneas e a formação, em pouco tempo, de extensas planícies litorâneas (SILVEIRA, 1964, p.261), como as encontradas nas planícies costeiras do rio Paraíba do Sul.

O segmento estudado apresenta o clima tropical quente úmido a super-úmido, com até três meses de seca no inverno, com precipitação média de 1000 mm/ano e temperatura média anual variando de 22 a 24°C (CARVALHO E RIZZO, 1994).

3.4.1 Ventos

Os dois Sistemas Atmosféricos de grande influência no litoral estudado são: o *Tropical Atlântico*, que possui características quente e úmida e é responsável pelos ventos provenientes do quadrante E-NE, permitindo condições de tempo bom, principalmente no verão; e o *Polar Atlântico*, com características fria e úmida e é responsável pelas frentes frias oriundas dos quadrantes S-SW e SE, pronunciadas principalmente no outono e no inverno, as quais trazem grande instabilidade e chuvas (NIMER 1979 e SOUZA, 1988).

Durante todo ano sopram freqüentemente ventos de NE com velocidade média entre 5 a 10 nós (DIRETORIA DE HIDROGRAFIA E NAVEGAÇÃO), considerados por Souza (1988), como uma situação normal. Estes ventos locais mantêm a estabilidade do tempo, com céu ensolarado que somente cessa com a chegada de frentes frias (NIMER 1979 e SOUZA, 1988), (Figura 4).

Os fortes ventos de SW estão associados à passagem das frentes frias e ocasionam a pior situação de mar, freqüentemente encontradas no inverno; os ventos de SE, normalmente aparecem em função dos ventos SW que ao estacionarem, giram e passam a soprar de SE com menos velocidade; os ventos de NW, normalmente antecedem as frentes e sopram da terra; já os ventos de S estão associados aos marulhos (*swell*) que são mais pronunciados no outono-inverno, caracterizado pelas frentes frias (SOUZA, 1988).

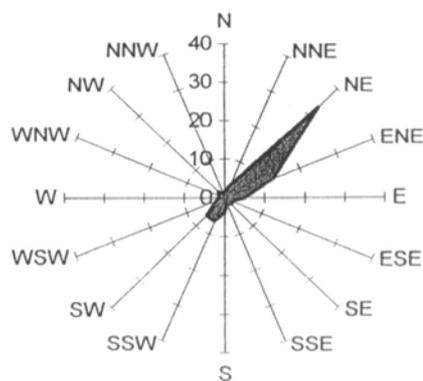


Figura 4. Distribuição anual da direção dos ventos em Farol de São Tomé (DHN, 1992 apud BASTOS, 1997).

3.5 ASPECTOS OCEANOGRÁFICOS

3.5.1 Maré

De acordo com a Diretoria de Hidrografia e Navegação (DHN), a variação de maré na Ponta de Macaé alcança 1,3 m em maré alta de sizígia e 0,3 m em maré baixa, se enquadrando portanto, num regime de micromaré, ou seja, amplitude inferior a 2m. Esta baixa amplitude da maré, associada à predominância da ação das ondas, classifica este litoral como dominado por ondas (MUEHE, 2001), (Figura 5).

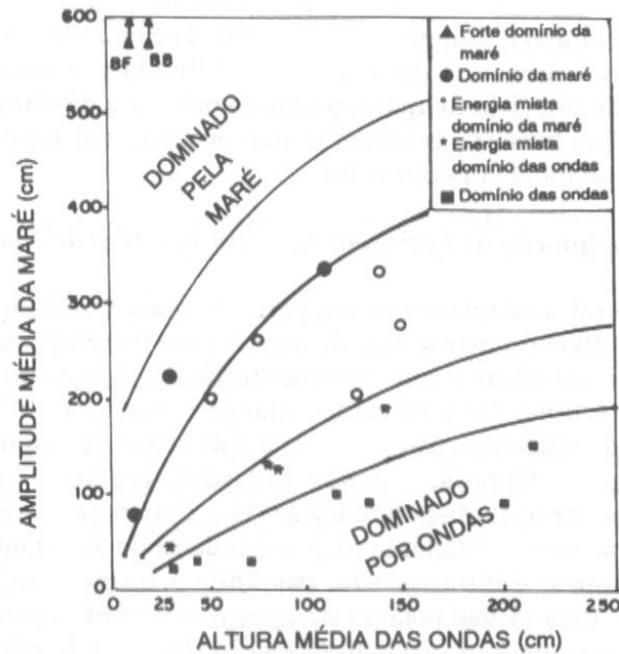


Figura 5. Caracterização ambiental em função da amplitude da maré e altura média das ondas (Segundo NUMMEDAL, 1983 apud MUEHE, 2001).

3.5.2 Ondas

A costa leste do Brasil, que vai do Cabo Frio (RJ) até o paralelo de 10°S é afetada por dois padrões de ondas, um de NE e outro de SE, associados aos ventos alísios originários do anticiclone do Atlântico Sul, este último reforçado pelo avanço da Frente Polar Atlântica (DOMINGUEZ & BITTENCOURT, 1994). Neste compartimento o vento local é mais persistente e a presença de marulho proveniente do sul é rara (MELO, 1993).

Ao longo do ano, a maior frequência da direção de incidência de ondas está associada aos ventos locais dos quadrantes NE e E, e com menor frequência ondas provenientes dos quadrantes SE, S e SW, associados às frentes frias durante os meses de outono, inverno (SOUZA, 1988), (Figura 6).

Segundo Souza (1988), as condições de mar de NE têm presença marcante na área, principalmente nos meses de verão, sendo a persistência sua principal característica, com períodos de pico máximo de 7 segundos, e altura significativa média de 1,3 metros, não ultrapassando 1,8 metros. Conforme a autora, o mar de SW, apesar de ocasional, ocorre após a passagem do sistema frontal pela região e está associado ao mar de S (que progride com a frente), proporcionando a pior situação: ondas significativas máximas de aproximadamente 5 metros de altura e período de pico de 12,6 segundos. Assim como, as condições de mar de SE, que apresentam persistência e estão associados à passagem da frente, quando o vento de SW gira, perde velocidade e passa a soprar de SE.

A maior potência das ondas está associada às condições de mar do quadrante sul, e segundo Souza (1988), maior atenção deve ser dada a estes casos, apesar de pequena ocorrência, podendo ser indicativos de condições de ressaca na costa potencializadas com situações de maré de sizígia, quando o nível relativo do mar se eleva.

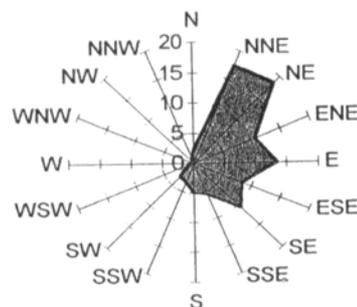


Figura 6. Padrão anual de direção de ondas (SOUZA, 1988).

Conforme as observações de Souza (1988) a altura média (H_o) das ondas situa-se entre 1,6 e 2,0 m. Alturas superiores a 3 m são mais freqüentemente oriundas dos quadrantes S e SW.

O transporte litorâneo residual é orientado para o norte (GUSMÃO, 1990; CASSAR e NEVES, 1993 apud MUEHE & VALENTINI, 1998 e BASTOS, 1997), em adaptação às

ondas de SE, geradas pelas frentes frias ou as que chegam na forma de marulho, oriundas das latitudes mais elevadas do sul (MUEHE & VALETINI, 1998).

3.6 PRAIAS

Utilizando três critérios fundamentais para estabelecer limites do perfil ativo da orla, Muehe (2004) em seu capítulo destinado à definição de limites e tipologias da orla sob os aspectos morfodinâmico e evolutivo, servindo como base para o Projeto Orla, classificou inicialmente as praias de acordo com os critérios hidrodinâmico, morfodinâmico e morfológico. Segundo o autor, as praias em estudo podem ser classificadas como: expostas e de alta energia, pois são desprotegidas das ondas de tempestades; refletivas, pois apresentam baixa variabilidade topográfica entre a praia e antepraia, associadas às ondas do tipo mergulhante e ascendente; e destacadas do litoral, visto que são separadas da retroterra por um corpo d'água, confinado ou não. Estas últimas características

“[...] são formadas por acumulações sedimentares de largura geralmente muito estreita em relação ao seu comprimento, estando seu flanco frontal em contato com o oceano e seu flanco reverso em contato com uma laguna ou corpo d'água de menor energia que no flanco frontal. São denominados de cordões litorâneos ou barreiras (*barrier beaches*), quando ambas extremidades laterais estão conectadas com feições salientes da retroterra, como promontórios ou pontas, mesmo que interrompidas por canais [...]”, (MUEHE, 2004, p. 13).

Em uma análise morfodinâmica, Bastos (1997) fez uma caracterização dos processos erosivos ao longo do litoral norte fluminense, entre Cabiúnas e Atafona - RJ, analisando as alterações morfodinâmicas das praias e considerando as variações espaciais e temporais, associadas às diferentes condições de ondas, sedimentos, morfologia das planícies costeiras e da plataforma continental. O autor compartimentou este trecho do litoral com base na estabilidade e mobilidade das praias, indicando tendências erosivas e construtivas.

Segundo Bastos, foi possível uma caracterização da evolução do ambiente costeiro, capaz de distinguir quatro domínios morfodinâmicos distintos: (1) Atafona, foz do rio

Paraíba do Sul; (2) o litoral entre Atafona e Cabo de São Tomé; (3) a região do Cabo de São Tomé e (4) o litoral ao sul do Cabo de São Tomé até Cabiúnas. Este último compartimento, que compreende a área do presente estudo foi classificado morfodinamicamente como: praias refletivas e de baixo a moderado índice de mobilidade.

Ao longo de todo litoral estudado, verificou-se que, de fato, as praias apresentam características morfodinâmicas muito semelhantes, com a face da praia bem íngreme, presença de areia grossa a muito grossa, moderado estado de mobilidade da praia, com ondas mergulhantes (*plunging*), (Fotografia 3) que incidem diretamente sobre a face da praia, formando uma estreita zona de surfe, definindo por fim condições refletivas.



Fotografia 3. Onda mergulhante. - Coord. 274088; 7551700 (Foto: Giseli Machado).

A antepraia, ao contrário da praia, é recoberta por sedimentos arenosos muito finos, oriundos do rio Macaé, resultando em um gradiente topográfico suave, contrastando com a face da praia muito íngreme, onde essa transição se faz de modo abrupto (MUEHE, 1998b). Esta caracterização refere-se à praia localizada nas proximidades de Macaé, no entanto, tais características também estão presentes ao longo de toda orla defronte ao Parque Nacional de Jurubatiba.

3.7 PLATAFORMA CONTINENTAL INTERNA

Fisiograficamente a Margem Continental Sudeste brasileira pode ser dividida em duas regiões (ALVES & PONZI, 1984): de Itabapoana (ES/RJ) a Cabo Frio (RJ) e de Cabo Frio a São Sebastião (SP). A primeira é caracterizada por uma topografia relativamente suave e monótona cujo limite externo situa-se em torno de 100 metros de profundidade acompanhando os contornos da linha de costa e sendo modelada pelo complexo deltáico do rio Paraíba do Sul.

A distribuição sedimentológica da plataforma continental externa é caracterizada pela presença de sedimentos tipicamente carbonáticos, representados principalmente por algas calcáreas nodulares ramificadas (ALVES & PONZI, 1984) e atinge quase 150 Km nas proximidades de Macaé (CARVALHO & RIZZO, 1994). Estes sedimentos afetam apenas marginalmente a área de estudo, indicando que não contribuem para o balanço sedimentar da antepraia, pois esta é constituída por material siliciclástico, ou seja, a plataforma continental externa não disponibiliza atualmente sedimento para o sistema praia-antepraia-plataforma continental interna.

Ainda na plataforma continental externa, verifica-se uma convexidade na isóbata de 100 metros nas proximidades entre a Lagoa de Carapebus e Cabo Frio (Figura 7), sugerindo ser representativa de deltas desenvolvidos durante estabilizações do nível do mar, em cotas batimétricas mais baixas que a atual (KOWSMANN; VICALVI e COSTA, 1979).

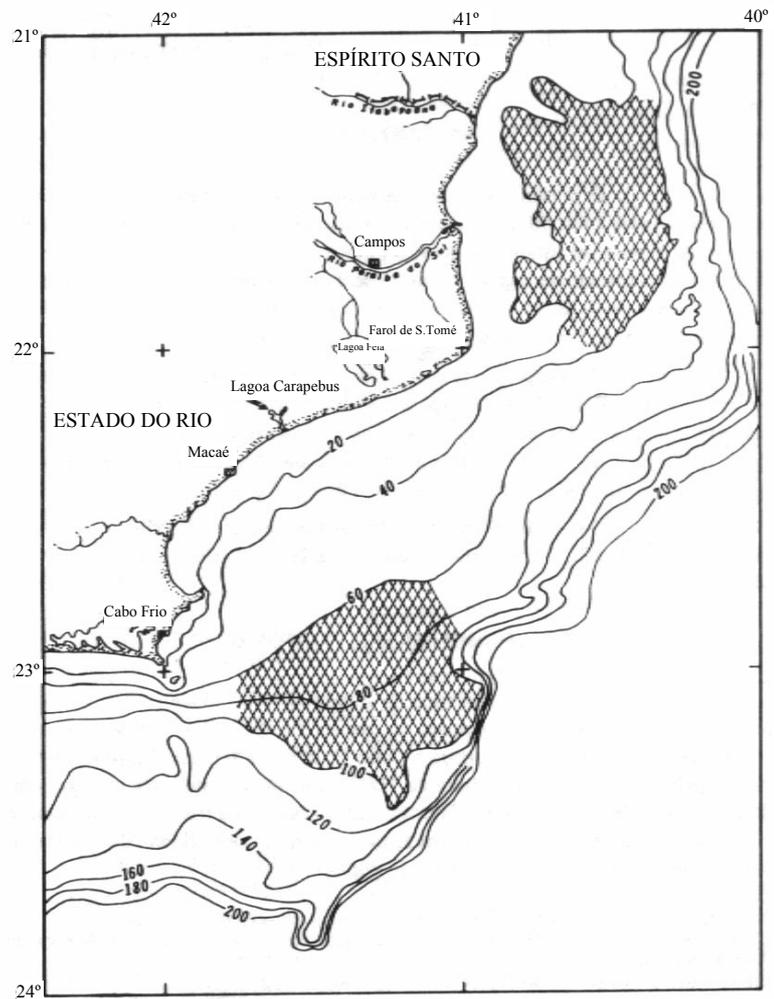


Figura 7. Mapa batimétrico de Zemruscki & França (1976 apud KOWSMANN; VICALVI e COSTA, 1979). As áreas hachuradas indicam as feições côncavo-convexas.

A plataforma continental interna adjacente às planícies costeiras do rio Paraíba do Sul apresenta uma largura em torno de 35 km (MUEHE, 1998) e é caracterizada por baixa profundidade e baixo gradiente topográfico (CARVALHO & RIZZO, 1994).

A distribuição de sedimentos superficiais é predominantemente terrígena, ou seja, de origem fluvial, representada por areias quartzosas com baixo teor de carbonatos (ALVES & PONZI, 1984). Foi relatada também a presença de lama disposta paralelamente à linha de costa nas proximidades da isóbata de 20 metros na plataforma continental interna entre o Cabo Búzios e Macaé (FERNANDEZ, 1995 e MUEHE,

1998), evidenciando uma provável faixa de lama que se estende para norte de Macaé, devido ao transporte litorâneo dado preferencialmente de sul para norte (GUSMÃO, 1990; CASSAR & NEVES, 1993 apud MUEHE & VALENTINI, 1998; BASTOS, 1997; DOMINGUEZ *et al.*, 1983 e DOMINGUEZ, 1987 apud DOMINGUEZ & BITTENCOURT, 1994).

Silva (1987 apud BASTOS, 1997) descreve que a face da praia atual e a plataforma continental interna entre Barra do Furado e Macaé apresentam um gradiente topográfico em torno de 1: 560, porém, nas proximidades de Macaé a declividade se reduz para 1: 2.900 (Figura 7).

Ao largo de Macaé ocorre uma interdigitação das fácies existentes na Margem Continental Sudeste, marcando portanto um ambiente de transição, evidenciado pela mistura de grãos grossos e médios oriundos do norte, junto aos grãos muito finos do sul, (ALVES & PONZI, 1984). No sentido sul, ocorre uma extensa área de areia muito fina e lama na plataforma continental ao largo de Cabo Frio (ALVES & PONZI, 1984 e FERNANDEZ, 1995) a partir da batimetria de 25 metros. Estes sedimentos argilosos com pronunciada fluidez são de idade holocênica depositados por aporte fluvial (rios São João e Macaé).

As amostras analisadas por Fernandez (1995) referentes à plataforma continental interna entre Cabo de Búzios e Macaé, mostraram que o grau de seleção dos sedimentos apresentou melhor resultado na faixa próxima ao litoral, onde se concentram as areias mais grossas, que se dispõe de maneira relativamente paralela ao litoral. Uma tendência de aumento do desvio padrão foi verificada em direção a faixa de sedimentos finos, com maiores valores nas amostras lamosas dispostas paralelamente à linha de costa (entre as isóbatas de 25 a 45 metros). A assimetria constatada foi de valores negativos próximos ao litoral, junto às desembocaduras fluviais e assimetria positivas seguindo a direção da ocorrência de lamas. Os valores de curtose platicúrtica, que indicam deposição de material, encontram-se mais próximas do litoral e as curtoses leptocúrticas, que indicam transporte, encontram-se bem afastada do litoral.

O autor conclui que a resultante do transporte de sedimentos nesta plataforma continental interna se dá preferencialmente no sentido de norte para o sul, ou seja de Macaé para Búzios, impulsionada pelas correntes de deriva a partir de ventos preferenciais de Nordeste (SOUZA, 1988) e pelo afinamento dos depósitos de lamas na direção do Cabo de Búzios.

IV REFERENCIAL TEÓRICO

4.1 ESTABILIDADE DA LINHA DE COSTA

A zona costeira comporta-se como um sistema ambiental instável em função de uma série de processos geológicos continentais e marinhos que são determinantes na formação de distintos tipos de costa (SILVA *et al.* 2004), como por exemplo, as praias arenosas, que refletem na sua mobilidade morfológica não só as condições distintas do clima de ondas, mas também o contexto evolutivo da planície (BASTOS, 1997), como observado pelo autor no litoral norte fluminense ao sul do Cabo de São Tomé, onde os estreitos cordões arenosos transgressivos indicam uma linha de costa retrogradante.

Taxas de variação da linha de costa podem ser estimadas através da mobilidade da mesma influenciada pelo estado morfodinâmico praias e pela orientação da linha de costa (ESTEVES *et al.*, 2003). Referidos autores identificaram ciclos de avanços e recuos máximos da praia assim como áreas de maior e menor mobilidade. Praias do tipo intermediárias, segundo a classificação proposta por Wright & Short (1984), tendem a apresentar maior mobilidade, seguida pelas praias dissipativas e as praias refletivas que tendem a apresentar menor mobilidade da linha de costa.

A variação da linha de costa também pode ser inferida a partir da direção da intensidade e direção do transporte litorâneo em função do clima de ondas (direção, período e ângulo de incidência), como realizado por Bittencourt *et al.* (2003) no litoral do Nordeste, propondo por fim, uma classificação da variação da linha de costa em setores de: progradação, erosão e estabilidade a partir do balanço sedimentar.

O desequilíbrio no balanço sedimentar pode provocar graves alterações na linha de costa, muitas vezes induzidas por retenção de sedimentos por obras de engenharia, exaustão das fontes supridoras, readaptação do perfil de equilíbrio a uma elevação do nível do mar e modificação do clima de ondas, que juntos ou isoladamente causam a redução no aporte sedimentar, sendo responsáveis pelos processos erosivos e conseqüentes alterações na linha de costa (MUEHE, 2004).

Evidências sedimentológicas, biológicas ou pré-históricas podem indicar antigos níveis marinhos quaternários na costa brasileira e conseqüentemente variações da linha de costa (SUGUIO *et al.*, 1985). No flanco sul do rio Paraíba do Sul foram encontrados depósitos arenosos quaternários de origem marinha situados acima da zona atual de deposição e fósseis de animais marinhos encontrados acima da zona de vida atual desses animais, indicando portanto, antigos níveis marinhos mais elevados.

4.2 VARIAÇÃO DO NÍVEL DO MAR

Tem-se constatado que as flutuações relativas do nível do mar durante o Quaternário foram de fundamental importância na evolução das planícies costeiras brasileiras, tais como os depósitos sedimentares da desembocadura do rio Paraíba do Sul (SUGUIO *et al.*, 1985), que tiveram as curvas de flutuações marinhas desenhadas para os últimos 7000 anos, com o objetivo de definir o papel dessas variações no desenvolvimento da planície.

Para um cenário de algumas dezenas de anos, considerando uma elevação do nível de mar associada a um aquecimento do clima, uma elevação do nível do mar de somente 0,3 m pode provocar sérias conseqüências de erosão.

A previsão de uma elevação do nível do mar é uma variável que deve ser considerada no prognóstico de variação da linha de costa em decorrência dos processos erosivos que se intensificaram com o incremento do descongelamento de geleiras (durante a década de 1990) e a tendência histórica de elevação da temperatura climática (MUEHE, 2004).

Considerando um cenário mais pessimista em função de uma elevação do nível do mar, a *Intergovernmental Panel of Climate Change* (IPCC) avalia uma elevação de 0,2 a 0,85 metro até o ano 2100. De acordo com esta previsão, faixas de absorção desse impacto devem ser estabelecidas no sentido de evitar perda de propriedades, mesmo sabendo que este cenário possa não vir se concretizar, por se tratar de uma estimativa.

Os efeitos de uma elevação do nível do mar sobre a linha de costa dependem das características geomorfológicas e morfológicas da costa. Um cordão litorâneo, por exemplo, com existência de lagunas à retaguarda, quando submetida a tal situação, ocorre o alagamento e aumento da profundidade das lagunas. Onde os cordões são largos, ocorre erosão na borda oceânica, instalando-se o processo de migração apenas quando a largura e altura permitirem a ultrapassagem das ondas (MUEHE, 2004), (Figura 8).

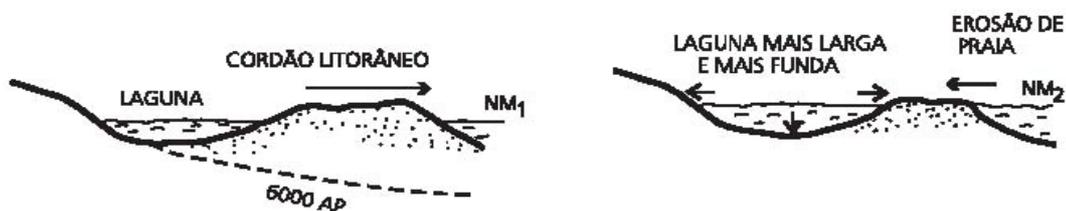


Figura 8. Resposta geomorfológica do cordão litorâneo a uma elevação do nível do mar (segundo BIRD, 1987 apud MUEHE, 2004).

Em consequência da declividade da plataforma continental interna brasileira ser em sua maior parte muito baixa (média inferior a $0,2^\circ$), Muehe (2004, p.21) afirma que:

“[...] a retrogradação da linha da costa atinge centenas de metros, e em alguns casos, até mesmo quilômetros nas declividades mais baixas, onde se observa que a típica retrogradação de 50m, freqüentemente mencionada na literatura como resposta a uma elevação de 1m do nível do mar, limita-se a declividades em torno de 1° (comuns nas regiões Sul e Sudeste e em pontos isolados do litoral nordestino)”.

Conforme o autor citado acima, costas com declividades menores que $0,5^\circ$ ocorrem significativas transferências de sedimentos arenosos da plataforma em direção à costa à medida que se processa a retrogradação. Em declividades elevadas, superiores a 1° , ocorre transferência de sedimentos em direção à antepraia inferior, em direção à plataforma continental interna, fazendo com que o cordão litorâneo perca o volume. Já em uma situação de equilíbrio, que se estabelece numa declividade em torno de $0,7^\circ$, “[...] o deslocamento de sedimentos em direção à costa é aproximadamente igual ao deslocamento em direção à antepraia inferior. Assim, a erosão é compensada pela deposição.” (MUEHE, 2004, p.22), (Figura 9).

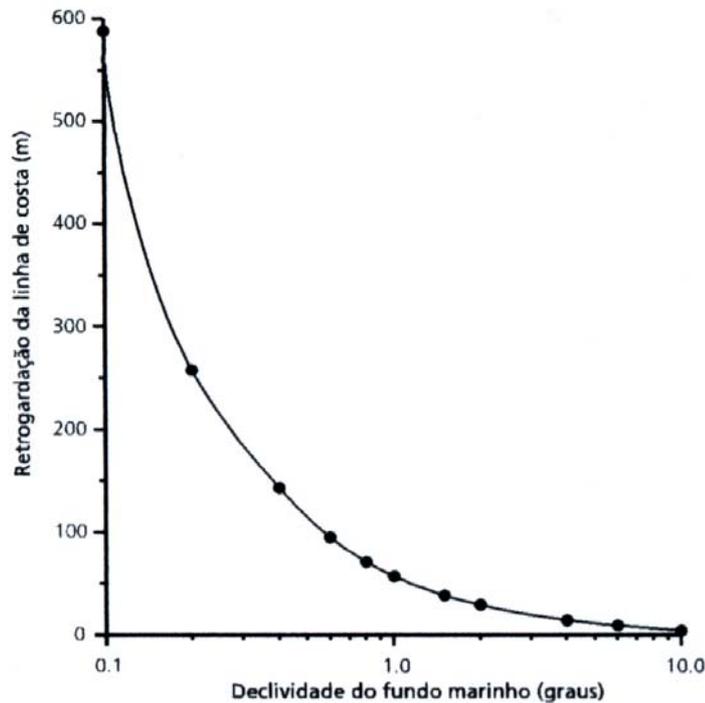


Figura 9. Retrogradação da linha de costa em função da declividade do fundo marinho (Segundo ROY *et al.*, 1994 apud MUEHE, 2004)

4.3 O SISTEMA PRAIAL

4.3.1 Nomenclatura

Ao caracterizar uma praia são necessários alguns conceitos referentes às terminologias utilizadas na descrição das partes morfológicas presentes no sistema praiial. No entanto, tais terminologias ainda não são consenso entre os autores do mundo inteiro, quanto aos limites e às nomenclaturas utilizadas neste sistema, dificultando o entendimento referente á este tema. No presente trabalho serão adotadas as terminologias abordadas por Muehe (2001 e 2002), (Figura 10).

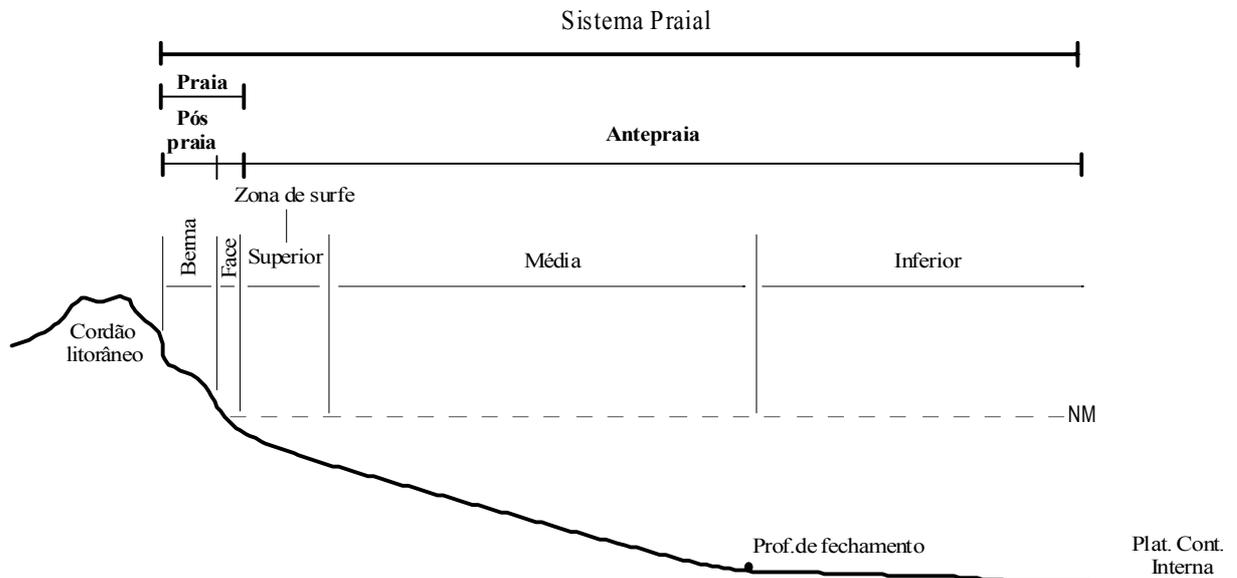


Figura 10. Terminologias e limites adotados nas feições do sistema praial. Adaptação da figura de Muehe (2001) para uma praia tipicamente refletiva.

Para Muehe (2001), ao tratarmos a praia, seja sua parte emersa ou submersa, estamos nos referindo ao sistema praial. Tal sistema se divide em praia e antepraia, sendo a primeira composta pela pós-praia (berma) e face da praia, e a segunda composta pelas antepraias superior, média e inferior.

Segundo Muehe (2001), as praias são depósitos de sedimentos, mais comumente arenosos, acumulados por ação das ondas que, por apresentar mobilidade, se ajustam às condições de ondas e maré.

A pós-praia é representada pela berma, que é a porção sub-horizontal (terraço), formada por sedimentação de areia por ação das ondas (SUGUIO, 1992), ou seja, a pós-praia situa-se acima da linha de preamar, correspondendo a uma faixa quase plana, atingida pela água do mar em ocasiões de tempestade ou marés excepcionais (MENDES, 1984).

Da pós-praia rumo ao continente, é comum a presença de dunas e falésias, mas elas não fazem parte da praia propriamente dita, apesar destas feições sofrerem esporadicamente as influências da ação das ondas e constituírem armadilhas ou retentores de sedimentos do sistema praial.

A face da praia é abordada por alguns autores como início da antepraia ou pertencente à zona de surfe (SHORT, 1999). No entanto ela será tratada aqui como uma feição pertencente à praia, situada numa faixa de transição entre a parte emersa (pós-praia) e a parte submersa do sistema praial (antepraia).

A antepraia é outra feição do sistema praial ainda muito discutida e que segundo Short (1999) a sua indefinição é uma contínua tradição da sua inconsistente terminologia. Como por exemplo, Niedoroda *et al.* (1985) que define a antepraia vagamente como uma zona de transição entre a zona de surfe e a plataforma continental interna. Barrell (1912) e Johnson (1919) apud Short (1999) definem a antepraia como a parte submersa que se estende da linha de costa na maré baixa até uma suposta quebra na declividade em direção ao mar, na qual o gradiente é claramente menos íngreme. Swift (1976) apud Muehe (2001) denomina antepraia, “[...] toda porção submersa do prisma praial, muitas vezes morfologicamente limitada por um decréscimo de declividade no que se pode considerar o limite entre prisma praial e plataforma continental interna” (p. 256). Muehe (2006) afirma que a antepraia compreende ao prisma sedimentar submarino de transição entre a plataforma continental interna e a praia, e, caracterizada por um contínuo incremento do gradiente topográfico em direção ao litoral.

Segundo as definições de Muehe *et al.*, (2001), a antepraia pode ser dividida em três partes (no sentido terra-mar): a superior, que compreende a zona de surfe, limitada externamente no ponto de arrebentação da onda; a média, que envolve o trecho até a profundidade de fechamento; e a inferior, que compreende em média, o dobro do comprimento da antepraia média (Figura 15).

Contudo, há um consenso entre os diversos autores quanto à função dada a antepraia. De acordo com Thieler *et al.* (1995), ela se comporta como uma barreira, um filtro ou um condutor para a troca de materiais entre a terra e o mar, sendo que ela responde diretamente aos efeitos das tempestades, ao aumento do nível do mar e às mudanças induzidas pelo homem. Niedoroda *et al.* (1985) aponta a antepraia como uma importante região de transição para as ondas oceânicas, sendo que é nesta região que a profundidade diminui, causando o processo de empolamento (*shoaling*) caracterizado pelo aumento de esbeltez, até a quebra da onda na zona de arrebentação.

4.3.2 Aspectos morfológicos e hidrodinâmicos

A variação da forma do perfil da antepraia é controlada pelos sedimentos (disponibilidade, tipo e seleção), pela maré e pelas ondas, que juntos realizam o transporte de sedimentos, manifestado na forma de acreção ou erosão.

De modo geral, os perfis compostos por sedimentos mais grossos tendem a apresentar um gradiente topográfico mais íngreme, enquanto sedimentos mais finos condicionam perfis mais suaves (Figura 11).

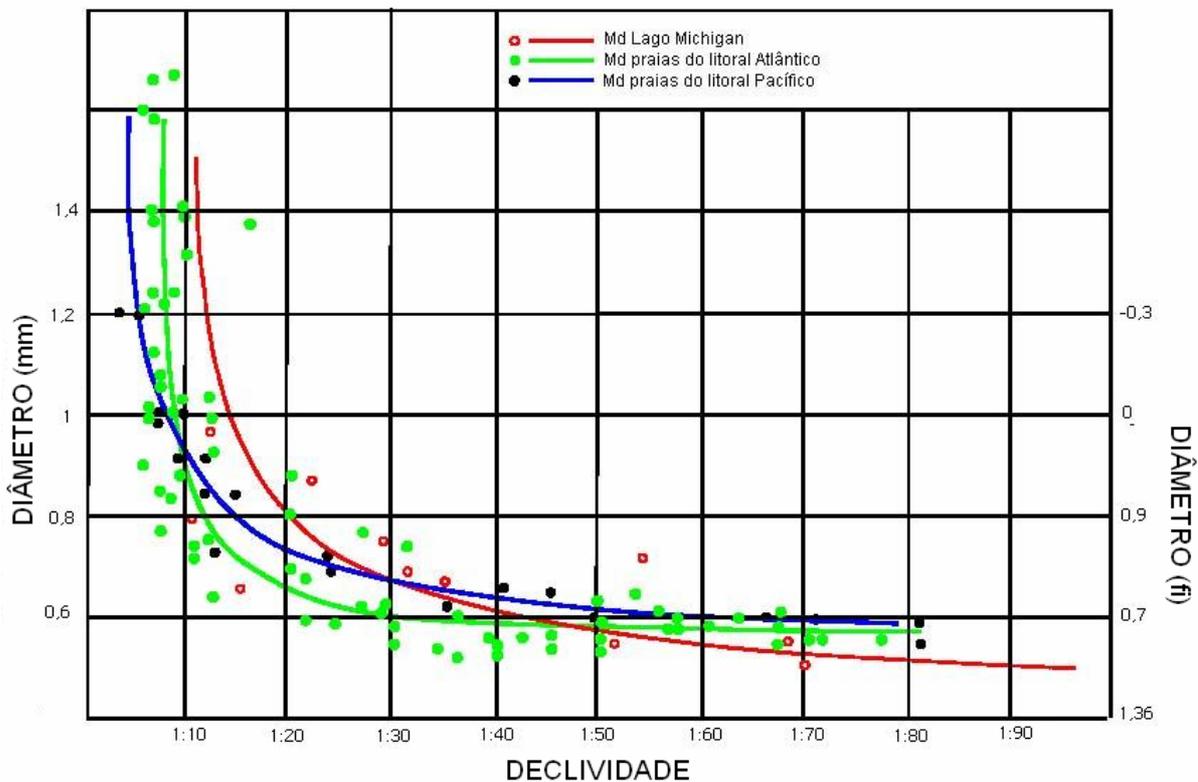


Figura 11. Relação entre granulometria dos sedimentos e declividade da antepraia em três áreas distintas (US Army Corps of Engineers apud ROSO, 2003)

A exposição da praia às ondas também interfere na forma da antepraia, como também, as ondas de maior altura ou de maior esbeltez (H/L) condicionam perfis mais suaves (DEAN, 1991), este último exerce maior influência no modelado do perfil da praia (SUNAMURA, 1989 apud ROSO, 2003).

A Figura 12 mostra que praias com o mesmo diâmetro granulométrico podem variar a declividade de acordo com o grau de exposição da praia, sendo que a declividade será menor em uma praia exposta do que em uma praia protegida.

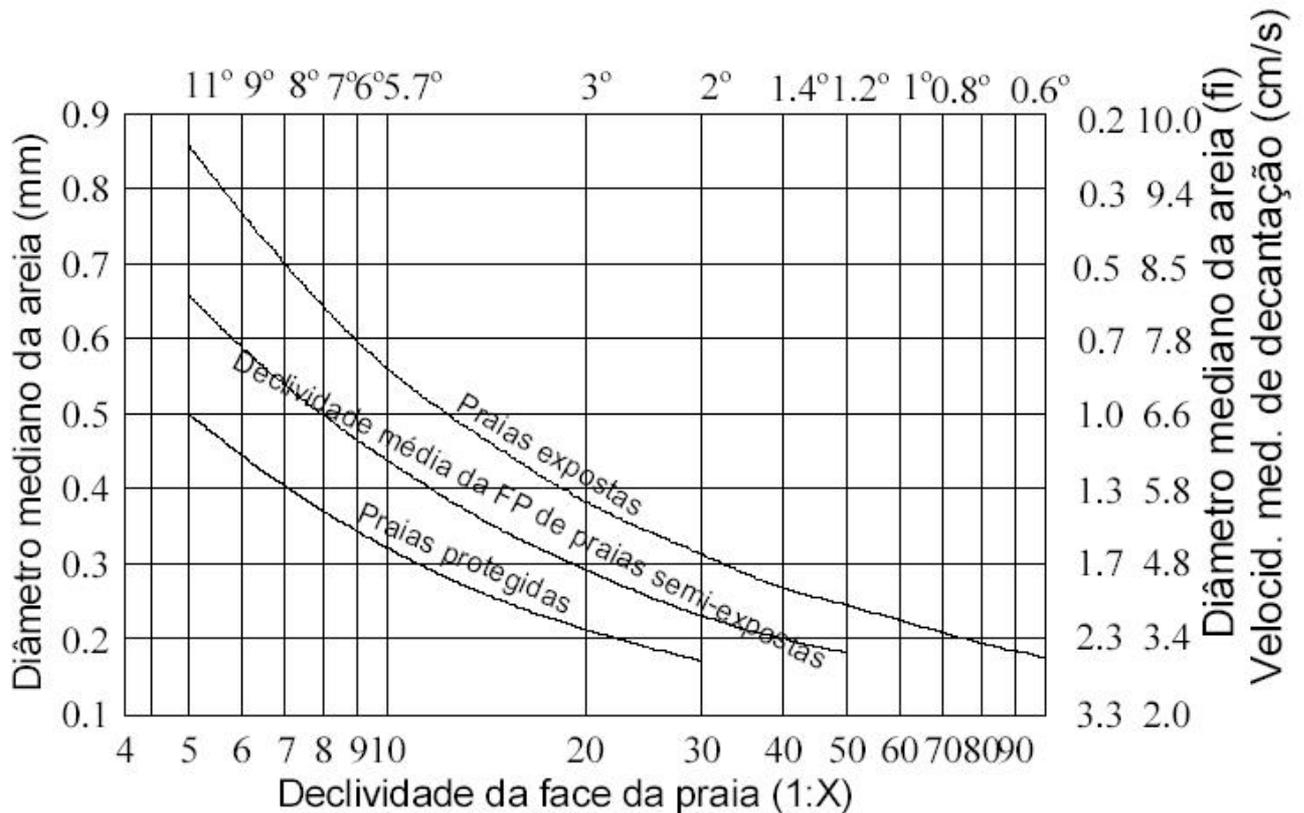


Figura 12. Correlação entre diâmetro granulométrico, declividade da face da praia e exposição à energia das ondas (adaptado de WIEGEL, 1964 por MUEHE, 2002)

4.3.3 Estados morfodinâmicos

No ambiente costeiro, o conceito *morfodinâmica* corresponde ao ajustamento da topografia do prisma praial para acomodar-se aos movimentos produzidos pelas ondas, marés e correntes litorâneas e também à própria topografia (ROSO, 2003). Tal ajustamento se apresenta de forma bastante dinâmica e contínua manifestado através

da mobilização dos sedimentos, que imprime na morfologia da praia as modificações em planta e em perfil num período de alguns segundos, dias ou anos.

Segundo as classificações morfodinâmicas das praias sugeridas por Wright & Short (1984) e por Muehe (1998b), tendo aqueles baseado no estado morfodinâmico mais freqüente da praia e este no estado morfodinâmico no momento da observação, ambas classificações apresentaram dois estados extremos, um refletivo e outro dissipativo, e alguns intermediários, sendo quatro na primeira classificação e três na segunda (maiores detalhes no capítulo 5 no sub-intem 5.2.6).

No estado dissipativo (Figura 13) a zona de surfe é larga e a praia apresenta baixo gradiente topográfico. Este tipo de praia ocorre sob condições de ondas de alta energia e de elevada esbeltez (classificadas como deslizantes) e na presença de areia de granulometria fina, que permite um alto potencial de transporte de sedimento eólico e conseqüentemente dunas frontais bem desenvolvidas. A antepraia apresenta elevado estoque de areia e é constituída de barras paralelas (SHORT & HESP, 1982).

O estado refletivo segundo Muehe (2001), (Figura 13) ao contrário do anterior, é caracterizado por elevados gradientes de praia e fundo marinho adjacente, o que praticamente elimina a zona de surfe e a formação de bancos submersos, apresentando ondas do tipo ascendente e colapsante. A berma da praia é elevada devido à velocidade de espraiamento da onda que se dá sobre as areias grossas, limitando assim, o transporte eólico e as dunas frontais que se apresentam pequenas ou inexistentes.

Os estados intermediários (Figura 13) são caracterizados por uma progressiva redução da largura da calha longitudinal em decorrência da migração do banco submarino da zona de arrebentação em direção à praia, devido às variações hidrodinâmicas (MUEHE, 2001). As praias, segundo o autor, são caracterizadas por megacúspides ou bancos dispostos transversalmente à praia e fortes correntes de retorno. As ondas são do tipo mergulhante e de energia variando de baixa a forte, apresentando zonas de surfe complexas, deslocando constantemente sua morfologia do estado dissipativo para o refletivo, com zona de surfe, potencial de transporte eólico e tamanho das dunas frontais decrescentes (SHORT & HESP, 1982).

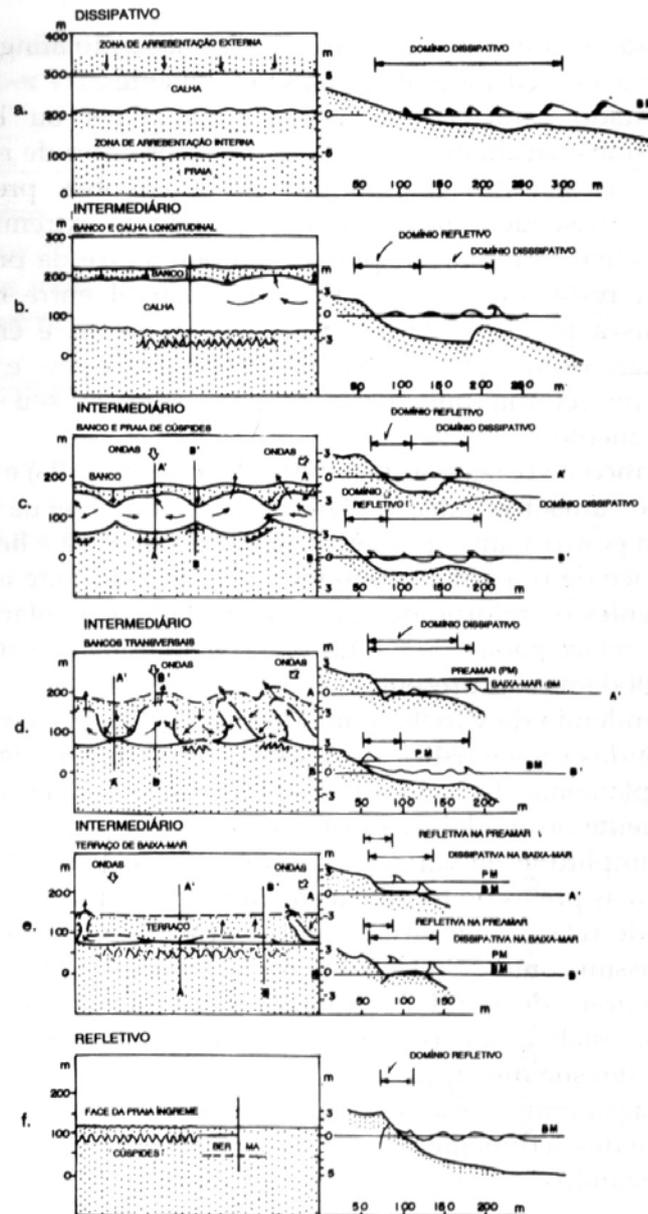


Figura 13. Características morfológicas dos seis estados de praia. (Adaptado de WRIGHT & SHORT, 1984 apud MUEHE, 2001).

4.4 TEORIA DE BRUUN (1954)

Bruun (1954), baseado na evolução de longo período, propôs um modelo para evolução de perfil de praia em decorrência de uma subida do nível relativo do mar. No entanto, é considerado que o material em movimento (*onshore* e *offshore*), esteja dentro de um sistema fechado de balanço sedimentar, entre a praia e proximidades e o perfil submerso (BRUUN, 1988).

A resposta do perfil é dependente da taxa de elevação do nível do mar (SLR) e da disponibilidade de sedimentos. Para uma elevação do nível do mar, o prisma da praia irá sofrer erosão e o material erodido será transferido e depositado na antepraia. Esta transferência provocará uma elevação do assoalho de antepraia em magnitude igual à elevação sofrida pelo nível do mar, mantendo assim, constante a profundidade da lâmina de água (SUGUIO *et al.*, 1985). No caso, de um abaixamento do nível relativo do mar, o perfil de equilíbrio também deverá ser restaurado, iniciando pela diminuição da espessura da lâmina d'água, gerando um desequilíbrio no perfil, mas que, conseqüentemente, as ondas irão movimentar os sedimentos inconsolidados da antepraia rumo à costa, estocando-o no prisma praias e provocando, desta maneira, a progradação da linha de costa, cessada somente quando a profundidade for equivalente a que existia anteriormente, retornando ao equilíbrio.

A Teoria de Bruun (1954) representa o modelo de variação da linha de costa em função da variação do nível do mar e assume que para essa variação, o perfil da praia alcance o equilíbrio ao passo que o volume do sedimento erodido da antepraia superior seja igual ao volume depositado na antepraia inferior, e a elevação da deposição deve ser igual à elevação do nível do mar, havendo assim, uma compensação do transporte de sedimentos dentro do perfil (Figura 14) admitindo para isto, a ocorrência apenas do transporte transversal. Logo, uma vez estabelecido o perfil de equilíbrio na zona litorânea, a elevação subsequente do nível do mar perpetuará este equilíbrio, que será restabelecido mediante sua translação em direção ao continente (BRUUN, 1962).

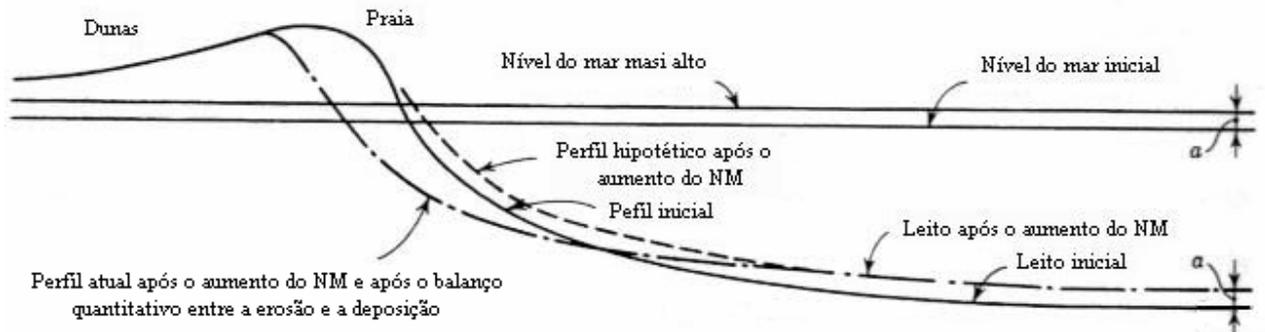


Figura 14. Influência do aumento do nível do mar no perfil praiado (BRUNN, 1962).

Bruun considera em seu modelo que a costa apresenta comprimento infinito e neutralidade no movimento longitudinal do material, mantendo assim, as formas geométricas da praia e do perfil submerso, que variam unicamente em função da ação das ondas, das marés e do aumento do nível do mar (BRUNN, 1988). Deste modo, o autor admite que o ângulo de incidência das ondas não influencia na geometria do perfil.

Segundo Lei de Bruun (1962), as orlas com praias podem ter suas estimativas de recuo da linha de costa em função de uma elevação do nível do mar com base na aplicação da seguinte equação:

$$R = \frac{SLG}{H} \quad (1)$$

R = retrogradação devida à elevação do nível do mar (m)
 S = elevação do nível do mar (m)
 L = comprimento do perfil ativo (m) *
 H = altura do perfil ativo (m) **
 G = Proporção de material erodido que se mantém no perfil ativo

*L é a distância entre a elevação máxima do perfil ativo e a profundidade de fechamento.

**H pode ser determinada pela somatória da altura da feição emersa ativa (topo do cordão litorâneo ou da praia ou da duna frontal), com a profundidade de fechamento do perfil (dl, 1 ou dl,100).

4.5 PERFIL DE EQUILÍBRIO

Definições, críticas, resultados e técnicas na tentativa de determinar o perfil de equilíbrio teórico de uma praia foram apresentados por Dean (1977, 1991, 2000); Dean *et al.* (1993); Pilkey *et al.* (1993); Gruber *et al.* (2003); Thielert *et al.* (1995); Muehe (2004); Hallermeier (1981); Nicholls *et al.* (1995); Roso (2003); Fachin (1998) e Boon & Green (1988) *apud* Roso (2003); Komar & Mcdougal (1994); Dubois (2001); Bogde (1992), Albino & Gomes (2004) e Bernabeu *et al.* (2003), com o intuito de discutir a validade da equação de Dean (1977). Não obstante, as críticas a mesma é amplamente usada devido sua simplicidade de aplicação.

O conceito de perfil de equilíbrio foi evidenciado a partir da teoria conhecida como Regra de Bruun (1954) e foi inicialmente aplicado a um processo de escala geológica, com o ajuste gradual do perfil às diferentes situações do nível do mar. Atualmente esse conceito é aplicado nos processos de menor escala, adotado para acompanhar os estudos de morfodinâmica, visto que os agentes dinâmicos não são estacionários e o perfil busca constantemente sua situação de equilíbrio entre forçantes e sedimentos.

Segundo Dean (1977) a utilização do conceito de perfil de equilíbrio é uma maneira fácil de se fazer a estimativa do valor do recuo da linha de costa por ação de ataque frontal das ondas, sendo, portanto considerado como um conceito altamente dinâmico.

Para um levantamento topográfico ideal Muehe (2002) afirma que o perfil transversal deve abranger desde a parte emersa da praia (que vai do pós-praia até o limite inferior da face da praia), a zona de surfe e arrebentação, até a zona submarina propriamente dita (que vai até uma profundidade correspondente ao fechamento do perfil). Sendo que, o entendimento dinâmico do perfil de equilíbrio tem uma importância fundamental no gerenciamento de obras costeiras, ao passo que:

“a determinação do perfil de equilíbrio da zona submarina adjacente à praia permite uma avaliação do grau de susceptibilidade da praia à erosão e ao cálculo do volume de aterro hidráulico para um projeto de recuperação de praia, pois é no estoque de sedimentos do perfil submarino, que a praia tem sua fonte de realimentação”.
(MUEHE, 2002 p.230)

Trabalhos realizados por Gruber *et al.* (2003), na costa norte do estado do Rio Grande do Sul, demonstraram que esta vem apresentando uma tendência erosiva nas últimas décadas, possivelmente como resultado de uma presente elevação do nível do mar e mudanças na dinâmica e disponibilidade de sedimentos. E com base no modelo de perfil de equilíbrio proposto por Dean (1977), GRUBER *et al.* (2003) reconhecem que o balanço do perfil (praia e antepraia) pode ser importante para mostrar as condições morfodinâmicas e alguns aspectos evolutivos para esta região.

Dean *et al.* (1993) consideram esse conceito uma idealização do que ocorre na natureza, visto que o perfil busca acomodar-se às condições de equilíbrio, porém, na prática a situação de equilíbrio é raramente observada devido à variabilidade das forçantes e influência do embasamento geológico, sendo comumente verificadas situações de desequilíbrio, podendo haver déficit ou excesso sedimentar. No entanto, esta comparação está referenciada a um perfil teoricamente em equilíbrio, sendo mesmo assim, muito utilizado para resolver problemas costeiros como alimentação de praias e aterros.

4.5.1 Profundidade de Fechamento

O conceito da profundidade de fechamento é muito usado para resolver problemas de engenharia tais como, recuo da linha de costa devido à elevação do nível do mar (BRUUN, 1962) e realimentação de praias (DEAN, 1991).

De acordo com Muehe (2004) o limite de fechamento do perfil se estende até uma profundidade na qual a mobilização do sedimento e a variabilidade topográfica do fundo marinho não são afetadas pela ação das ondas. Segundo Hesp & Hilton (1996, apud MUEHE, 2004) há uma correlação entre a variabilidade topográfica do fundo marinho e a profundidade da água na antepraia, sendo esta geralmente menor que 15 metros.

A determinação da profundidade de fechamento do perfil da praia, em fundo arenoso, pode ser determinada a partir do clima de ondas por meio da equação empírica de

Hallermeier (1981), onde a profundidade deve ser estabelecida para o nível zero igual a 1m acima do nível de baixa-mar, considerando a influência da amplitude da maré (NICHOLLS *et al.*, 1995, apud MUEHE, 2004):

$$d_{1,1} = 2 \bar{H}_s + 11\sigma \quad (2)$$

$d_{1,1}$ é a profundidade de fechamento do perfil (m) (aproximadamente a metade da profundidade do limite dital da antepraia) calculado a partir de um ano de observações de altura de onda

H_s é a altura média significativa anual das ondas (m) e σ é o desvio padrão anual das ondas significativas

Esta expressão define um perfil que envolve a antepraia superior e média, onde ocorre um intenso transporte de sedimentos e mudanças extremas da morfologia do fundo (Figura 11). Já a profundidade mais externa, onde o transporte é mínimo e não ocorrem modificações significativas da topografia do fundo, compreendendo a antepraia inferior, pode ser estabelecida pela outra equação de Hallermeier (1981), na qual representa o limite externo da mobilização de sedimentos pela ação das ondas geradas por eventos extremos, correspondendo a profundidade da antepraia inferior, sendo na prática considerada como o dobro da profundidade de fechamento (Figura 15):

$$d_{1,1} = (H_s - 0,3 \sigma) * T_s (g / 5000 d_{50})^{0.5} \quad (3)$$

T é o período da onda; g é aceleração da gravidade e d_{50} é o diâmetro mediano dos sedimentos da praia.

Estas duas equações permitem estabelecer uma faixa de profundidade mínima e máxima para a profundidade de fechamento (MUEHE, 2004), no entanto lembra Hallermeier (1981), a utilização deste conceito e destas equações considera apenas a interação entre as ondas e fundos arenosos, portanto, não são válidas para fundos duros e fundos siltosos-lamosos.

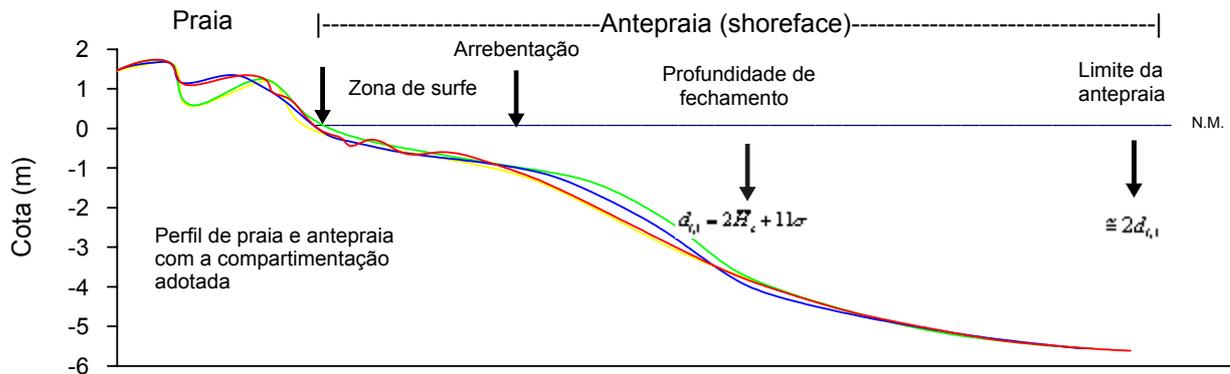


Figura 15. Compartimentação adotada para o perfil da antepraia (MUEHE, FERNANDEZ e SAVI, 2001),

4.5.2 Perfil de Equilíbrio de DEAN (1977)

Foi com base no Modelo de Bruun (1954) que Dean (1977) aplicou o conceito de perfil praiar de equilíbrio e formulou uma equação para tal cálculo, admitindo que neste conceito a forma final do perfil praiar terá adotado uma constância nas condições de onda e um dado tamanho de sedimento.

Este conceito de perfil de equilíbrio é composto por algumas hipóteses fundamentais (DEAN, 1977 e 1991) argumentadas por Pilkey *et al.* (1993): (1) o movimento de sedimentos é dado somente por difusão devido ao gradiente transversal de energia da onda; (2) a profundidade de fechamento existe e pode ser quantificada; (3) a antepraia é rica em areia, e a estrutura geológica subjacente não influencia na forma do perfil; (4) o perfil de equilíbrio representa uma aproximação da forma real da antepraia, podendo, para fins práticos, ser usado para determinação do volume de areia necessária para um projeto de recuperação de praia.

Bodge (1992) acrescenta que o modelo de Dean (1977) é desenvolvido sob mais três premissas importantes: emprega a teoria linear da onda; fixa a altura da onda local; e considera o fundo como sendo uniforme ao longo da zona de surfe, uniformizando também as características sedimentológicas ao longo deste. Lembra este autor que, esta não é uma condição real encontrada na natureza e que as praias normalmente

exibem areias grossas perto da linha de costa tornando-se mais finas à medida que se afastam da costa.

O modelo teórico de cálculo de perfil de equilíbrio de Dean (1977) expresso pela equação $h = Ax^m$ ($m = 0,67$), é o mais freqüentemente utilizado. Este modelo foi elaborado a partir do método de mínimos quadrados obtendo curvas de ajuste de 502 perfis medidos até a zona de surfe ao longo da costa leste dos EUA e do Golfo do México.

A definição desta equação foi obtida por meio de uma média estatística dos 502 perfis medidos, na qual manteve parte de sua forma, mesmo, sob influência de pequenas flutuações, incluindo as flutuações sazonais (BRUUN, 1988).

Para Komar & Mcdougal (1994) e Boon & Green (1988) apud Roso (2003), o coeficiente m , representa um valor referente ao estado morfodinâmico da praia, podendo variar de 0,2 a 1,2 do estado refletivo ao dissipativo respectivamente, admitindo o m igual a 0,4 para as praias refletivas, 0,5 e 0,67 para intermediárias e 0,74 para praias dissipativas (BOON & GREEN, 1988 apud ROSO, 2003). Fachin (1998) apud Roso (2003) considera que para perfis mais íngremes e menos côncavos o melhor ajuste é obtido com m igual a 0,67, enquanto para perfis mais côncavos e suaves, m igual a 0,4, estaria mais de acordo com a teoria apresentada.

Komar & Mcdougal (1994) estabelecem uma estreita relação entre os coeficientes empíricos A e m , ou seja, o A é um valor que varia com a granulometria do sedimento ou com a velocidade de decantação. Levando em consideração que a granulometria da praia apresenta uma estreita relação com o estado morfodinâmico, a variação do valor de A , conseqüentemente implicará na variação do valor de m . É neste ponto que Bogde (1992) e Hayden *et al* (1975) apud Komar & Mcdougal (1994) criticam a equação de Dean (1977), pois argumentam que o coeficiente fixo proposto por ele ($m = 0,67$ ou $2/3$) poderia mascarar uma profundidade de fechamento do perfil praiial admitindo uma generalidade da tipologia da praia.

Segundo Dean (1991, apud ROSO, 2003), o parâmetro A indica a estabilidade do sedimento sob a flutuação da turbulência, e o expoente m está relacionado à dissipação uniforme de energia ao longo do perfil, dependendo assim, do tipo de força considerada

destrutiva (DEAN, 1977). Dessa forma, FACHIN (1998) apud Roso (2003) conclui que o resultado da equação em cada ponto do perfil representa o valor crítico de dissipação de energia da onda para que uma partícula de determinado tamanho possa resistir ao transporte.

De acordo com os resultados individuais dos 502 perfis levantados, nos quais apresentaram seus respectivos valores de m , Dean (1977) encontrou a moda entre 0,6 e 0,7, fixando assim o valor do expoente m igual a 0,67. Somente para efeito de comparação, o fator de forma m quando maior que 1 representa um perfil côncavo, quando igual a 1, represente um perfil linear, e quando menor que 1 representa um perfil convexo (DEAN, 1977).

Ao agrupar o resultado dos 502 perfis levantados de acordo com suas características morfológicas, o parâmetro escalar A alcançou valores de 0,079 e 0,398 para os dez grupos (DEAN, 1977).

Desta forma, o modelo foi definido com o m fixado em 0,67 e o diâmetro mediano do sedimento da face da praia (parâmetro escalar) uma variável. Esta definição baseou-se na análise da média total de erros dos perfis medidos com m fixo e A variável, comparada aos perfis que tiveram ambos parâmetros variáveis, apresentando respectivamente, diferença de 0,65 e 0,62 metro. Esta pequena diferença em erros suporta claramente o argumento de que o m pode ser considerado uma constante e que A , a única variável livre controladora da forma do perfil com base nas características do sedimento (DEAN, 1977).

Embora a equação de Dean (1977) seja talvez a mais utilizada, muitas críticas são apontadas por diversos autores (BODGE, 1992; PILKEY *et al.*, 1993; KOMAR & MCDOUGAL, 1994; THIELER *et al.*, 1995; DUBOIS, 2001; ALBINO & GOMES, 2004), sendo algumas das mais relevantes reunidas por Roso (2003) e por outros:

- perfis de mesma granulometria deveriam apresentar a mesma forma de equilíbrio independentemente do clima de ondas ou do embasamento geológico, sendo este último apenas representado pela granulometria superficial, e que muitas vezes não condizem com o equilíbrio esperado para as condições hidrodinâmicas atuais, ainda que, a geologia seja o principal fator controlador da forma do perfil;

- a relação entre a mediana (d_{50}) e o parâmetro A não é consistente, e este não é o único controlador da forma do perfil, sabendo que ondas de elevada energia produzem perfis mais suaves, e ondas de baixa energia produzem perfis íngremes;
- a definição do coeficiente m igual a $2/3$ foi baseando somente em perfis concentrados na costa leste dos EUA e no Golfo do México e é válido apenas para a zona de surfe, mesmo sabendo que a Regra de BRUUN é válida para a praia e antepraia média e superior e não se estende até a antepraia inferior;
- evidências oceanográficas mostram que o transporte também pode ocorrer além da profundidade de fechamento mesmo com tempo bom, e ainda mais distante desta durante as tempestades;
- as correntes produzidas pela onda, vento e maré são desconsideradas ao passo que estas são de importância primária para a re-suspensão e transporte dos sedimentos e,
- a incapacidade da equação de reproduzir um banco, pois à medida que aumenta a distância da praia (x), a profundidade (h) também aumenta, desenhando às vezes uma forma irreal do perfil, visto que, considera uma constância no aumento da profundidade em direção ao mar.

Albino & Gomes (2004) ao verificarem a influência da composição mista (minerais leves, pesados e bioclastos) dos sedimentos marinhos nas praias para a determinação do perfil praiial de equilíbrio, atestaram que “a complexidade e limitação nas interpretações na aplicação de modelos de sedimentação aumentam com o incremento da variedade de composição, forma, densidade e tamanho dos grãos, e ainda com a existência de diferentes fontes de sedimentos”. Desta forma os autores criticam a equação de Dean (1977) com relação à utilização do diâmetro mediano granulométrico sem quantificar a contribuição dos demais componentes dos sedimentos, podendo desta maneira, alcançar resultados inaplicáveis como o verificado na praia de Meaípe — Guarapari, no litoral centro-sul do Espírito Santo.

Apesar das críticas à equação de Dean (1977), Dubois (2001) assegura que esta é uma das expressões que melhor descreve o perfil de equilíbrio e por isto tem tanta aceitação por parte dos pesquisadores e engenheiros costeiros. Entretanto, também ressalta que a forma do perfil de equilíbrio não depende somente da ação das ondas e das

propriedades dos sedimentos de fundo, mas também da declividade do fundo refletida pelo volume original de sedimentos da praia. No entanto Dean (1977) conclui que a forma do perfil expressa o ajuste entre sedimentos e processos, de maneira a produzir um gradiente de fundo que minimize o efeito da energia das ondas.

4.5.3 Caracterização morfológica e sedimentológica do Perfil de Equilíbrio

Bernabeu *et al.* (2003) afirmam que as características morfológicas e sedimentológicas de uma costa dependem principalmente da ação das ondas e que nelas está o fenômeno mais energético atuante na praia. Para estes autores as mudanças morfológicas da praia estão diretamente relacionadas com a maneira com que a energia incidente das ondas se distribui ao longo do perfil, onde a dissipação e a refração iniciam o mecanismo principal.

Estudos apresentados por Gruber *et al.* (2003) nas praias do litoral norte do Rio Grande do Sul permitiram caracterizar o perfil de equilíbrio, considerando a morfologia, a distribuição sedimentológica e as principais zonas morfodinâmicas.

Segundo os autores acima, a morfologia da antepraia apresenta três níveis de gradientes associados às profundidades bem definidas: gradiente de alta declividade (0,021 a 0,009) corresponde a antepraia superior (-4m/-6m); gradiente de baixa declividade (0,006 a 0,004) corresponde a antepraia média (-6m/-11m), limitada pela profundidade de fechamento; e, gradiente de moderada declividade (0,011 a 0,006) corresponde a antepraia inferior (< -11m), alcançando aproximadamente o dobro da distância da antepraia média (Figura 16).

Gruber *et al.* (2003) identificaram dois tipos de sedimentos ao longo do perfil da antepraia: A e B. O tipo A é composto por areia relativamente mais grossa do que no restante do perfil, é bem selecionado, apresenta assimetria negativa ou simetria e baixa curtose, definindo assim, um ambiente de alta energia, localizado na antepraia superior, corroborando com as observações de Niedoroda *et al.* (1985) que caracterizaram as

areias da antepraia superior, geralmente, como bem selecionadas e muitas vezes, similar aos sedimentos da praia, embora haja normalmente uma clara diminuição do tamanho médio do grão em direção ao mar. O tipo B é composto por silte e areia, apresenta moderado grau de seleção, assimetria levemente positiva e alta curtose, definindo assim, um ambiente no qual a ação das ondas sobre o fundo é menos intensa, situada na antepraia inferior (Figura 16). Já a antepraia média apresenta uma mistura de ambos os tipos de sedimentos. Vale lembrar que estas descrições da antepraia foram feitas em praias do tipo dissipativa.

As antepraias tipicamente progradantes, como as encontradas nas regiões deltaicas, são caracterizadas também pelo baixo gradiente topográfico da plataforma continental, e apresentam areias finas que vão progressivamente da antepraia superior em direção ao mar até a antepraia inferior sem interrupção para silte fino e lama presente normalmente na plataforma continental interna (NIEDORODA, *et al.*, 1985).

Baseado nas variações transversais do sistema praia-antepraia, Gruber *et al.* (2003) identificaram três principais zonas morfodinâmicas no perfil: a de alto dinamismo (antepraia superior); a de moderado dinamismo (antepraia média); e a de baixo dinamismo (antepraia inferior), (Figura 16).

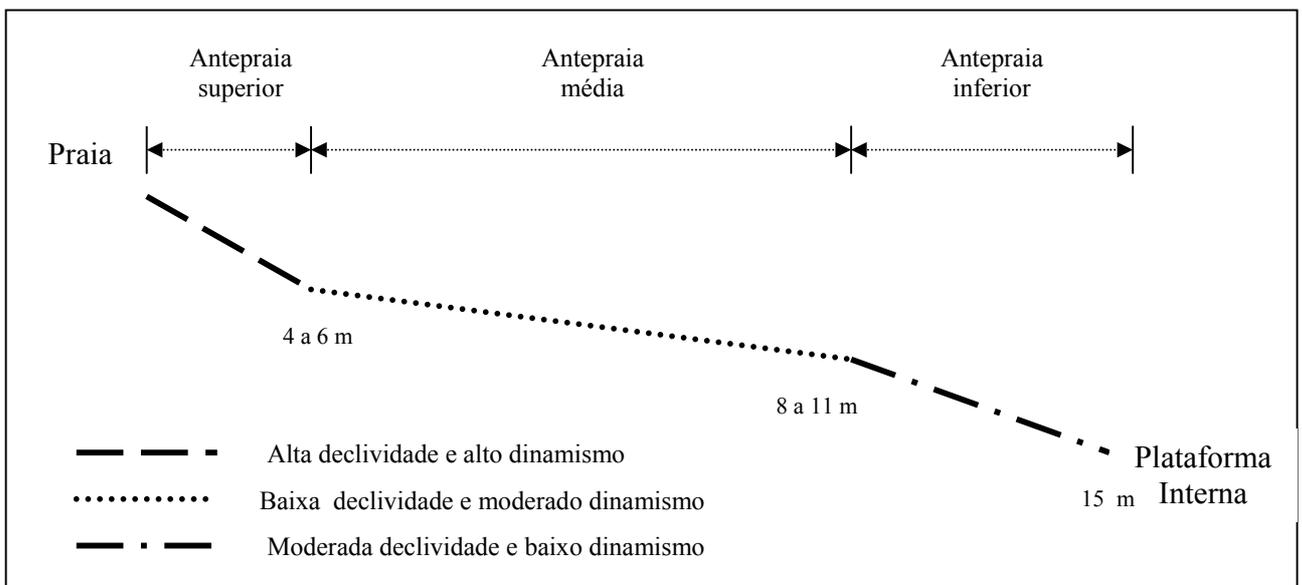


Figura 16. Perfil esquemático das seções de variações de gradientes da antepraia da costa norte do Rio Grande do Sul (GRUBER *et al.*, 2003), modificado por Giseli M.V. Machado.

Para tal caracterização do perfil da antepraia, vale ressaltar que o perfil de equilíbrio praiar estende-se somente até a profundidade de fechamento, considerada o fim da antepraia média.

4.5.4 Comparação do Perfil de Equilíbrio Teórico e o Medido

Várias porções do perfil praiar transversal respondem diferentemente às escalas de tempo. Em geral as porções rasas do perfil respondem muito mais rapidamente do que em águas profundas (DEAN *et al.*, 1993). Estes autores verificaram a diferença entre o perfil medido e o perfil de equilíbrio desejado. A diferença entre eles acontece devido aos gradientes de transporte longitudinal, porém, em seus casos analisados, foi considerado somente o transporte transversal, podendo um perfil medido apresentar excesso, equilíbrio ou déficit sedimentar. Segundo estes autores, um excesso de sedimento, na zona rasa perto da costa, quando retrabalhados pela corrente longitudinal possivelmente alcançará o equilíbrio, (Figura 17). Para tanto, Lee (1994) afirma que um perfil em equilíbrio ideal torna-se um caso muito raro, pois o perfil não está submetido a uma única condição de onda e conseqüentemente, sua forma estará em constante modificação.

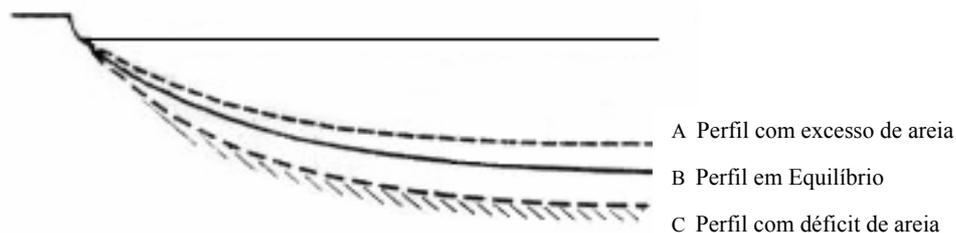


Figura 17. Perfil global de equilíbrio (DEAN *et al.*, 2003).

Diferenças discrepantes foram encontradas por Albino & Gomes (2004) ao comparem o perfil medido e o perfil teórico da praia obtido através da equação de Dean (1977), utilizando o diâmetro mediano dos sedimentos compostos por carbonatos, minerais

pesados e leves coletados ao longo do perfil e não somente na face da praia, como sugere o autor. Com estas amostras de composição mista, o perfil praial de equilíbrio apresentou bancos e sinuosidades que não correspondem à morfologia da praia, sendo que o perfil teórico calculado com os sedimentos essencialmente leves (quartzo) presentes nesta mesma praia apresentou uma configuração próxima do perfil levantado em campo. Assim, Albino & Gomes (2004) concluíram que a aplicação do modelo de Dean (1977) para a determinação do perfil de equilíbrio da praia refletiva de Meaípe-ES, de composição sedimentológica mista, mostrou-se inadequada, quando considerados os sedimentos ao longo da antepraia.

4.5.5 Geologia e Perfil de Equilíbrio

No conceito de perfil de equilíbrio adotado por Dean (1977) admite-se que a antepraia é rica em areia e a estrutura geológica subjacente não influencia na forma do perfil. Da mesma forma, Pilkey *et al.* (1993) incluem esta hipótese no seu conceito de perfil de equilíbrio e afirmam que a abundante carga de sedimentos na antepraia é suficiente para modelar a forma do perfil.

Porém, o que foi verificado por Thieler *et al.* (1995) é exatamente o oposto. A existência de depressões onduladas permanentes ao longo da antepraia de Wrightsville, Carolina do Norte – EUA, indicam que estas feições são controladas pela topografia rochosa. Estas áreas são tão influentes na praia, que as regiões onde as depressões são mais densas, correspondem às zonas mais críticas de erosão praial, além de indicarem zonas pronunciadas de transporte *offshore* durante a tempestade e conseqüentemente podendo relatar graves locais de erosão na praia e perda de sedimentos perto da costa. Portanto, nesta praia a morfologia da antepraia não pode ser explicada pela simples composição sedimentológica da praia.

Caso semelhante foi encontrado por Roso (2003), onde a forma do perfil de equilíbrio se aproximou bastante da forma encostada em campo, mesmo que as características dos sedimentos não a justificassem.

Roso (2003) percebeu em seus perfis realizados na praia de Itaoca no município de Itapemirim-ES que, a granulometria atual não expressou a declividade do prisma praial, indicando a dominância da herança geológica na definição dos perfis atuais, afirmando que a influência do fator geológico pode explicar o ajuste encontrado nos cálculos dos perfis de equilíbrios feitos a partir da equação de Dean (1977), isto principalmente para as praias refletivas.

4.6 DESLOCAMENTO DE SEDIMENTOS

A intensidade da sedimentação no litoral é compreendida quando são consideradas condições como, vigor do intemperismo, poder de transporte das drenagens, amplitude das marés, regime de vento, correntes marinhas e configuração do litoral (SILVEIRA, 1964).

O clima quente e úmido, com altos índices pluviométricos proporciona condições extraordinárias na ação do intemperismo, e conseqüentemente explicam a abundância de material depositado ao longo da costa (SILVEIRA, 1964). Somado a isto, há uma grande contribuição, em especial do rio Paraíba do Sul que garante quantidades significativas de sedimentos a serem disponibilizadas para o mar. A baixa amplitude da maré (< 2 metros), permite que a ação das ondas tenha papel predominante na configuração morfológica do litoral, bem como, no transporte de sedimentos. O regime de ventos que cria uma sobre-elevação da superfície da água em direção à praia (*set-up*), conduz uma corrente longitudinalmente à costa (NIEDORODA et al., 1985), determinando a direção do transporte longitudinal e, por conseguinte, o deslocamento de sedimentos. A configuração retilínea e longa do litoral cria condições favoráveis ao surgimento de correntes litorâneas, principalmente, as correntes longitudinais (SILVA et

al., 2004). Todos estes fatores contribuíram e contribuem para o histórico de sedimentação significativo presente no flanco sul do rio Paraíba do Sul.

4.6.1 Mecanismo de transporte sólido na água

As fontes mais prováveis dos sedimentos arenosos com destino às regiões litorâneas são provenientes dos cursos fluviais adjacentes e da plataforma continental interna. Para tal destino são necessários mecanismos de transporte sólido na água, capazes de deslocar esse material até a praia, ou quem sabe, relocá-lo na plataforma.

Mudanças ocorridas nos perfis transversais de praia em função das tempestades ou de qualquer outra variação na sua configuração envolve principalmente, um intercâmbio de sedimentos em direção ao continente e em direção ao mar (*onshore-offshore*), (KOMAR, 1976 p.309). Este trajeto depende das correntes litorâneas e do padrão de movimentos orbitais assimétricos de ondas em águas rasas, incluindo a arrebentação e a zona de surfe.

Bagnold (1940 apud KOMAR, 1976) encontrou em seus estudos, feitos no tanque de ondas, que as maiores partículas são movidas somente durante a velocidade mais rápida do movimento orbital, isto é, no momento da passagem da crista da onda e progressivamente quando são arrastadas em direção à terra (Figura 18).

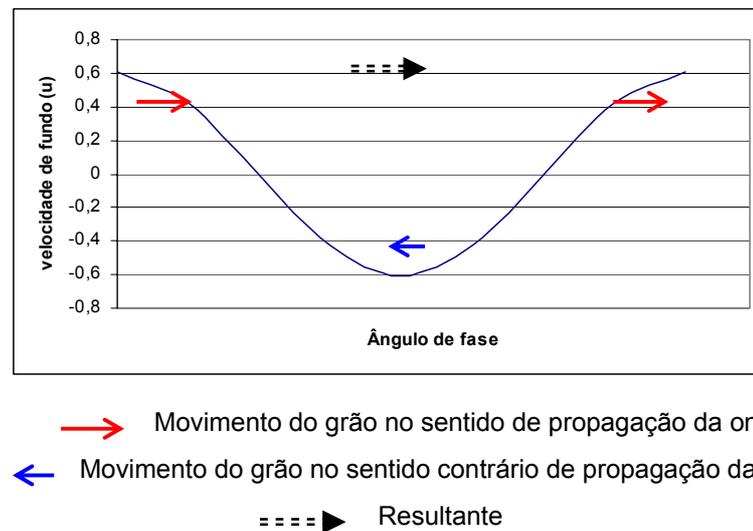


Figura 18. Intensidade e direção do movimento do grão na crista e na calha da onda.

Em direção ao mar, onde a profundidade da água aumenta, a diferença entre a velocidade da calha e da crista da onda torna-se menor, até serem insuficientemente diferentes para mover a partícula tanto em direção à costa quanto em direção ao mar (KOMAR, 1976).

O início do movimento do grão varia em função das características do sedimento presente no fundo e da tensão de cisalhamento das ondas exercidas sobre o leito. Assim, esta tensão tem que ser maior que a resistência exercida pela partícula (tensão crítica) que busca manter-se em equilíbrio estacionário.

A desagregação individual do grão é entendida como a iniciação do transporte de sedimentos em massa. Esse fenômeno que corresponde à iniciação do transporte do sedimento, exercida pela “disputa” de tensões é conhecido como “estado crítico” ou “movimento incipiente” (YALIN, 1977). Segundo o autor, o início do transporte é o estado onde alguns grãos estão efetivamente começando a se mover, mesmo que as forças ativas do grão estejam ainda em equilíbrio estacional.

Existem dois modelos de transporte de sedimento na costa transportados por influência das ondas e correntes litorâneas: um, por suspensão e outro, por arrasto. Na região onde a chegada das ondas alcança o fundo, as partículas de areia (material de fundo) iniciam o movimento oscilatório devido à ação das ondas, transportando material por

arrasto (HORIKAWA, 1972). Na região da zona de surfe, a arrebentação das ondas intensifica a turbulência do fluido em movimento, disponibilizando assim, grande quantidade de sedimento em suspensão, sendo facilmente transportado paralelamente à linha de costa pelas correstes longitudinais, ou em direção ao mar pelas correntes de retorno (HORIKAWA, 1972).

Cornish (1898 apud KOMAR, 1976) aponta que o transporte de sedimentos em direção ao continente, é mais efetivo com os sedimentos mais grossos. As areias mais finas e o silte, por outro lado, tendem a se moverem numa distância quase igual em ambas direções (*onshore-offshore*). Desta forma, as ondas podem selecionar os seixos, cascalhos e areias grossas em direção à praia. Na presença de rugas (marcas de ondulação), o autor afirma que a direção do transporte dos grãos mais finos tende a ser em direção ao mar (Figura 19).

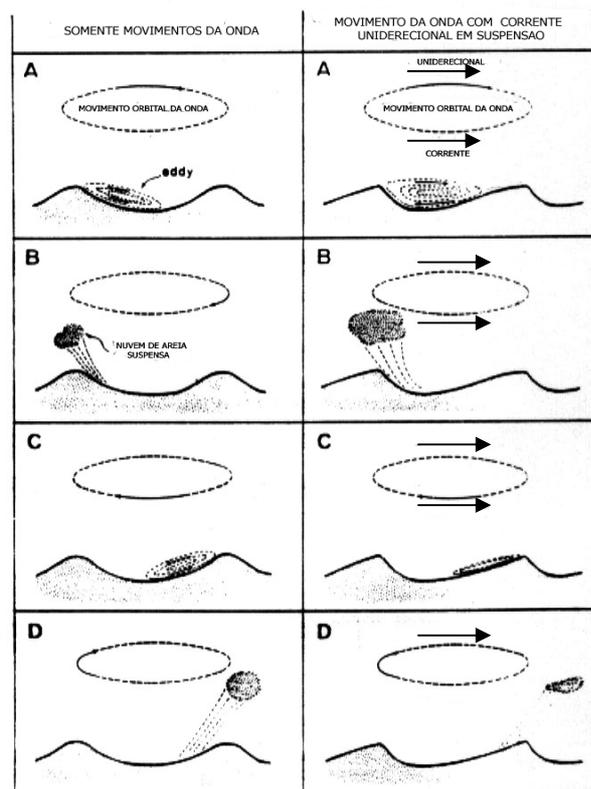


Figura 19. Relação entre o movimento da areia perto das ondulações de fundo e o movimento orbital da ação da onda sem e com a corrente unidirecional em suspensão (KOMAR, 1976)

4.6.2 Transporte longitudinal e transversal de sedimentos em relação à praia

4.6.2.1 Transporte Longitudinal

As correntes litorâneas podem afetar significativamente o trânsito dos sedimentos e conseqüentemente o perfil da praia.

A deriva litorânea ou transporte longitudinal corresponde ao transporte de sedimentos paralelo à praia e apresenta direção, velocidade e volume variados, determinados pelo ângulo de incidência e pela altura da onda na arrebentação (MUEHE, 2001), (Figura 20).

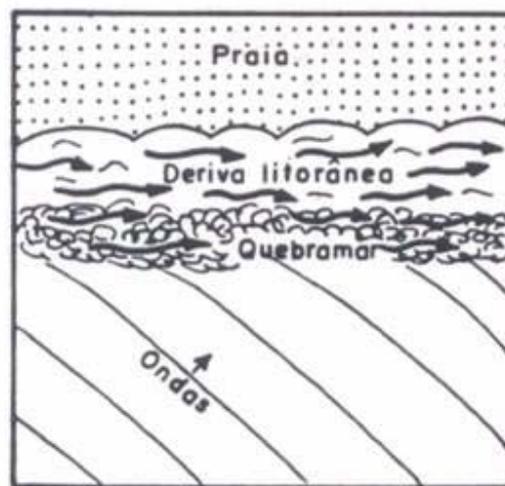


Figura 20. Corrente de deriva litorânea (SUGUIO, 1998)

O transporte longitudinal ocorre na zona de surfe, enquanto na face da praia o transporte ocorre pelo movimento do espraiamento e refluxo da onda, onde o sedimento descreve uma trajetória em forma de ziguezague, conforme o ângulo de incidência da onda (MUEHE, 2001)

O ângulo de incidência da onda é o ângulo formado entre a crista da onda na arrebentação e a zona de espraiamento da onda na face da praia (MUEHE, 2002). Este ângulo vai determinar a direção do transporte de sedimentos, podendo ser para direita do observador, olhando da terra para o mar, para esquerda do observador ou nulo, quando as ondas atingem à praia num alinhamento paralelo a ela ou com um ângulo de incidência muito pouco eficiente para proporcionar o transporte longitudinal. Segundo Muehe (2001), ondas com ângulos superiores a 5° em relação á linha de costa, já permitem uma corrente com velocidade bastante eficiente. A maior eficiência do transporte longitudinal é alcançado quando o ângulo de incidência da onda atinge 45° , reduzindo sua competência quando se aproxima de 90° (Figura 21).

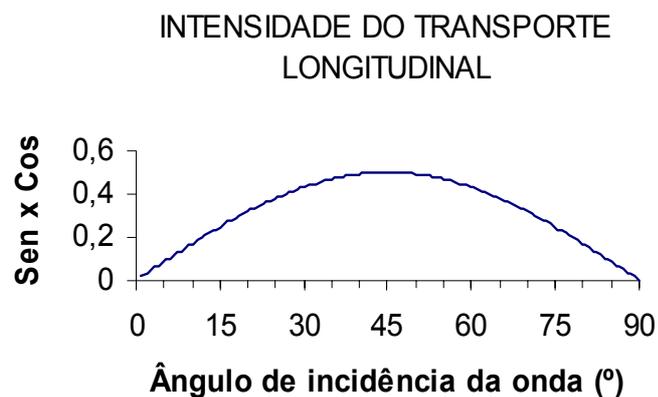


Figura 21. Intensidade do transporte longitudinal em função da variação do ângulo de incidência da onda em relação à face da praia.

A intensidade e o sentido do transporte longitudinal dos sedimentos estão em função da orientação da linha de costa e da direção de onde vem a onda, sendo esta bastante variável, ocasionando freqüentes modificações morfológicas na praia. Desta forma, Muehe (2001) conclui que qualquer alteração do clima de ondas leva a modificação do perfil de uma praia, com erosão em uma das extremidades do arco praiial e acumulação na outra. Assim, a mudança de direção das ondas pode reorientar a linha de costa (KOMAR, 1976).

A alteração do clima de onda inclui a modificação da obliquidade e da altura da onda. Estas variáveis são fundamentalmente importantes para definição da velocidade da

corrente longitudinal (MUEHE, 2002), incumbindo à altura da onda um papel mais significativo do que ao do ângulo de incidência (Figura 22).

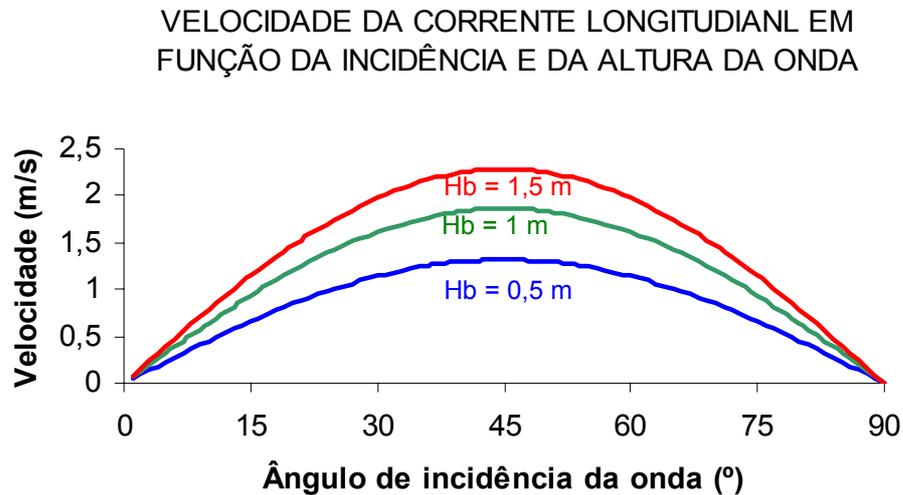


Figura 22 . Velocidade da corrente longitudinal em função da incidência e da altura da onda na arrebentação.

4.6.2.2. Transporte transversal

Uma das condições físicas que reconhece a existência de forças “construtivas” e “destrutivas” presentes na zona de surfe, capazes de transportar areia em direção à costa (*onshore*) e em direção ao mar (*offshore*), respectivamente, é o transporte transversal (DEAN, 1977). Esse deslocamento de sedimentos é muito bem compreendido nos perfis de tempestade e de tempo bom, os quais a praia assume de maneira sempre sazonal: com a chegada de uma frente fria, as ondas por serem mais esbeltas, erodem a face da praia, fazendo um recuo na berma e um acúmulo de sedimentos na zona submersa, resultando num perfil de equilíbrio com típica concavidade voltada pra cima e, após a passagem da frente fria, quando o tempo se estabiliza, passam a chegar com maior frequência ondas de pequena altura que acabam por trazer de volta o material erodido que estava na antepraia, crescendo

assim novamente a largura da berma, deixando a praia com típica concavidade voltada para baixo.

O transporte transversal ocorre na faixa dinâmica da praia, onde as ondas são capazes de remover os sedimentos. Essa faixa que se limita, geralmente entre a berma e a profundidade de fechamento, varia muito de extensão, que por sua vez depende do clima de ondas, do tempo de recorrência das tempestades, do grau de exposição da praia e das características dos sedimentos.

O transporte transversal de sedimentos também ocorre através das correntes de retorno (*rip current*). Estas correntes são responsáveis pelo transporte de sedimentos da praia para a região submarina ao largo (*offshore*), (SILVA, *et al.*, 2004). Tal escoamento é feito nos pontos em que as ondas são mais baixas, permitindo assim, o retorno das águas ao mar, que freqüentemente se estabelece em uma série de células de circulação que atravessa a zona de arrebentação, espreado-se após em forma de leque (MUEHE, 2001), (Figura 23)

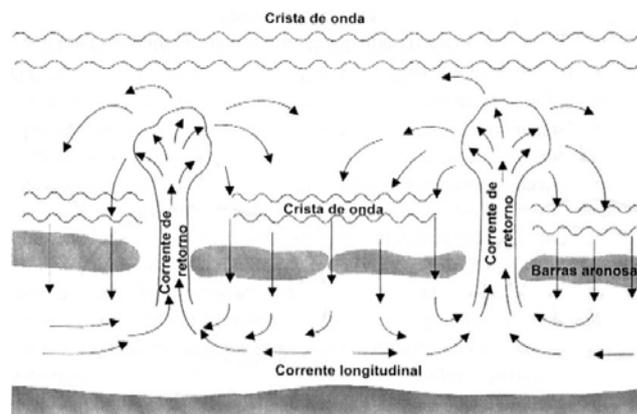


Figura 23. Células de circulação costeira formada por correntes longitudinais e correntes de retorno (NETO, *et al.*, 2004).

V METODOLOGIA E TÉCNICAS DE PESQUISAS

5.1 METODOLOGIA DE PESQUISA CIENTÍFICA

Uma pesquisa sempre se inicia quando o pesquisador percebe algum problema no saber vigente em determinado campo, podendo esse problema estar relacionado a lacunas, contradições entre duas leis ou princípios, ou dúvidas sobre a eficácia e validade de determinados princípios e teorias (GUSTIN e DIAS, 2002). Partindo deste princípio, este trabalho envolve algumas inquietações referentes ao ajuste do perfil de equilíbrio fundamental para uma interpretação da estabilidade da linha de costa.

Neste trabalho foram adotados os *métodos de abordagem dedutivo* e o *indutivo*. A utilização de ambos os métodos é uma prática muito comum na Geomorfologia (KING, 1966), e segundo a autora pode conduzir aos melhores resultados. Portanto, numa pesquisa como esta, que se baseia ao mesmo tempo na formulação de uma hipótese para no final justificar tal problema levantado (método dedutivo) e, nos casos particulares, para depois, no término da pesquisa, avaliá-los e se, as conclusões alcançadas forem validadas pelas técnicas utilizadas cabe a reformulação da hipótese inicial (método indutivo).

Os *métodos de procedimento* adotados foram: estudo de caso, estruturalista e empírico. O método baseado no *estudo de caso* consiste no estudo de determinadas condições, indivíduos ou comunidades, dentre outros, com a finalidade de obter generalizações (OLIVEIRA, 2001 apud MACHADO, no prelo). No *método estruturalista*, a investigação parte "(...) de um fenômeno concreto para, a seguir, elevá-lo ao nível abstrato, vendo a realidade do ponto de vista interno" (MARCONI, 2001, p.48). Já o *método empírico*, tem como ponto de partida a experiência, que por sua vez deve ser controlada pela razão e por testes empíricos, para fornecer alta garantia de rigor para a Teoria, pois o conhecimento científico parte de certos casos "isolados" verificáveis para construir uma teoria de caráter universal (SOLIS, 1988).

As *técnicas de pesquisa*, ou seja, a parte prática da coleta de dados, foi obtida através da *documentação indireta e direta*. A documentação indireta, primeiro passo de qualquer pesquisa científica, foi feita através da pesquisa documental, considerada como *fontes primárias*, na qual inclui documentos públicos e privados, fotografias, material cartográfico, outras ilustrações etc.; e também através da pesquisa bibliográfica, considerada como *fontes secundárias*, na qual inclui publicações avulsas, jornais, revistas, livros, teses e outros (MARCONI & LAKATOS, 1999).

A documentação direta constitui o “[...] levantamento de dados no próprio local onde os fenômenos ocorrem” (MARCONI & LAKATOS, 1999, p. 85). Este levantamento foi feito por meio de *pesquisa de campo* utilizando técnicas de observação direta intensiva, empregando na investigação a modalidade de observação sistemática. Assim, os dados foram obtidos por meio de observações planejadas sistematicamente e registradas metodicamente, estando sujeitas a verificações e controles sobre a validade e segurança (SELLTIZ, 1965 apud MARCONI & LAKATOS, 1999) por meio de instrumentos para a coleta de dados ou fenômenos observados (MARCONI & LAKATOS, 1999).

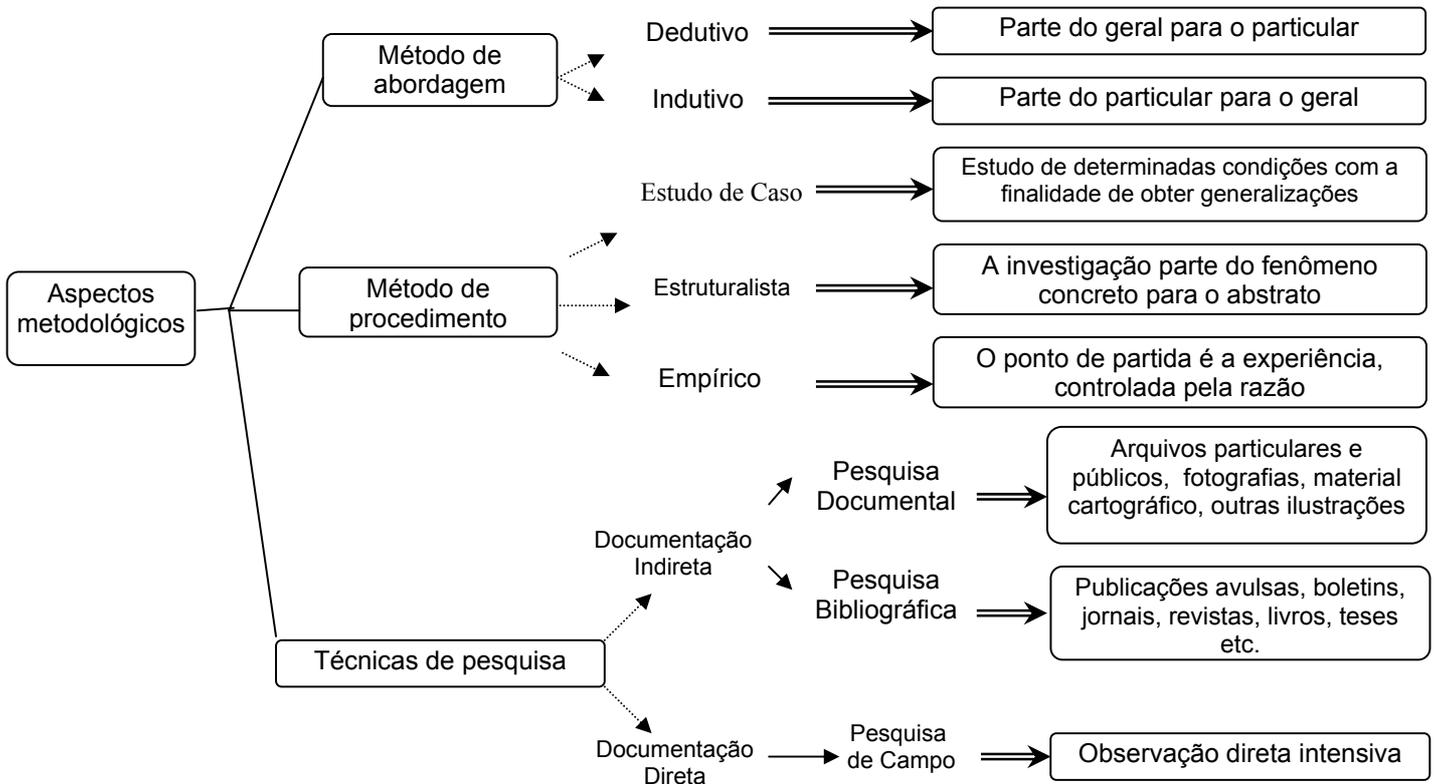


Figura 24. Diagrama esquemático dos aspectos metodológicos utilizados.

5.2 TÉCNICAS UTILIZADAS

5.2.1 Localização das amostras de sedimento

As posições dos pontos de amostragem foram definidas antes da realização das campanhas, utilizando as cartas topográficas de Cabiúnas, Carapebus, Lagoa Feia e Farol de São Tomé, na escala de 1: 50.000, considerando as dimensões e a exposição da linha de costa. Delas foram extraídas as coordenadas dos seis perfis transversais emersos e dos 10 perfis transversais submersos com seus respectivos pontos de coleta

(Tabela 2). Em campo, todos os pontos de amostragem já pré-definidos, foram localizados por meio de um GPS manual (Garmin modelo 12XL).

Os seis perfis definidos ao longo da praia (ANEXO 1) apresentam equidistância de aproximadamente 11 km, sendo as amostras coletadas no reverso e topo do cordão, na berma, face da praia, zona de surfe e na antepraia média numa profundidade em torno de 5,5 metros. Já os dez perfis transversais levantados sobre a plataforma continental interna se distanciam entre si em cerca de 3 milhas náuticas (aproximadamente 5,5 km) e os 10 pontos de coleta ao longo de cada um destes perfis se distanciam em cerca de 0,75 milhas náuticas (aproximadamente 1,3 km) (Figura 25 e ANEXO 2).

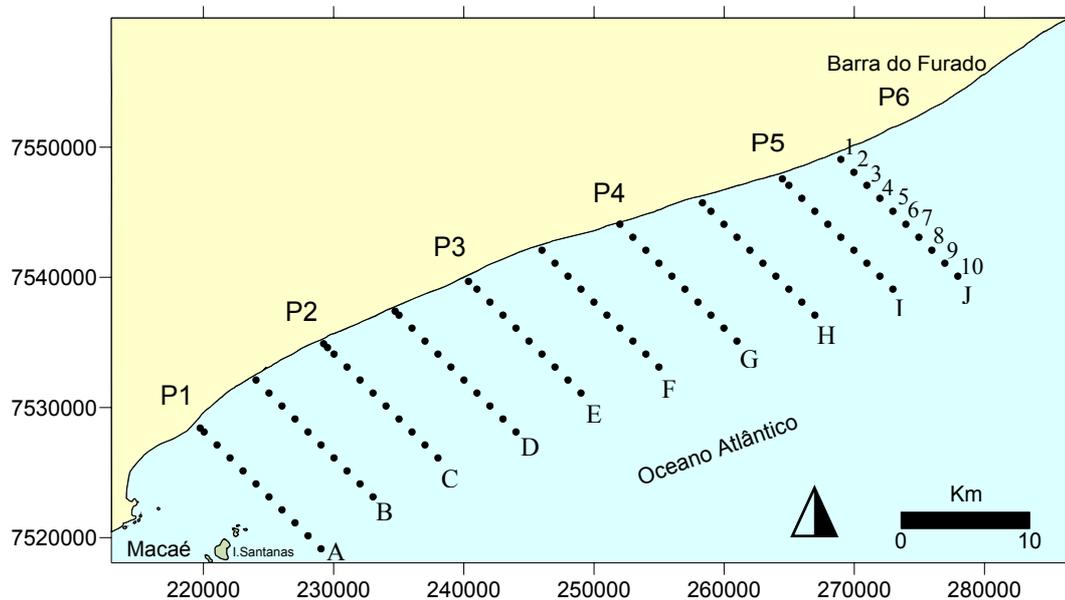


Figura 25. Localização dos pontos de coleta na plataforma continental interna.

5.2.2 Batimetria

Para a confecção do mapa batimétrico foi utilizada a Folha de Bordo (FB-1500 001/80) que se limita do Cabo de São Tomé ao Cabo de Búzios (RJ), com escala natural de 1:100.000 no MC igual a 39°W, referente ao Datum Horizontal Córrego Alegre, no sistema UTM. Esta Folha foi georreferenciada e digitalizada empregando-se o *Software*

Didger 3.0 (GOLDEN SOFTWARE INC). Após a digitalização, o mapa foi produzido no *Software Surfer 8.0* (GOLDEN SOFTWARE INC).

A Folha de Bordo trabalhada. A numeração referente a este documento é

O método de interpolação empregado foi a *Krigagem*. Segundo CARTER (1996) a krigagem envolve uma ponderação dos pontos mais próximos dentro de uma zona de influência usando para isto equações específicas. Este é um método de grade muito flexível capaz de produzir uma grade exata dos seus dados, encontrando a melhor maneira para estimar o peso da interpolação e suprir informações sobre os erros que existirem (McDONNELL & BURROUGH, 1998).

Na zona mais próxima da costa, correspondente à antepraia média, foi levantada a batimetria por meio de ecobatímetro, posteriormente acoplamento ao perfil de nivelamento topográfico da praia e zona submarina próxima (antepraia superior e parte da antepraia média).

5.2.3 Propagação de ondas em direção à costa

A propagação de ondas em direção à costa e a identificação de zonas de convergência e divergência de ortogonais foi feita através de simulações de refração por meio do programa MIKE 21NSW considerando ondas de direções, períodos e alturas representativas do clima de ondas local.

Foram simuladas propagações de ondas provenientes de NE com período de 7 segundos, altura significativa média de 1,5 metro e velocidade do vento de 5 m/s, representando as condições mais frequentes do mar, e ondas de S, SE e SW, com período de 12 segundos, altura significativa média de 3 metros e vento de 10 m/s de velocidade, associadas às frentes frias, representativas de situações de tempestade, em especial as de SW.

Os modelos foram baseados na batimetria a partir de profundidade de aproximadamente 80 metros em direção à costa (Figura 33).

5.2.4 Coletas de dados em campo

Foram realizadas duas campanhas: uma em janeiro de 2005 e outra em fevereiro de 2006. A primeira compreendeu levantamento da topografia e coleta de amostras abrangendo o cordão, a praia e a zona de arrebentação situados na orla do Parque Nacional de Jurubatiba-RJ (dias 11 e 12) e a plataforma continental interna adjacente (dias 18 ao 22). A segunda campanha (dias 16 e 17) compreendeu desde a parte terrestre e a extensão do perfil topográfico da praia até a zona submarina adjacente com maior distanciamento, mar a fora, que na primeira campanha, com a finalidade de um melhor acoplamento com o perfil batimétrico para fins de cálculo do perfil de equilíbrio.

5.2.4.1 Levantamento Topográfico e Batimétrico

Neste trabalho foi utilizada a técnica de levantamento topo-batimétrico sugerida por Muehe (2006), que visa o acoplamento do perfil topográfico da praia ao perfil batimétrico (submarino) da antepraia, amarrado a um mesmo *datum* vertical (ANEXO 3).

O perfil topográfico foi realizado por meio de nivelamento topográfico tradicional (ANEXO 4).

O perfil topográfico com o nível pode se estender além da zona de arrebentação alcançando a profundidade de fechamento, porém, em praias expostas e de elevado gradiente topográfico como essas, utilizou-se na primeira campanha um ecobatímetro

com sistema de posicionamento por satélite (GPS) acoplado a uma embarcação para conseguir um levantamento de toda a antepraia até o limite com a plataforma continental interna. Na segunda campanha o perfil topográfico foi estendido com o auxílio da mira topográfica além da zona de arrebentação, alcançando uma distância média de 100 metros da praia.

Para a realização do levantamento batimétrico foi empregado um ecobatímetro “[...] calibrado de acordo com a velocidade de propagação do som na água, na área do levantamento, já que esta velocidade varia com a temperatura e salinidade” (MUEHE, 2006).

A localização do início do perfil batimétrico foi determinada anteriormente em cotas topográficas e através das coordenadas transferidas para um programa de navegação, acoplado a um sistema de posicionamento por satélite GPS, o *GPS TrackMaker*, foi possível posicionar a embarcação no início do perfil e direcioná-la rumo à costa no sentido das coordenadas do perfil topográfico também inserida no GPS.

Neste levantamento foi utilizado o ecobatímetro analógico onde “a topografia do fundo é continuamente registrada em papel na forma de um perfil, enquanto as coordenadas são registradas no programa de navegação em intervalos de segundos” (MUEHE, 2006), estes por sua vez, também são marcados no papel do ecograma em intervalos de 15s (conforme a topografia e a velocidade da embarcação) e estão associados às profundidades ao longo do perfil (Figura 26).

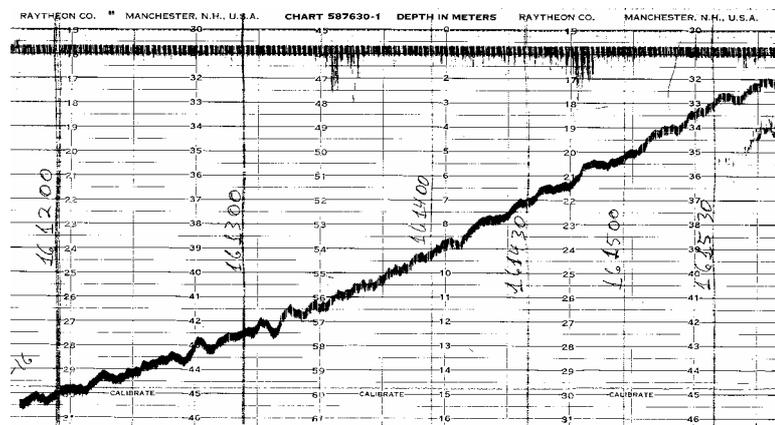


Figura 26. Exemplo de um registro batimétrico do ecobatímetro com as marcas de posição e tempo (hora, minuto e segundo), para posterior associação com as coordenadas geográficas registradas no programa de navegação (MUEHE, 2006)

Para a junção dos perfis foi utilizada uma planilha eletrônica no Excel, (MUEHE 2006) inserindo as coordenadas do início do perfil em terra, a direção da rota planejada e as coordenadas do perfil batimétrico e suas respectivas profundidades (ANEXO 3). Posteriormente, os dados do perfil topográfico e do perfil batimétrico, ambos expressos em distâncias e em cotas, foram plotados em um gráfico empregando o programa gráfico, *Grapher* da Golden Software. As correções das cotas dos perfis foram referenciadas ao nível médio do mar referentes ao Porto de Macaé (0,72 m acima a do Nível de Redução).

5.2.4.2 Coleta de sedimentos

Os sedimentos coletados para a análise granulométrica foram retirados de forma que representassem a população sedimentar de cada perfil emerso e submerso. Sendo assim, nos perfis de praia foram coletados sedimentos após ser feita uma pequena trincheira de aproximadamente 10 cm de profundidade no reverso do cordão litorâneo, no topo do cordão, na berma, na face da praia e na zona de arrebenção, nestes dois últimos as trincheiras não foram feitas devido à ação das ondas (Tabela 1 e Figura 27), totalizando 23 amostras na primeira campanha e 12 na segunda, contendo cada uma delas uma quantidade suficiente para serem trabalhadas no laboratório (50 gramas de sedimento).

Tabela 1. Sedimentos coletados na porção emersa da praia.

Perfil 1	Perfil 2	Perfil 3	Perfil 4	Perfil 5	Perfil 6
Topo Cordão	Reverso Cordão	Topo Cordão	Topo Cordão	Topo Cordão	Berma
Berma	Topo Cordão	Berma	Berma	Berma	Face
Face	Berma	Face	Face	face	Z.Arrebenção
---	Face	---	---	---	---

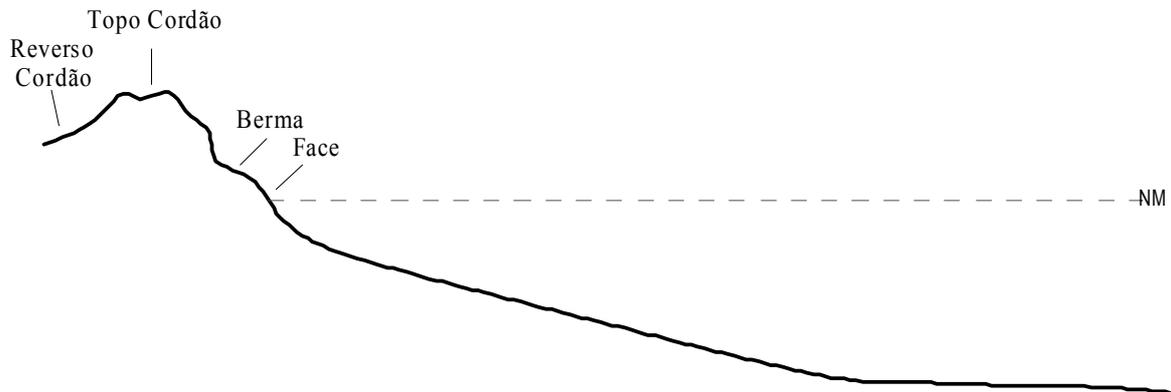


Figura 27. Localização dos pontos de coleta de sedimentos na praia.

Para a coleta de sedimento na plataforma continental interna foi utilizado um busca-fundo (Van Veen) ao longo de uma malha previamente definida sobre as cartas topográficas (Tabela 2, Figura 25, Fotografia 4 e ANEXO 2).



Fotografia 4. Busca-fundo (Van Veen) utilizado para coletar sedimentos da plataforma continental interna.

Tabela 2. Identificação dos sedimentos coletados na plataforma continental interna

A (P1)	B	C (P2)	D	E (P3)	F	G (P4)	H	I (P5)	J
A0		C0	D0						
A1	B1	C1	D1	E1	F1	G1	H1	I1	J1
A2	B2	C2	D2	E2	F2	G2	H2	I2	J2
A3	B3	C3	D3	E3	F3	G3	H3	I3	J3
A4	B4	C4	D4	E4	F4	G4	H4	I4	J4
A5	B5	C5	D5	E5	F5	G5	H5	I5	J5
A6	B6	C6	D6	E6	F6	G6	H6	I6	J6
A7	B7	C7	D7	E7	F7	G7	H7	I7	J7
A8	B8	C8	D8	E8	F8	G8	H8	I8	J8
A9	B9	C9	D9	E9	F9	G9	H9	I9	J9
A10	B10	C10	D10	E10	F10	G10	H10	I10	J10

5.2.4.3 Coleta de dados oceanográficos

Para a coleta de dados em campo foi considerada a amplitude da maré na região (Porto de Macaé), assim como a hora do dia da observação para posterior correção do nível médio do mar, através da tábua de maré fornecida no *site* da Diretoria de Hidrografia e Navegação (DHN, 2005).

As medições oceanográficas realizadas durante a campanha foram: altura das ondas na arrebentação (*H_b*), o período (*T*) das ondas, o regime de espraiamento (*swash climate*) das ondas na face da praia e o ângulo de incidência das ondas.

A medição da altura da onda na arrebentação foi feita por meio da mira topográfica colocada na posição do refluxo máximo da onda e medindo sua altura no ponto da mira

definido pela horizontal ligando a linha do horizonte à crista da onda, buscando medir a onda que intuitivamente representa o clima de ondas no momento da observação.

O período da onda foi determinado pela contagem do tempo de onze seqüências de arrebatamento das ondas, dividindo este valor por dez.

Para o regime de espraiamento da onda na face da praia foram extraídas a distância ($\Delta_{\text{espr.}}$), o período ($T_{\text{espr.}}$), a velocidade ($V_{\text{espr.}}$) do espraiamento e o período do espraiamento-refluxo ($T_{\text{espr.-refl.}}$). A caracterização do regime de espraiamento foi estabelecida com a relação entre a duração do espraiamento e o período da onda ($T_{\text{espr.}}/T$), (KEMP & PLINSTON, 1968 apud MUEHE, 1998).

O ângulo de incidência das ondas ao atingirem a praia foi obtido por meio da estimativa visual aproximada, com o objetivo principal de averiguar a direção preferencial do transporte longitudinal.

5.2.5 Determinação do perfil de equilíbrio

Após a confecção dos perfis topo-batimétricos foram elaborados alguns perfis teóricos da praia utilizando a equação empírica de Dean (1977). A escolha desta equação pode ser justificada por ser a mais freqüentemente utilizada, por ter sido considerada satisfatória por Roso (2003), Pilkey *et al.* (1993), Gruber *et al.* (2003), Dubois (2001) entre outros ao encontrarem bons ajustes nos perfis medidos em campo, e por apresentar dúvidas quanto à adequação do parâmetro escalar “A” e do expoente “m” igual a 2/3, o que permite encontrar um ajuste mais aceitável para os perfis de equilíbrio.

A equação de Dean (1977) é capaz de traçar o perfil da antepraia, teoricamente em equilíbrio, através da seguinte relação:

$$h_x = A_x^m \quad (4)$$

$h(x)$ = profundidade da água a uma distância x da linha de praia.

A = parâmetro escalar empírico que depende das características do sedimento em termos de diâmetro mediano granulométrico ou velocidade mediana de decantação (Figura 28).

m = coeficiente empírico, com valor de 0,67 ou $2/3$.

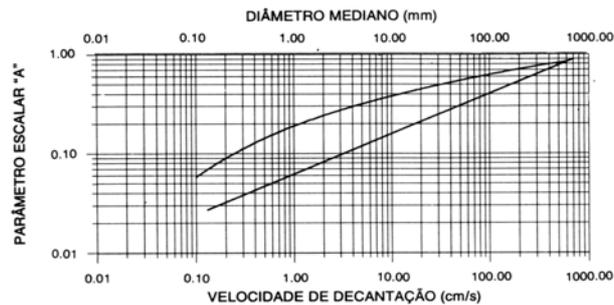


Figura 28. Determinação do parâmetro escalar "A" a partir do diâmetro mediano do grão e da velocidade de decantação.

Para a averiguação desta equação designada à determinação do perfil teórico de uma praia, foram testados os valores do diâmetro mediano (M_d) coletados na face da praia e na antepraia, visto que, o sistema praia-antepraia analisado apresenta características granulométricas bastante distintas. Além da escolha do sedimento para determinar o perfil de equilíbrio teórico, foi testado também o coeficiente empírico m com valor de 0,4 referente ao estado morfodinâmico refletivo como sugerido por Bowen, 1980; Inman *et al.* 1993; Kotvojs & Cowell 1991 apud Cowell *et al.* (1999).

5.2.6 Classificação morfodinâmica da praia

Para a classificação morfodinâmica da praia foram utilizados os modelos de Wright & Short (1984) e Muehe (1998b). O primeiro modelo emprega a equação de Dean (1977), capaz de definir o parâmetro ômega (Ω), podendo assim, distinguir seis estados morfodinâmicos, todos submetidos a um regime de micro-maré.

$$\Omega = H_b / \omega_s T \quad (7)$$

H_b = altura da onda na arrebentação (m)
 ω_s = velocidade de decantação do grão (m/s)
 T = período da onda (s).

Esta classificação propõe dois estados morfodinâmicos extremos (dissipativo e refletivo) e quatro intermediários (TBM, BT, BPC e BCL), (Figura 13). Os valores médios e desvios padrão respectivos para os diversos estados são os seguintes:

Tabela 3. Classificação dos estados morfodinâmicos de Wright & Short (1984).

Estado	Valor	Ω
Refletivo	$\leq 1,5$	-
Terraço de Baixa Mar - TBM	2,4	0,19
Bancos Transversais - BT	3,15	0,64
Bancos e Praias de Cúspides - BPC	3,5	0,76
Banco e Calha Longitudinal - BCL	4,7	0,93
Dissipativo	$> 5,5$	-

O segundo modelo utilizado é capaz de caracterizar o estado morfodinâmico da praia no momento da observação e não o estado em equilíbrio com o clima de ondas no momento da observação, como adotado por Wright & Short (1984). Esta classificação é obtida através das variáveis de clima de espraio na face da praia, na qual definiram o parâmetro delta (Δ) elaborado por Muehe (1998b):

$$\Delta = \frac{(\text{sen } \beta \cdot D_{\text{espr.}}) / H_b}{T_{\text{espr.}} / T} \quad (8)$$

$\text{Sen } \beta$ = declividade da face da praia
 $D_{\text{espr.}}$ = distância do espraio
 H_b = altura da onda na arrebentação
 $T_{\text{espr.}} / T$ = clima de espraio

A classificação de Muehe (1998b) propõe dois estados extremos (refletivo e dissipativo) e três intermediários (TBM, BT e BCL). O resultado obtido com esta equação permitiu uma distinção bastante razoável entre os diferentes estados, inclusive entre os intermediários, com exclusão do estado “Banco e Praia de Cúspide”, apresentando os seguintes limites para o parâmetro Δ :

Tabela 4. Classificação dos estados morfodinâmicos no instante da observação segundo Muehe (1998b).

Estado	Δ
Refletivo	> 2,0
Terraço de Baixa Mar	1,0 – 2,0
Bancos Transversais	0,8 – 1,0
Banco e Calha Longitudinal	0,5 – 0,8
Dissipativo	< 0,5

5.2.7 Análise em laboratório

5.2.7.1 Análise granulométrica

A análise granulométrica é uma técnica que consiste na determinação dos tamanhos dos sedimentos, e é fundamental tanto em termos de conhecimento dos ambientes de sedimentação como também na avaliação da direção resultante de transporte (ALBINO, 1993).

A técnica empregada neste trabalho foi a análise granulométrica por peneiramento a seco (ANEXO 5), pois apresenta boa definição da distribuição granulométrica, e é indicada para estudos de transporte de sedimentos ou no estabelecimento de relações estatísticas entre parâmetros granulométricos ou, ainda, na identificação de ambientes de sedimentação (MEUHE, 2001).

As amostras com alto percentual de lama (acima de 5%) foram submetidas também a pipetagem, para identificar com maior precisão a distribuição granulométrica das frações maiores de 4 ϕ , ou seja, menores que 0,0625 mm de diâmetro, classificadas como lama.

5.2.7.2 Tratamento laboratorial

Esta etapa foi realizada no Laboratório de Geografia Física do Departamento de Geografia da Universidade Federal do Rio de Janeiro. No total foram 126 amostras (23 da praia e 103 da plataforma) trabalhadas no processo de peneiramento e pipetagem.

O processo de peneiramento a seco apresenta as seguintes etapas: lavagem, secagem, quarteamento, peneiramento e pesagem das amostras.

A lavagem dos sedimentos é feita para retirar todos os sais solúveis presentes nas amostras a fim de evitar a aglutinação dos grãos.

A secagem dos sedimentos é feita numa estufa, à temperatura de 80°C durante aproximadamente 24 horas.

Com os sedimentos secos é realizado o quarteamento, onde cada amostra é submetida a um fracionamento por meio de um Separador de Jones, com o objetivo de obter da amostra uma quantidade que seja representativa, de fácil manuseio e ao mesmo tempo suficiente para a análise granulométrica. São utilizados 50 gramas de sedimento pesados numa balança digital como três casas decimais de precisão (0,001).

O peneiramento consiste num jogo formado por 13 peneiras de 8 polegadas (aproximadamente 20cm) de diâmetro por 2 polegadas de altura. Essas peneiras são colocadas uma sobre a outra de forma que as inferiores sempre estejam com a malha mais fina que as superiores, ou seja, as peneiras obedecem a uma classificação quanto a granulometria do grão (o diâmetro do grão em mm e Φ), (Tabela 5). Todas estas peneiras são colocadas num peneirador automático durante um período de 15 minutos, tempo ideal para a separação dos grãos sem que haja fragmentação dos mesmos.

Após o peneiramento todo material contido em cada peneira é retirado e pesado separadamente. Os resultados são anotados num ficha própria de análise granulométrica (ANEXO 5). A partir desta ficha são extraídos os valores percentuais de cada fração de peneira que serão necessários para posterior análise dos parâmetros estatísticos.

Tabela 5. Classificação granulométrica adotada por Wentworth (1922) mostrando a correlação do diâmetro do grão em Φ e em mm. Tabela extraída de Selley (1982).

Equivalência de mm em Φ		
Classificação	fi	mm
Pedra	< -6	> 64
Seixo	-6 a -2	64 a 4
Grânulo	-2 a -1	4 a 2
Areia muito grossa	-1 a 0	2 a 1
Areia grossa	0 a 1	1 a 0,5
Areia média	1 a 2	0,5 a 0,25
Areia fina	2 a 3	0,25 a 0,125
Areia muito fina	3 a 4	0,125 a 0,0625
Silte	4 a 8	0,0625 a 0,0039
Argila	>8	< 0,0039

Quando é necessária a pipetagem, a amostra segue as mesmas etapas do peneiramento a seco descritas acima até o quarteamento e a pesagem de 30 gramas. Neste material é adicionado o defloculante para dissolução total da lama (Tabela 6) e, após 24h é realizado o procedimento de Via Úmida com água destilada, a qual separa a lama (silte e argila) da fração areia através da lavagem da amostra sob água corrente dentro da peneira de malha 0,0625 mm. O material retido na peneira (areia) é secado, pesado e peneirado. O material que passou pela peneira (lama) junto com a água, é pipetado.

Tabela 6. Classificação das frações silte e argila em pipetagem realizada a uma temperatura de 24°C.

Diâmetro dos grãos		Classificação Wentworth (1922)	Pipetagem Profundidade. (cm)	Tempo 24°C
(Φ)	(mm)			
4	0.06200	silte	20	20
5	0.03100		10	1m 46s
6	0.01560		10	6m 58s
7	0.00780		10	28m
8	0.00390		10	1h 51m
9	0.00195	argila	5	3h 43m
10	0.00098		7	20h 37m
11	0.00049		5	59h 22m
12	0.00024		5	237h 44m

5.2.7.3 Parâmetros estatísticos

Resultados estatísticos certamente permitem uma rápida e fácil comparação de grande número de sedimentos e traduzem de forma simples: similaridades e diferenças entre amostras (TWENHOFEL & TYLER, 1941 apud SAHU, 1964).

A interpretação granulométrica através dos dados estatísticos permite o reconhecimento de diferentes processos de sedimentação e diferentes populações de sedimentos, sendo as características de cada população explicadas pela área fonte e pelo peso relativo de transporte e deposição (PONÇANO, 1986).

Todo o processo realizado no tratamento estatístico de cada amostra seguiu a escala de tamanho de classificação granulométrica adotada por Wentworth (1922), (Tabela 5), por apresentar maior simplicidade geométrica entre os intervalos de classe. Nesta classificação os tamanhos dos grãos são expressos em ϕ , que corresponde ao logaritmo negativo de base 2 do valor da granulometria expresso em milímetros

A partir do conhecimento dos valores em ϕ de cada amostra correspondentes aos percentis de 5, 16, 25, 50, 75, 84 e 95, foram utilizados os cálculos dos parâmetros estatísticos da distribuição granulométrica originalmente definidos por Trask (1930) apud Selley (1982) e posteriormente modificados por Inman (1952) e concluídos por Folk & Ward (1957), para alcançarmos os valores da mediana (Md), da média (Mz), do desvio padrão (σ_1), da assimetria (Sk_1) e da curtose normalizada (K'_G), (Tabela 7 e ANEXO 2 e 5)

Tabela 7. Fórmulas sugeridas por Folk & Ward (1957) para calcular os parâmetros estatísticos da distribuição granulométrica.

Mediana	$Md = \phi_{50}$
Média	$Mz = \frac{\phi_{16} + \phi_{50} + \phi_{84}}{3}$
Desvio Padrão	$\sigma_1 = \frac{\phi_{84} - \phi_{16}}{4} + \frac{\phi_{95} - \phi_5}{6,6}$

Assimetria	$Sk_1 = \frac{\phi_{16} + \phi_{84} - 2\phi_{50} + \phi_5 + \phi_{95} - 2\phi_{50}}{2,44(\phi_{84} - \phi_{16}) + 2(\phi_{95} - \phi_5)}$
Curtose	$K_G^* = \frac{\phi_{95} - \phi_5}{2,44(\phi_{75} - \phi_{25})}$
Curtose normalizada	$K'_G = \frac{K_G^*}{1 + K_G^*}$

A mediana se situa entre a moda e a média, ou seja, entre o valor de maior frequência de ocorrência de um dado tamanho granulométrico e o valor obtido por meio de um gráfico de frequência simples (MUEHE, 2002). Dentro dos valores de tendência central de uma amostra, a mediana é o parâmetro que melhor caracteriza os depósitos sedimentares (MUEHE, 1996 e PONÇANO, 1986).

A média indica o tamanho médio do sedimento, traduzindo em termo de energia disponível, a velocidade do agente deposicional (SAHU, 1964) e definição de áreas fontes e energia do meio transportado (PONÇANO, 1986). Sendo mais afetada pela cauda da distribuição estatística, apresentando maior sensibilidade aos estudos dos processos (MUEHE, 1996).

O desvio padrão descreve a dispersão em relação à média (MEUHE, 1996), medindo assim, a seleção do sedimento e retrabalhamento de depósitos reliquiores, como por exemplo, de plataformas e dunas (PONÇANO, 1986), (Figura 29).

A assimetria mede a distribuição da frequência e marca a posição da média em relação à mediana (SAHU, 1964), descrevendo se a curva é ou não simétrica. Sendo assimétrica, pode inclinar-se (a cauda mais longa da curva) para o lado das frações grossas ou das finas podendo ser negativa ou positiva, respectivamente (Figura 29).

A curtose é a medida de esbeltez da curva de distribuição, comparando o selecionamento entre os 90% centrais da curva com os 50% centrais (MUEHE, 1996). Este parâmetro sugere algumas tendências deposicionais quando platicúrtica, podendo indicar mistura de populações diferentes, e tendências de transporte quando

leptocúrtica, podendo indicar remoção de alguma fração por meio de correntes de fundo (PONÇANO, 1986), (Figura 29).

Utilizando o programa *Anased*[®] foi possível calcular os parâmetros estatísticos de forma rápida, usando somente o peso retido em cada peneira.

Tabela 8. Classificação da seleção, da assimetria e da curtose segundo FOLK (1968 apud MUEHE, 2001).

Desvio Padrão	Intervalo	Assimetria	Intervalo (fi)	Curtose Norm.	Intervalo
Muito boa	< 0,35			Ext. leptocúrtica	> 0,75
Boa	0,35 a 0,5	Muito negativa	-1 a -0,3	Muito leptocúrtica	0,60 a 0,75
Moderadamente boa	0,5 a 0,71	Negativa	-0,3 a -0,1	Leptocúrtica	0,53 a 0,60
Moderada	0,71 a 1	Simétrica	-0,1 a 0,1	Mesocúrtica	0,47 a 0,53
Pobre	1 a 2	Positiva	0,1 a 0,3	Platcúrtica	0,40 a 0,47
Muito pobre	2 a 4	Muito positiva	0,3 a 1	Muito platicúrtica	<0,40
Extremamente pobre	> 4				

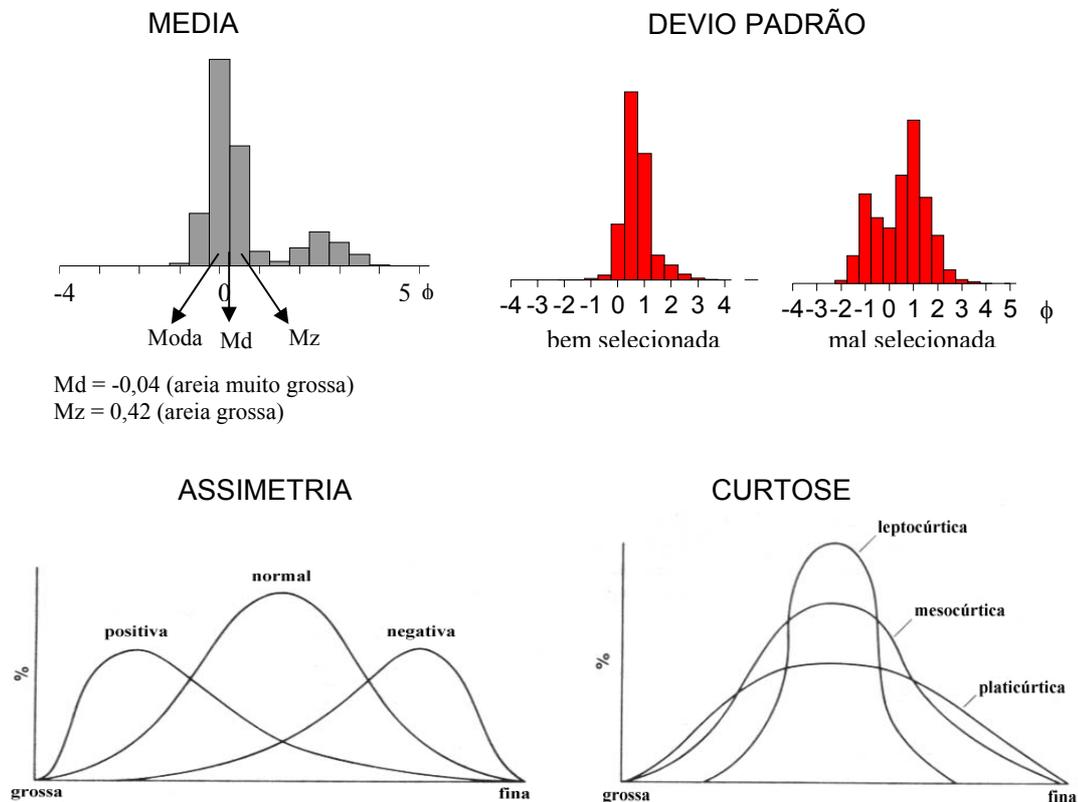


Figura 29. Ilustração dos parâmetros estatísticos.

5.2.8 Determinação da intensidade do transporte longitudinal

Para conhecer a intensidade da deriva litorânea, a velocidade e o volume de sedimentos transportados foi indispensável conhecer primeiramente o ângulo de incidência das ondas.

Para alcançar tal valor, tomou-se nota da direção da face da praia e da direção de onde vem a onda. A subtração do primeiro valor pelo segundo indicou o ângulo de incidência da onda.

A direção da inclinação da face da praia em relação ao norte foi identificada nos seis pontos de observação (localização dos perfis) com base na carta topográfica, com

auxílio de transferidor e de esquadro. Este rumo, expresso em graus, foi obtido através da perpendicular marcada em relação à linha paralela à praia riscada sobre a carta.

A direção de onde vem a onda foi obtida com base no mapa de refração de ondas para as situações de mar de sul, sudeste, sul-sudeste, sudoeste, sul-sudoeste e nordeste, utilizando também o transferidor e o esquadro. O rumo considerado em cada ponto de observação foi da direção das ondas que atingiram a praia.

O resultado da subtração dos dois rumos, quando positivos, indica um transporte longitudinal para direita do observador olhando da terra para o mar, e quando negativo, indica um transporte para esquerda (MUEHE, 2002).

Para o cálculo da velocidade do transporte longitudinal (cm/s), foi necessário além da obliquidade de incidência das ondas, conhecer a altura da mesma na arrebentação, esta extraída do mapa de refração de ondas. Para tal objetivo foi utilizada equação de Longuet-Higgins (1970 apud MUEHE, 2002).

$$V_1 = 1,19 (gH_b)^{0,5} \text{sen}\alpha_b \text{cos}\alpha_b \quad (9)$$

g = aceleração da gravidade com valor igual a $9,81 \text{ m/s}^2$
 α_b = ângulo de incidência da onda na arrebentação

Para a estimativa do volume de areia transportado na praia (m^3/dia) foi utilizada a equação empírica do Komar (1976), elaborada a partir de pequenas modificações da equação 9:

$$Q_s = 3,4 (EC_n)_b \text{sen}\alpha_b \text{cos}\alpha_b \quad (10)$$

E = energia da onda na arrebentação
 C_n = velocidade de grupo das ondas, sendo $n = 1$ em águas rasas

onde E pode se expressa pela relação:

$$E = \frac{1}{8} (p g H_b^2) \quad (11)$$

p = densidade da água do mar com valor igual a 1020 kg/m^3
 H_b = altura da onda na arrebentação

e C_n , pela equação:

$$C = \sqrt{g (2H_b)} \quad (12)$$

admitindo que na zona próxima à praia, a onda arrebenta quando a relação da sua altura (H_b) com a profundidade (d) se situa entre 0,75 e 1,2, podendo ser considerada como $d = H_b$.

5.2.9 Identificação da direção do transporte sedimentar

A caracterização sedimentológica permitirá conhecer as direções de transporte, condição essencial para o diagnóstico das razões de problemas erosivos constatados na área de estudo.

A identificação da direção de transporte sedimentar foi testada através da técnica de McLaren (1981) e McLaren & Bowles (1985).

McLaren (1981) sugere que a média, o desvio padrão e a assimetria da distribuição da frequência granulométrica permitam durante o transporte, considerando as mudanças das características do sedimento, identificar: a direção do transporte; os processos sedimentares de selecionamento; a deposição seletiva e a deposição total. E uma vez estabelecidas essas tendências, pode-se indicar a trajetória do transporte dos sedimentos e o sentido da deriva litorânea (BITENCOURT *et al.*, 1992).

O modelo de transporte de sedimentos proposto por McLaren (1981) demonstra as mudanças relativas que ocorrem no selecionamento das estatísticas granulométricas entre o depósito e uma fonte hipotética. As interpretações das mudanças texturais relativas entre um depósito e sua área fonte requerem, segundo o autor, algumas suposições: 1) o depósito é o produto de uma única área fonte de sedimentos; 2) a probabilidade dos processos de transporte de sedimentos movimentarem grãos finos

(leves) é maior do que a probabilidade de movimentar grãos mais grossos (pesados); 3) há uma maior probabilidade de grãos maiores serem depositados numa situação de transporte, do que os grãos finos (Figura 30).

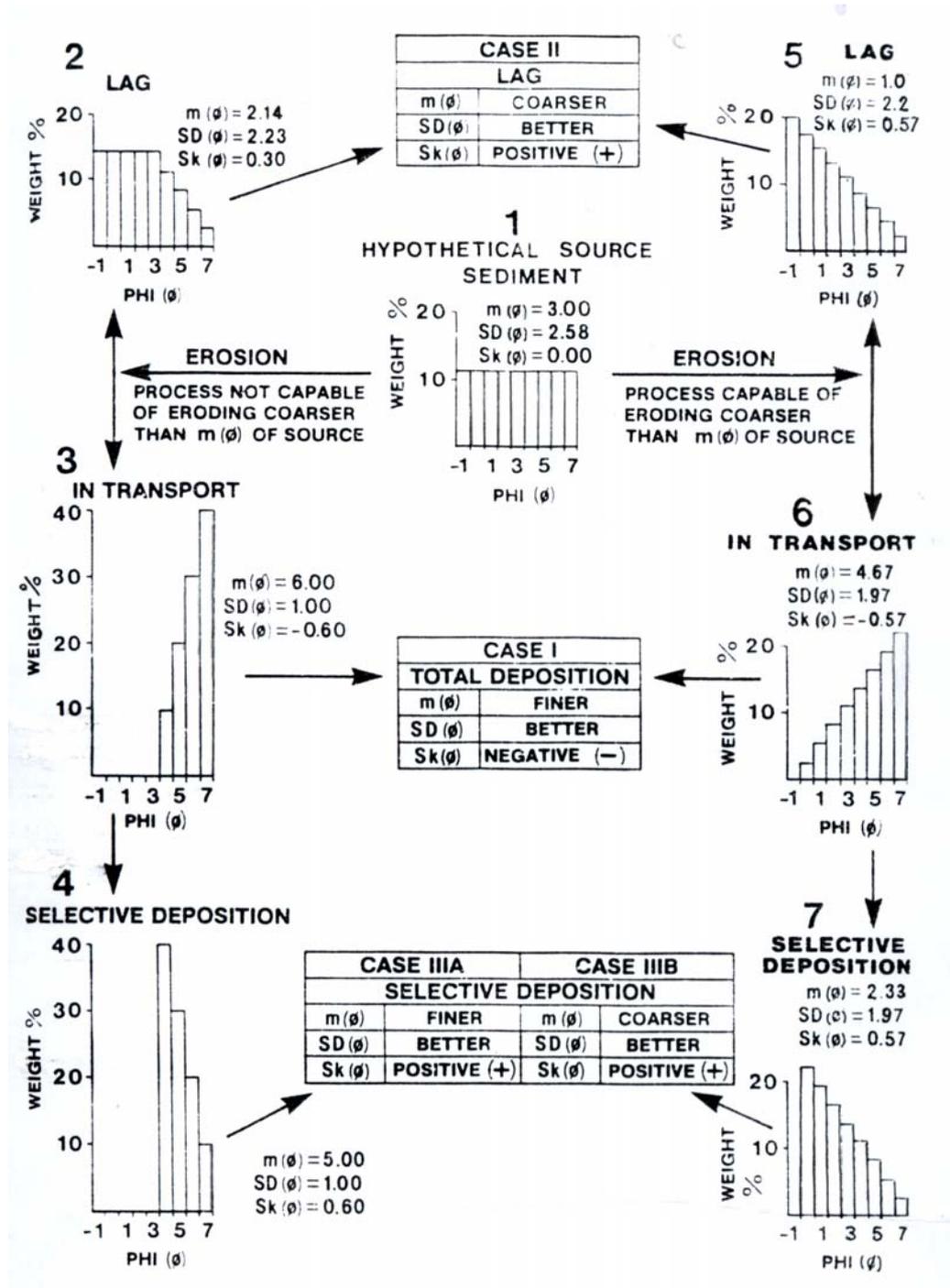


Figura 30. Histogramas mostrando as mudanças na distribuição do tamanho do grão, onde uma fonte hipotética de sedimentos é erodida, transportada e depositada (McLAREN, 1981).

No trabalho desenvolvido por McLaren & Bowles (1985), foi apresentado um modelo mais refinado que demonstra como a distribuição granulométrica dos depósitos sedimentares mudam na direção do transporte.

O modelo de McLaren & Bowles demonstra que: 1) os sedimentos em transporte devem ser mais finos, melhor selecionados e com assimetria mais negativa do que o sedimento de origem; 2) os sedimentos tardios devem se tornar mais grossos, melhor selecionados e com assimetria mais positiva; 3) os depósitos sucessivos podem se tornar mais fino, igual ou mais grosso, mas a seleção deve ficar melhor e a assimetria mais positiva em relação às consideradas como fonte.

Neste modelo é considerado um único sedimento de origem, tal como exemplificado por uma falésia viva inconsolidada com distribuição granulométrica representada por $g(s)$. Os sedimentos erodidos são depositados em uma direção pela corrente que passa abaixo da falésia, formando uma praia, a qual apresenta distribuições granulométricas $d_1(s)$, $d_2(s)$, $d_3(s)$... Os sedimentos em transporte são denominados por $r_1(s)$, $r_2(s)$, $r_3(s)$,... Esta distribuição $r_1(s)$ é então influenciada sobre um processo representado por uma função $t_1(s)$, a qual resulta uma nova distribuição no transporte, $r_2(s)$. O sedimento que resistiu (sobrou) é depositado como $d_1(s)$ (Figura 31).

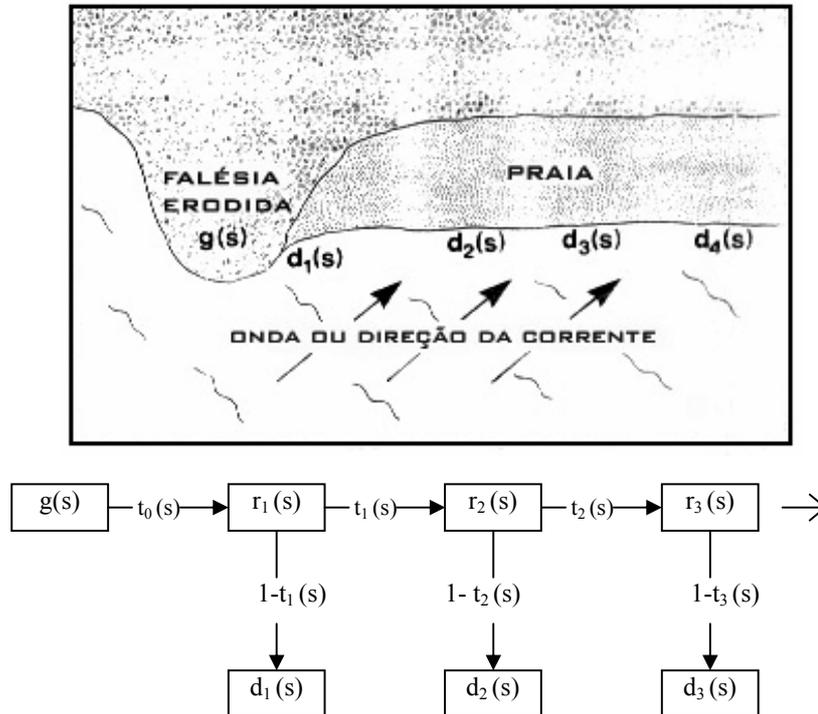


Figura 31. Diagrama do modelo de transporte de sedimentos proposto por McLaren & Bowles (1985)

Ambos os modelos consideram uma única área fonte de sedimentos, no entanto, tais modelos podem ser deficientes para a interpretação dos sedimentos da plataforma continental interna estudada, visto que tal ambiente pode conter mais de uma área fonte, igualmente questionado por Bittencourt *et al.* (1992). Outras críticas foram abordadas por Gao & Collins (1991) ao “método de McLaren & Bowles”, tais como: mudanças nas características dos sedimentos ao longo do caminho do transporte apresentam sempre o mesmo vestígio, ou seja, a mesma marca; e, o caráter unidirecional do sedimento simplifica basicamente o modelo do transporte. Desta forma, Gao & Collins (1991) argumentam que a relação entre os sedimentos é muito mais complicada do que é apontada pelo “método” e que a bi-dimensionalidade dos dados poderá produzir resultados mais significativos, como sugerido pelos autores a utilização de vetores de orientação do transporte obtidos a partir de contas estatísticas, criando um novo modelo, que representa a direção preferencial do transporte, que não é necessariamente a média do transporte.

5.2.10 Caracterização dos ambientes deposicionais

A caracterização dos ambientes deposicionais foi feita a partir da análise das distribuições granulométricas, empregando as classificações de Sahu (1964) e Passega (1957, 1964).

Sahu (1964) utilizou um método quantitativo de discriminação entre os diferentes mecanismos ou processos e os diferentes ambientes de deposição a partir da distribuição granulométrica dos sedimentos clásticos mais grossos (cascalho, areia, silte e outros), excluindo as partículas de argilas (<0,04 mm), pois segundo o autor são propriedades incertas. Para isto, ele utilizou fórmulas empíricas capazes de distinguir mecanismos eólicos, marinhos, fluviais, correntes de turbidez, e ambientes de praia e de águas rasas agitadas (abaixo de 100 m) dentro do espectro de processos deposicionais marinhos.

Para distinguir os ambientes deposicionais através do método proposto pelo autor, deve-se comparar sempre dois ambientes, como por exemplo, a praia e as águas rasas agitadas. Para tal discriminação Sahu (1964) utilizou a seguinte equação:

$$Y_{\text{praia: mar raso}} = 15,6534 Mz + 65,7091 \sigma_1^2 + 18,1071 Sk_1 + 18,5043 K_G \quad (9)$$

Em seus experimentos, concluiu-se que o valor de Y_u menor que 65,3650 indicaria ambiente deposicional de praia, e o valor de Y_u maior que 65,3650 indicaria ambiente deposicional marinho (águas rasas agitadas), (ANEXO 2).

Segundo Passega (1964) as características de um agente deposicional são refletidas na textura dos sedimentos. De acordo com o autor, esta relação é praticamente evidente se a textura for representada por dois parâmetros da distribuição granulométrica: o primeiro percentil (C), ou seja, o diâmetro (fi) da fração mais grossa da amostra e o valor do diâmetro mediano (M) de uma distribuição granulométrica, denominado de diagrama CM.

O diagrama CM revela diferentes processos de transporte e de sedimentação (SELLEY, 1982), bem como as condições hidráulicas (MUEHE, 1989) sob as quais o sedimento foi depositado (Figura 32).

Segundo verificado Muehe (1989), quando os valores de C são menores que zero fi (Φ), ou seja, mais grossos, indica que os grãos depositados estão próximos à área fonte.

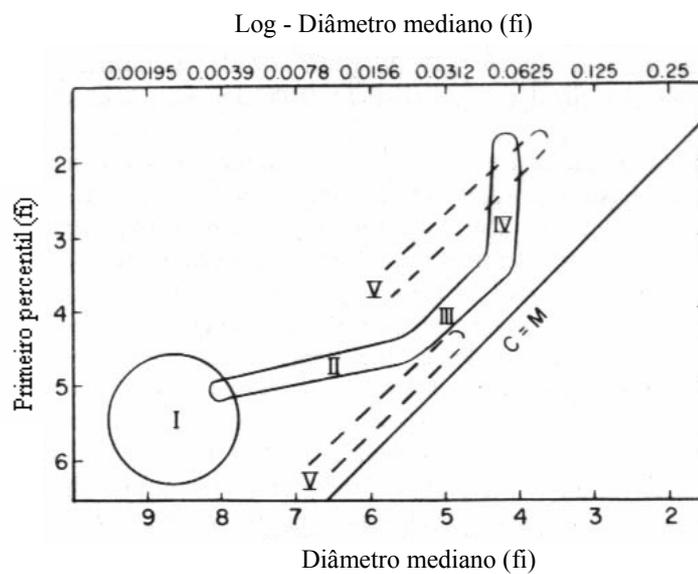


Figura 32. Diagrama CM de Passega (1964) (figura de SELLEY, 1982).

Cada um desses segmentos mostrados na Figura 32 representa um processo de sedimentação diferente: I – transporte por suspensão pelágica; II – suspensão uniforme; III – suspensão graduada; IV – transporte em suspensão no fundo, sob condições de baixa turbulência e V – transporte através das correntes de turbidez, sob condições de alta turbulência.

VI RESULTADOS

6.1 BATIMETRIA

As curvas batimétricas do mapa gerado a partir das cotas extraídas da Folha de Bordo (FB-1500 001/80) estão representadas com intervalos de 5 metros de profundidade. Até os 10 metros as isolinhas apresentam-se paralelas à linha de costa. A partir da profundidade de 15 metros, na parte nordeste do mapa, as isolinhas apresentam-se mais afastadas direcionadas para sudoeste até aproximadamente 65 metros, de profundidade, evidenciando uma topografia mais suavizada da plataforma continental (Figura 33). Este banco submarino de orientação NE - SW indica provavelmente um antigo delta (KOWSMANN VICALVI e COSTA, 1979), correspondendo à paleodesembocadura do rio Paraíba do Sul.

Abaixo de 50 metros, na porção leste do mapa, ocorre uma mudança fisiográfica importante com direção sul-norte, onde as linhas batimétricas se distribuem de forma mais irregular e às vezes muito próximas uma das outras, representando um canal submarino de gradiente topográfico mais acentuado, indicando ser um paleocanal fluvial (KOWSMANN; VICALVI e COSTA, 1979), (Figura 33), que se estende da isóbata de 56 até a de 74 metros (SILVA, 1987).

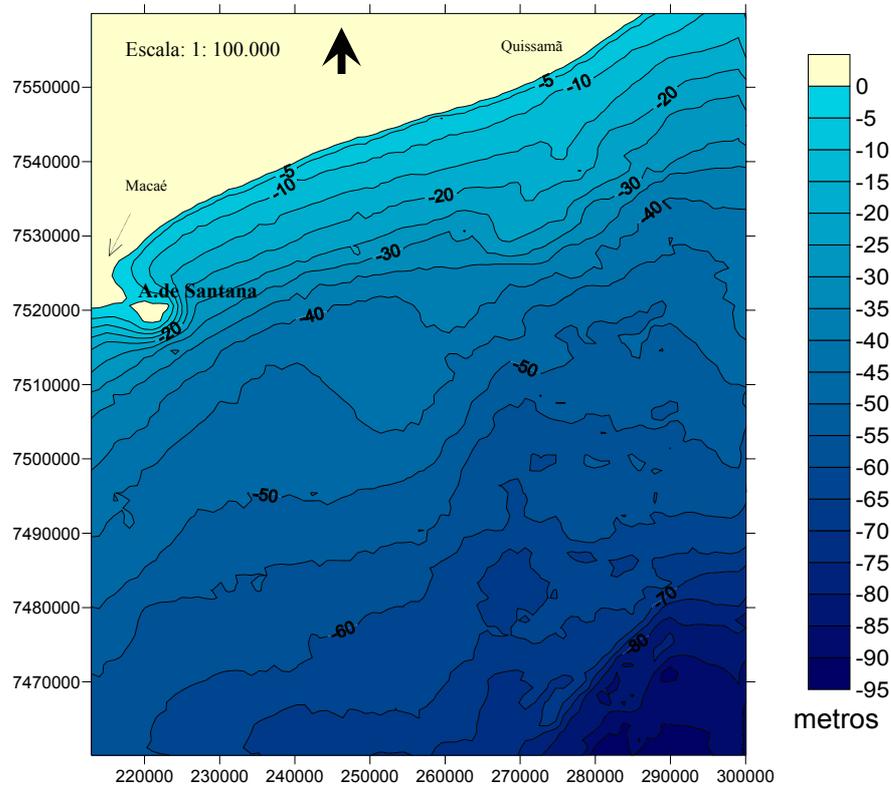


Figura 33. Mapa Batimétrico gerado a partir da Folha de Bordo.

Nas isóbatas próximas à linha de costa, onde se situa a antepraia, até aproximadamente a isolinha de 10 m, não se verifica significativa diferença na declividade do fundo, devido provavelmente à escala do mapa. No entanto, trabalhos já realizados (SILVA, 1987 e KOWSMANN; VICALVI e COSTA, 1979) apontam um gradual aumento do gradiente topográfico em direção a nordeste. Segundo estes autores a declividade da face da praia atual e da plataforma continental interna entre Barra do Furado e Macaé apresenta um gradiente em torno de 1: 560 ($0,1^\circ$), e nas proximidades de Macaé esta fica ainda mais suave, próxima de 1: 2.900 ($0,01^\circ$). Assim, a declividade da antepraia e da plataforma continental interna torna-se mais acentuada no sentido nordeste, mantendo-se ainda com um gradiente de baixa declividade.

6.2 CARACTERIZAÇÃO MORFO-SEDIMENTAR DO SISTEMA PRAIA – ANTEPRAIA – PLATAFORMA CONTINENTAL INTERNA

6.2.1 Praia e Antepraia

A praia apresentou características refletivas (Tabela 9), com elevada declividade da face da praia ($\sim 9^\circ$), reduzida largura da zona de surfe, que às vezes é inexistente (Fotografia 5). A obliquidade predominante de incidência das ondas durante as campanhas esteve direcionando o transporte longitudinal para sul, pois as campanhas foram realizadas em condições de tempo bom, com ventos de NE. A transição entre a antepraia e a praia acontece de modo abrupto, devido ao elevado gradiente topográfico da face e da antepraia superior.



Fotografia 5. Face da praia íngreme ($\sim 9^\circ$) e ausência de zona de surfe, características típicas de praias refletivas - Coord. 263825; 7547720 (Foto: Dieter Muehe).

Durante as campanhas de levantamento de perfis de praia, o mar se apresentou muito calmo facilitando assim, a medição dos parâmetros morfométricos (Tabela 9) e o prolongamento e a realização dos perfis de praia para a zona submarina. No entanto, as condições mais frequentes do mar ao longo do ano são mais agitadas para a região

do Cabo de São Tomé, com ondas de altura significativa em torno de 1,3 m e desvio padrão de 0,5 m (SOUZA, 1988 e CPETEC, 2006).

Tabela 9. Parâmetros morfométricos obtidos em campo.

Parâmetros Morfométricos	P1		P2		P3		P4		P5		P6	
	jan/05	fev/06	jan/05	fev/06	jan/00	fev/06	jan/05	fev/06	jan/05	fev/06	jan/05	fev/06
Altura de onda (m)	0,8	1	0,5	0,4	0,4	0,5	0,7	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5
Período da onda (s)	6	5,2	7	5,2	7	5,4	8,6	5,4	7,8	6,3	7	8,5
Dir. transporte longitudinal*	+	+	+	+	-	+	+	+	+	+	+	
Declividade da face (°)	8,9	6	6,5	8,8	8,6	13,6	9,8	8,8	8,14	7,3	4,6	9,9
Δ	2,8	1,2	2,9	6	14,9	8	7,7	5	8,9	5,8	2,8	7
Ω	0,87	1,28	0,71	0,75	0,62	1,02	0,98	1,18	0,64	0,8	0,62	0,51

*Os sinais + e - representam a direção do transporte longitudinal para direita e para esquerda do observador olhando para o mar, respectivamente.

A profundidade de fechamento dos perfis definida pela equação de HALLERMEIER (1981), pôde ser confirmada pela profundidade na qual houve a mudança de declive dos perfis. Esta equação aplicada com os dados de onda de SOUZA (1988) e CPETEC (2006) indicou uma profundidade de fechamento dos perfis em torno de 8 m, enquanto as profundidades que indicaram mudança de declividade dos perfis, se situaram entre 6 e 8 m, com exceção do Perfil 1 que apresentou mudança de declive em torno de 4 m (Figura 34).

6.2.1.1 Perfis topográficos

Os perfis topográficos transversais à praia abrangeram o cordão litorâneo holocênico frontal, a praia e parte da antepraia. Na campanha de 2005 os perfis topográficos foram estendidos somente até a zona de arrebenção e depois acoplados aos perfis batimétricos, implicando em uma interpolação batimétrica muito longa (Figura 34). Já na campanha de 2006 os perfis topográficos foram estendidos a uma distância de aproximadamente 100 metros da linha de costa, caracterizando melhor a morfologia da antepraia média.

A configuração dos seis perfis topográficos apresentou semelhanças entre si, com o topo do cordão alcançando aproximadamente 6 metros de altitude e declividade bastante acentuada da face da praia. Verifica-se que a largura do cordão, bem como a presença de vegetação sobre o mesmo não aparecem com a mesma intensidade ao longo de toda a extensão da orla do Parque, ocorrendo grandes trechos de ausência de vegetação e reduzida largura do cordão litorâneo, como por exemplo, o trecho situado entre os Perfis 4 e 5 (Figura 35).

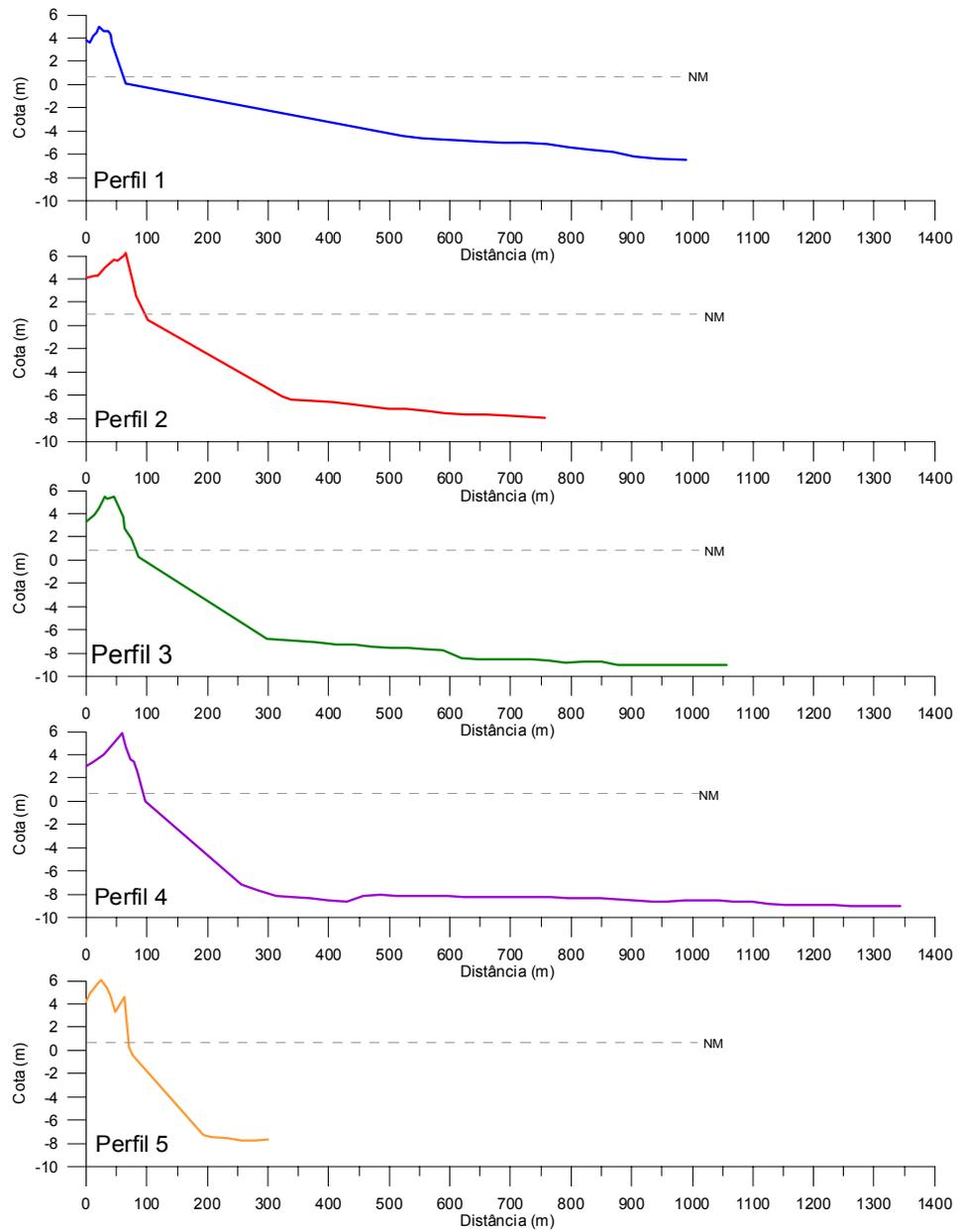


Figura 34. Perfis topográficos de 2005 acoplados aos batimétricos.

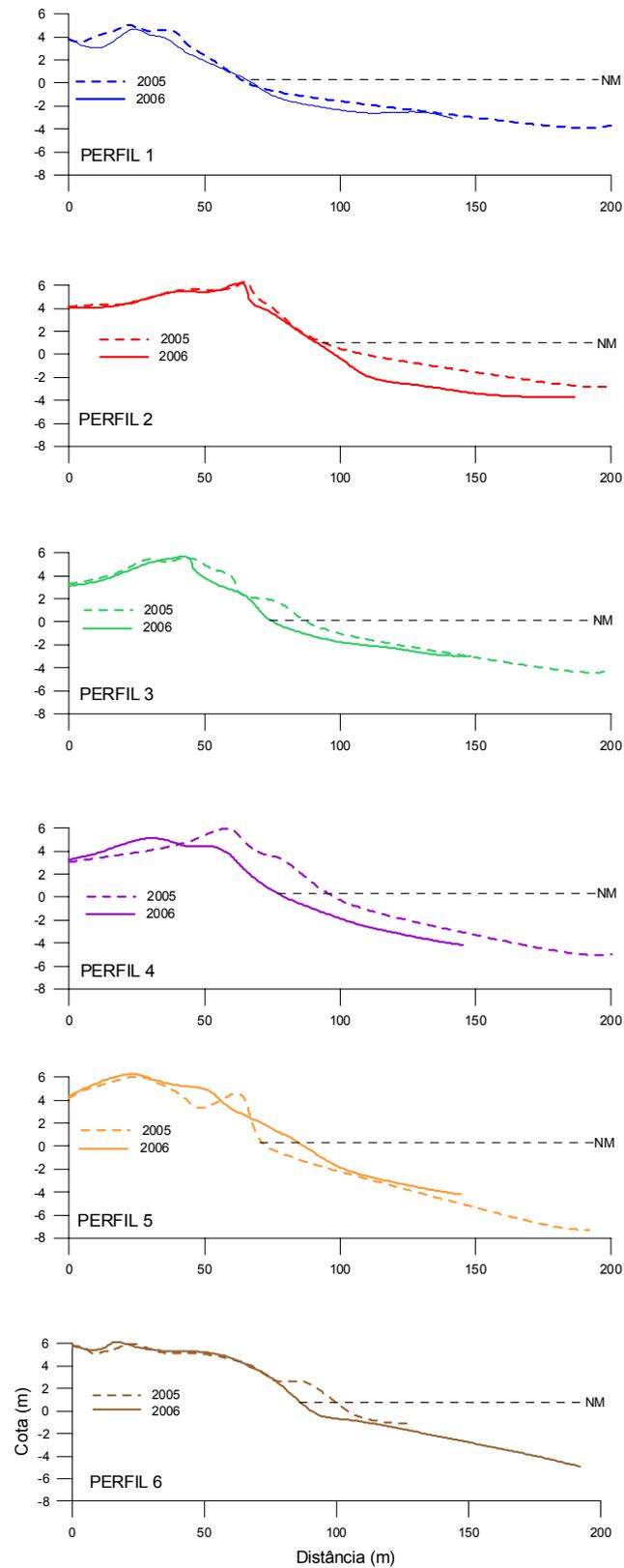


Figura 35. Perfis topográficos das duas campanhas: 2005 e 2006.

O Perfil 1 apresentou uma topografia um pouco mais suave em relação aos outros perfis (Fotografia 6), em função do efeito tómbolo exercido pelo arquipélago de Santana. À retaguarda do Perfil situa-se uma rua não asfaltada que acompanha longitudinalmente a praia. Esta rua encontra-se em certas partes bastante erodida, apresentando escarpas significativas que já comprometem a via.



Fotografia 6. Perfil 1 apresentando uma topografia mais suavizada - Coord. 219370; 7528547 (Foto: Dieter Muehe).

O Perfil 2 situado logo após a entrada principal do Parque Nacional de Jurubatiba, tem sobre o cordão litorâneo a mesma estrada que corta o Perfil anterior, porém, sem urbanização, a não ser a tubulação de gás da Petrobrás (Fotografia 7). Tanto a estrada quanto a tubulação estão comprometidas em função da forte erosão presenciada na área, em torno do perfil, mas não na localidade do mesmo.



Fotografia 7. Tubulação de gás da Petrobrás sobre o cordão litorâneo ao longo do Perfil 2 - Coord. 229039; 7535011 (Foto: Dieter Muehe).

No Perfil 3, o reverso do cordão holocênico apresentou depósitos oriundos de transposição de ondas e uma laguna em avançado estado de colmatagem, caracterizada pela ocorrência de vegetação em seu interior (Fotografia 8). A praia é caracterizada por cúspides e berma de tempestade (Fotografia 9), demonstrando ser um ambiente de muita dinâmica morfológica.



Fotografia 8. Vista da laguna situada no reverso do cordão holocênico no Perfil 3 - Coord. 239684; 7539950 (Foto: Dieter Muehe).



Fotografia 9. Presença de berma de tempestade e de cúspides no Perfil 3 - Coord. 239684; 753995 (Foto: Dieter Muehe).

O Perfil 4 apresentou evidências expressivas de erosão em um intervalo de um ano, como por exemplo, um recuo de 30 metros do topo do cordão em direção a laguna (Figura 35) e marcas de transposição de ondas (Fotografia 10), mantendo ainda, parte do cordão vegetado.



Fotografia 10. Marcas de transposição de ondas no Perfil 4 - Coord. 251630; 7544146 (Foto: Dieter Muehe).

No trajeto do Perfil 4 para o Perfil 5 o cordão encontrou-se mais estreito, deixando a laguna bem mais próxima da praia. Neste trecho a transposição de ondas aparece de forma bastante acentuada, deixando o reverso do cordão praticamente sem vegetação, que começa a ficar um pouco mais densa à medida que se caminha para nordeste (Fotografia 11). Já no Perfil 5 as marcas de transposição não são tão fortes e a presença de vegetação sobre o cordão é significativa (Fotografia 12).



Fotografia 11. Forte transposição de ondas localizada no trajeto do Perfil 5 para o 4. Cordão bastante estreito e com ausência de vegetação - Coord. 263825; 7547720 (Foto: Dieter Muehe).



Fotografia 12. Reverso do cordão holocênico localizado no Perfil 5 com significativa presença de vegetação - Coord. 263825; 7547720(Foto: Dieter Muehe).

O Perfil 6 está localizado praticamente no extremo nordeste do Parque e apresenta um cordão holocênico mais extenso e mais densamente vegetado, inexistindo marcas de erosão (Fotografia 13), mesmo na forma do perfil topográfico, que apresentou concavidade voltada para baixo.



Fotografia 13. Cordão holocênico mais extenso e bem vegetado no Perfil 6 - Coord. 274088; 7551700 (Foto: Dieter Muehe).

6.2.1.2 *Sedimento*

De modo geral as areias da praia apresentam granulometria grossa, moderado grau de seleção, pequena assimetria e curtose mesocúrtica a leptocúrtica. Já as areias da zona de arrebenção, ou seja, início da antepraia superior, apresentam granulometria fina, muito fina e silte, com assimetria tendendo para frações mais grossa (negativa), moderado grau de seleção e curtose na maior parte leptocúrtica, exceto as areias do Perfil 3, que são muito grossas na zona de arrebenção e têm uma distribuição quase simétrica (ANEXO 6).

As areias representativas da antepraia média de todos os perfis apresentam diâmetro granulométrico mediano fino e muito fino, assimetria negativa, seleção de moderada a boa e curtose leptocúrtica. Além destas amostras, coletadas numa profundidade em torno de 5,5 metros, a uma distância aproximada de 100 metros da linha de costa, foram coletadas também amostras na faixa de 800 metros de distância da praia, sendo este sedimento representativo da antepraia inferior. Estes sedimentos apresentam-se bem mais finos com presença significativa de lama, podendo ser classificados como lama siltosa. Exceções constituem o Perfil 5 onde a lama é argilosa e o Perfil 3 no onde o sedimento é composto por areia média a fina (Figura 37).

A granulometria das areias ao longo da praia é grossa e muito grossa contrastando com a areia muito fina e o silte da antepraia, muitas vezes situados logo abaixo do degrau que faz a transição entre a zona de surfe e a face da praia (Figuras 36 e 37).

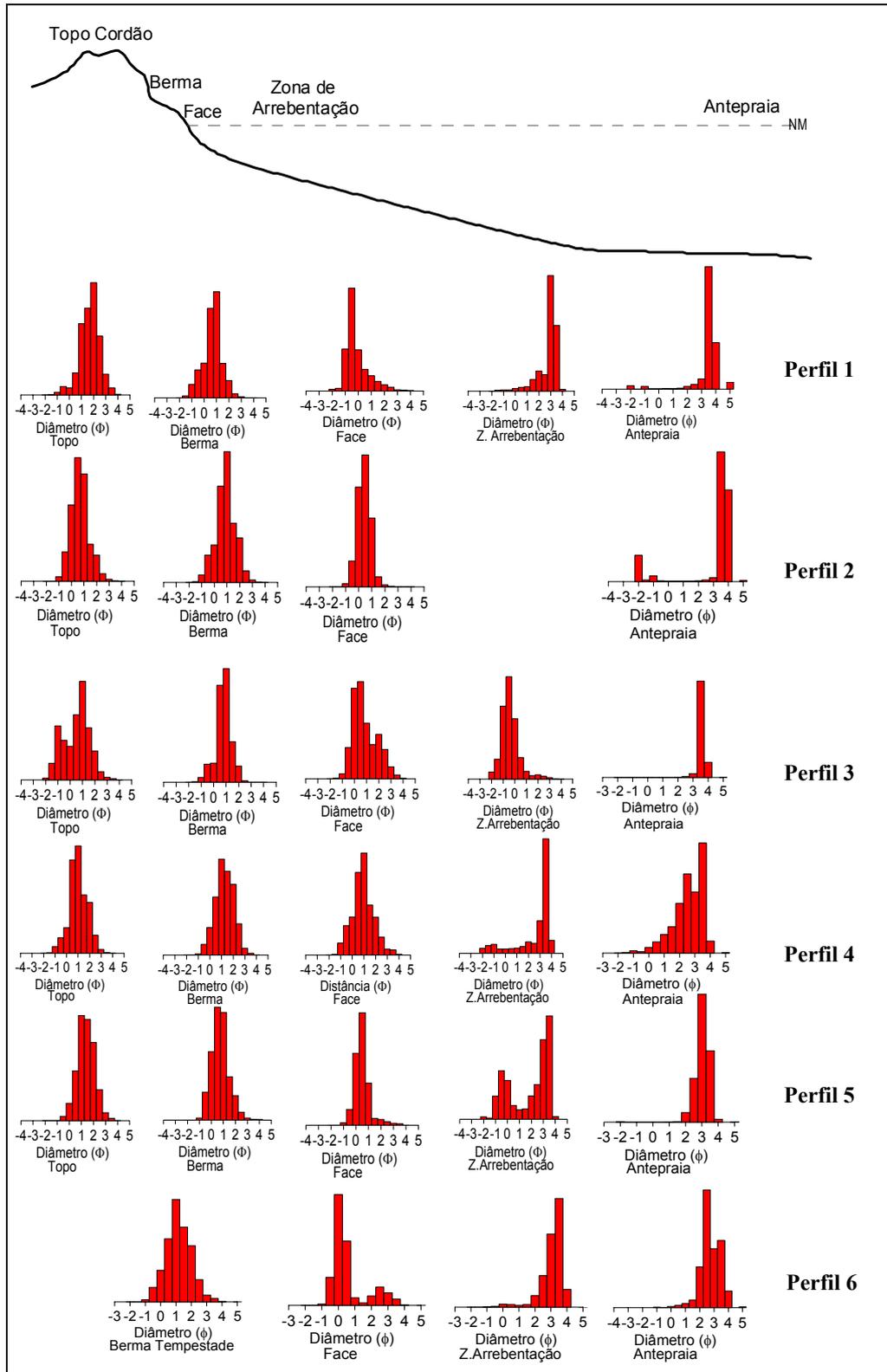


Figura 36. Histogramas da granulometria dos sedimentos coletados na praia ao longo do Parque de Jurubatiba-RJ.

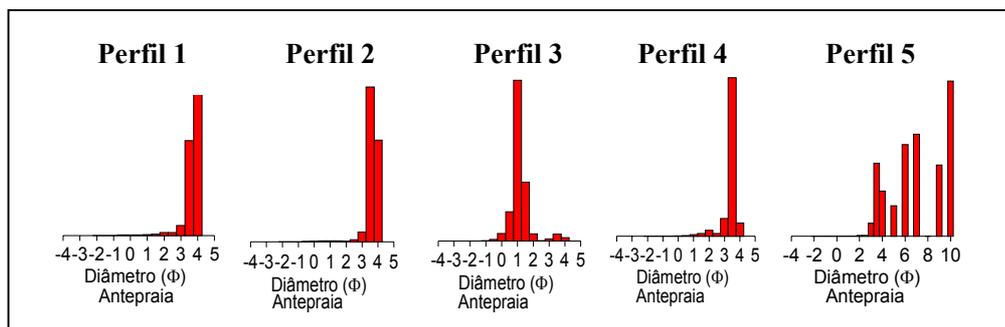


Figura 37. Histogramas da granulometria dos sedimentos coletados na antepraia inferior a cerca de 800 metros da praia, mostrando a presença significativa de areia muito fina e lama

6.2.2 Plataforma Continental Interna

O gradiente topográfico da plataforma continental interna influencia não só o perfil praias como também a evolução da planície costeira adjacente (BASTOS, 1997); segundo o autor, a plataforma da área de estudo está associada às costas transgressivas, podendo ser caracterizada por um aumento do gradiente topográfico no sentido nordeste (SILVA, 1987 e KOWSMANN; VICALVI e COSTA, 1979).

6.2.2.1 Sedimento

A distribuição granulométrica das amostras da plataforma continental interna indicou a ocorrência contínua de lama entre os Perfis 3 e 5, e outras menores e descontínuas, entre os Perfis 1 e 2 (Figura 38 A e ANEXO 2).

A mancha mais extensa, constituída em sua maioria pela fração de silte, situa-se paralelamente à linha de costa, concentrada principalmente do Perfil 3 ultrapassando a localidade do Perfil 4. É bastante significativa também a concentração da fração de

areia muito fina que se estende na antepraia adjacente aos Perfis 3, 4 e 5 continuamente, margeando toda a mancha de lama.

A amostragem não foi estendida até o Perfil 6, como programada, devido à piora das condições do mar, pois como se utilizava um veleiro e a entrada de uma frente fria criaria dificuldades para o retorno à Macaé, já bastante distante, implicando em horas de navegação para o retorno.

No entanto, com base na análise dos sedimentos coletados na antepraia média (aproximadamente 6 metros de profundidade) ao longo de todo o Perfil 6 e, com os sedimentos mapeados da plataforma continental interna, é bem provável que esta mancha de areia muito fina se estenda até o Perfil 6, já que foram observadas, em campo, concentrações significativas de sedimentos em suspensão nas proximidades dos Perfis 5 e 6, visualizadas também em imagem de satélite (Fotografia 14).

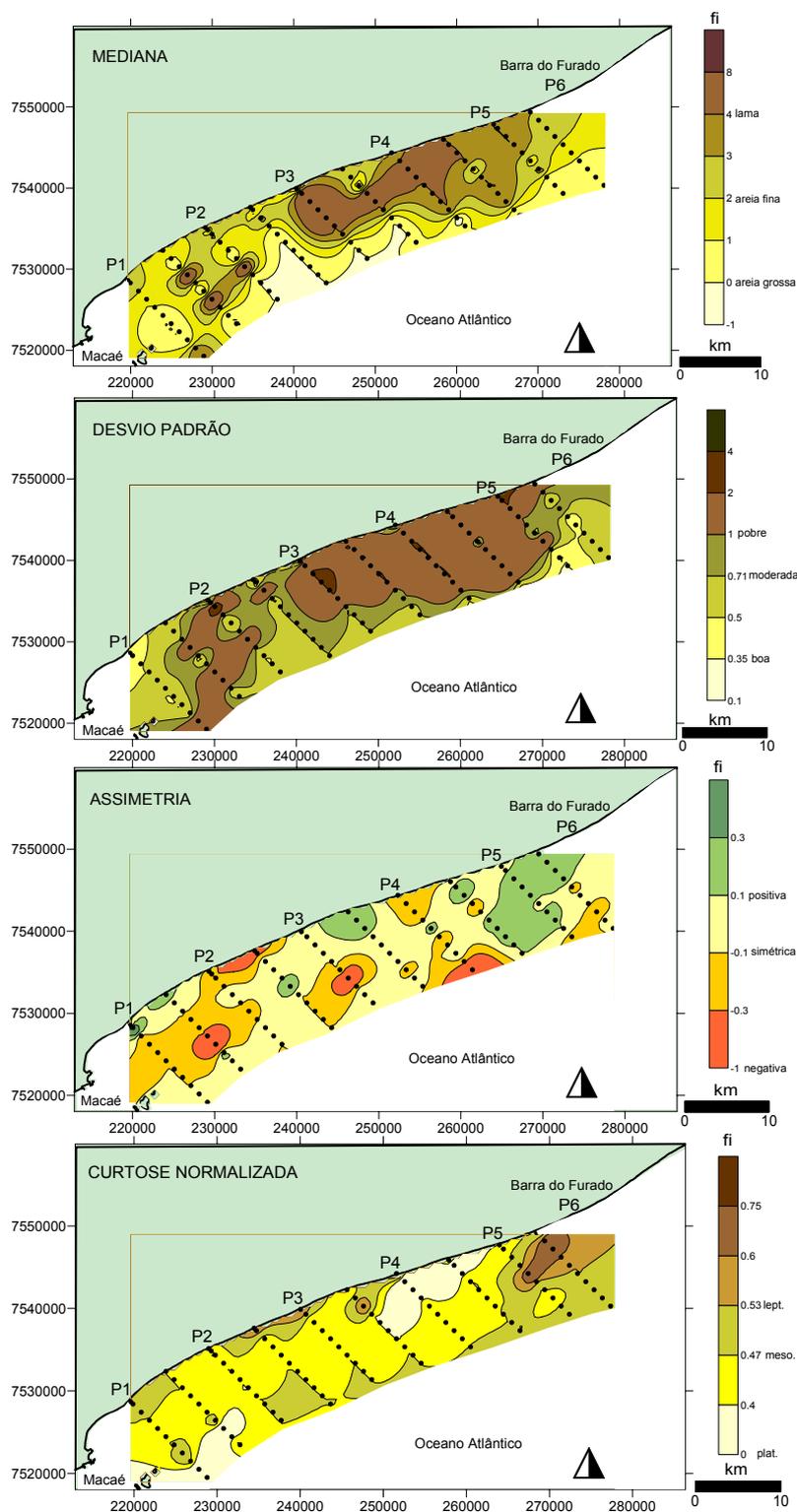
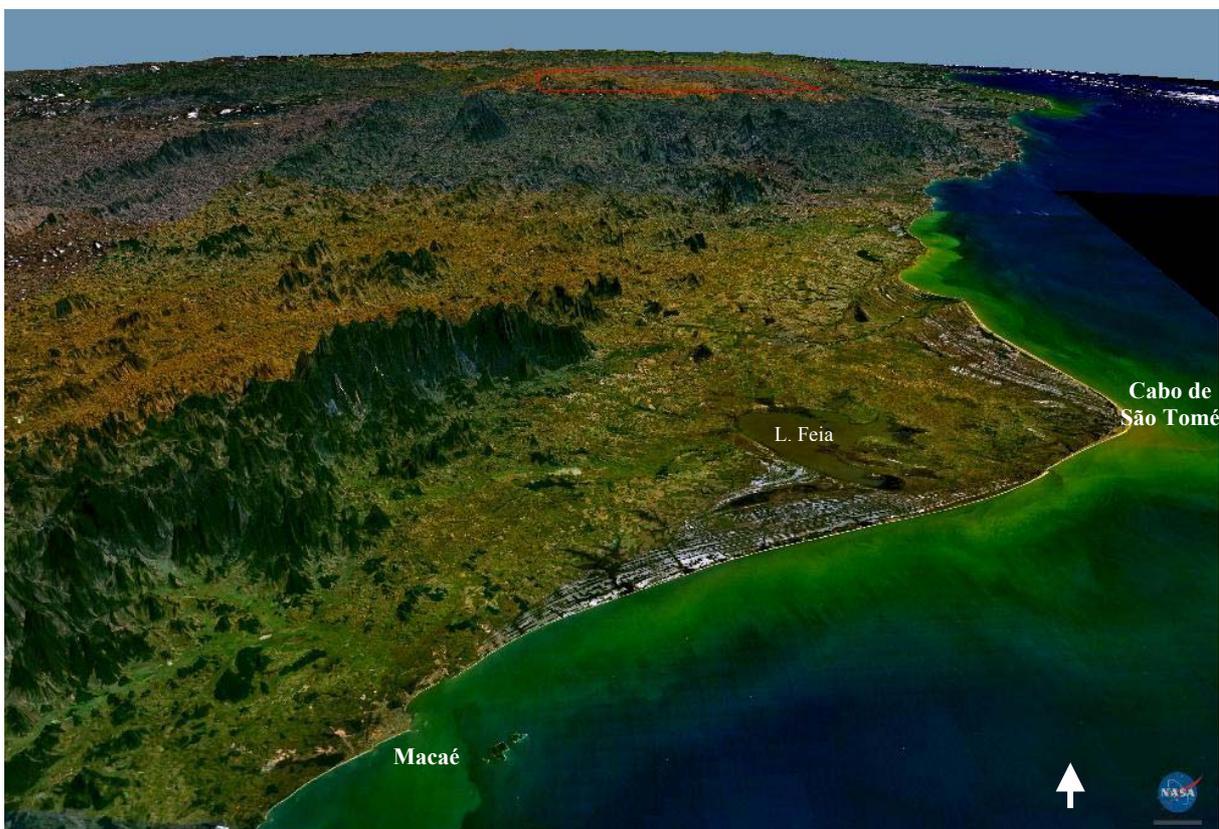


Figura 38. Mapas sedimentológicos da plataforma continental interna. (A) diâmetro mediano do grão; (B) grau de seleção; (C) assimetria e (D) curtose normalizada



Fotografia 14. Imagem de satélite da planície costeira do rio Paraíba do Sul, mostrando a pluma de sedimentos em suspensão provenientes do rio (Disponível no site da NASA),

Apesar da ocorrência de manchas de lama e de areia muito fina, boa parte dos sedimentos que recobrem a plataforma continental interna é composta de areia grossa e média. Estas frações se concentram de maneira bastante homogênea e apresentam-se com granulometria mais grossa à medida que se distanciam da linha de costa.

No mapa da distribuição do grau de seleção (Figura 38 B) o mau selecionamento predominou em duas áreas bem delimitadas. Uma ampla, disposta paralelamente à linha de costa, estendendo-se do Perfil 3 ao Perfil 5 e outra, localizada no sentido nortesul em frente ao Perfil 2, todas envoltas por sedimentos com moderada seleção. Nota-se que o grau de seleção melhora em direção ao mar aberto, e piora à medida que se aproxima da costa, local onde se encontra as areias finas e muito fina e as lamas.

A distribuição da assimetria (Figura 38 C) apresentou-se de forma bastante clara, com manchas isoladas de assimetria positiva justamente no trecho onde se localizam as lamas e as areias muito finas. A simetria é observada num extenso trecho paralelo à linha de costa e a assimetria negativa e muito negativa estão presentes à medida que avança para o mar, e, também, próximas as adjacências dos Perfis 1 e 2, onde se encontram trechos com areia média e grossa.

A distribuição da curtose (Figura 38 D) mostrou a predominância de amostras platicúrticas, o que indica ambientes deposicionais, localizados com mais expressividade próximo aos Perfis 4 e 5. Amostras classificadas como leptocúrticas, indicando ambientes com predomínio de transporte estão localizadas entre os Perfis 5 e 6 e num curto trecho entre os Perfis 2 e 3. Nota-se que entre as áreas de curtose platicúrtica e leptocúrtica estão as mesocúrticas, que indicam ambientes de transição.

6.3 REFRAÇÃO DE ONDAS

Os modelos de refração de ondas simularam as situações de mar mais freqüentes, com ondas de nordeste (NE), associadas às condições de tempo bom (Figura 39), e com ondas provenientes do quadrante sul: sul (S); sudeste (SE); sul-sudeste (SSE); sudoeste (SW) e sul-sudoeste (SSW), (Figuras 40, 41, 42, 43 e 44), representando as condições de tempestades.

Embora praticamente todo o litoral, exceto no Perfil 1, apresente forte exposição às condições mais energéticas de mar, trechos mais vulneráveis à erosão foram reconhecidos através da convergência da energia das ondas.

O modelo de refração de NE apresentou pouca variação de altura de onda ao longo do litoral, não ultrapassando 0,5 metro na linha de costa. Isto em função da própria incidência das ondas que chegam quase paralela ao litoral, deixando-o bastante protegido pelo Cabo de São Tomé, permitindo uma região de sombra para a área que

recebe ventos moderados e constantes e ondas de curto período com altura significativa variando de 1,3 a 1,6 metro (SOUZA 1988), (Figura 39).

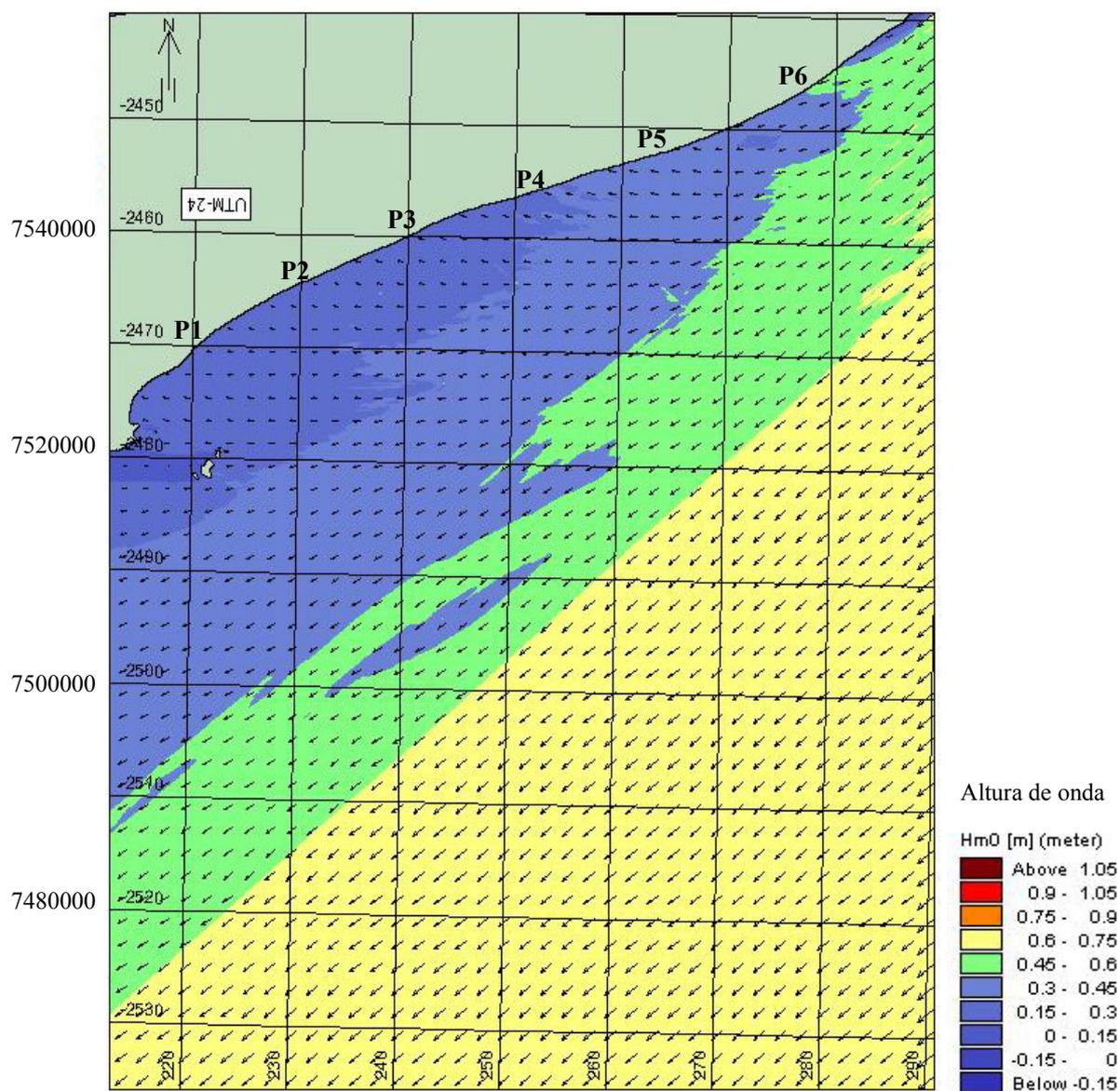


Figura 39. Refração de ondas de NE com período de 7 segundos e altura significativa de 1,5 metro.

As ondulações de S, SE, SSE, SW e SSW, associadas às frentes frias apresentaram variações na altura das ondas ao atingirem a praia, porém, nunca inferior a 1,2 metro podendo alcançar valores superiores a 3 metros de altura (Figuras 40, 41, 42, 43 e 44).

As ondulações de S provocaram ondas com mais de 3,5 metros de altura até bem próximo da costa na localidade do Perfil 4, mas reduziram seu tamanho ao atingirem a praia, mantendo-se ainda com altura relativamente alta, em torno de 3 metros. Esta altura atingiu quase que a totalidade da área estudada, exceto o trecho ao largo do Perfil 1 que sofre grande influência do arquipélago de Santana, amenizando significativamente a altura das ondas (Figura 40).

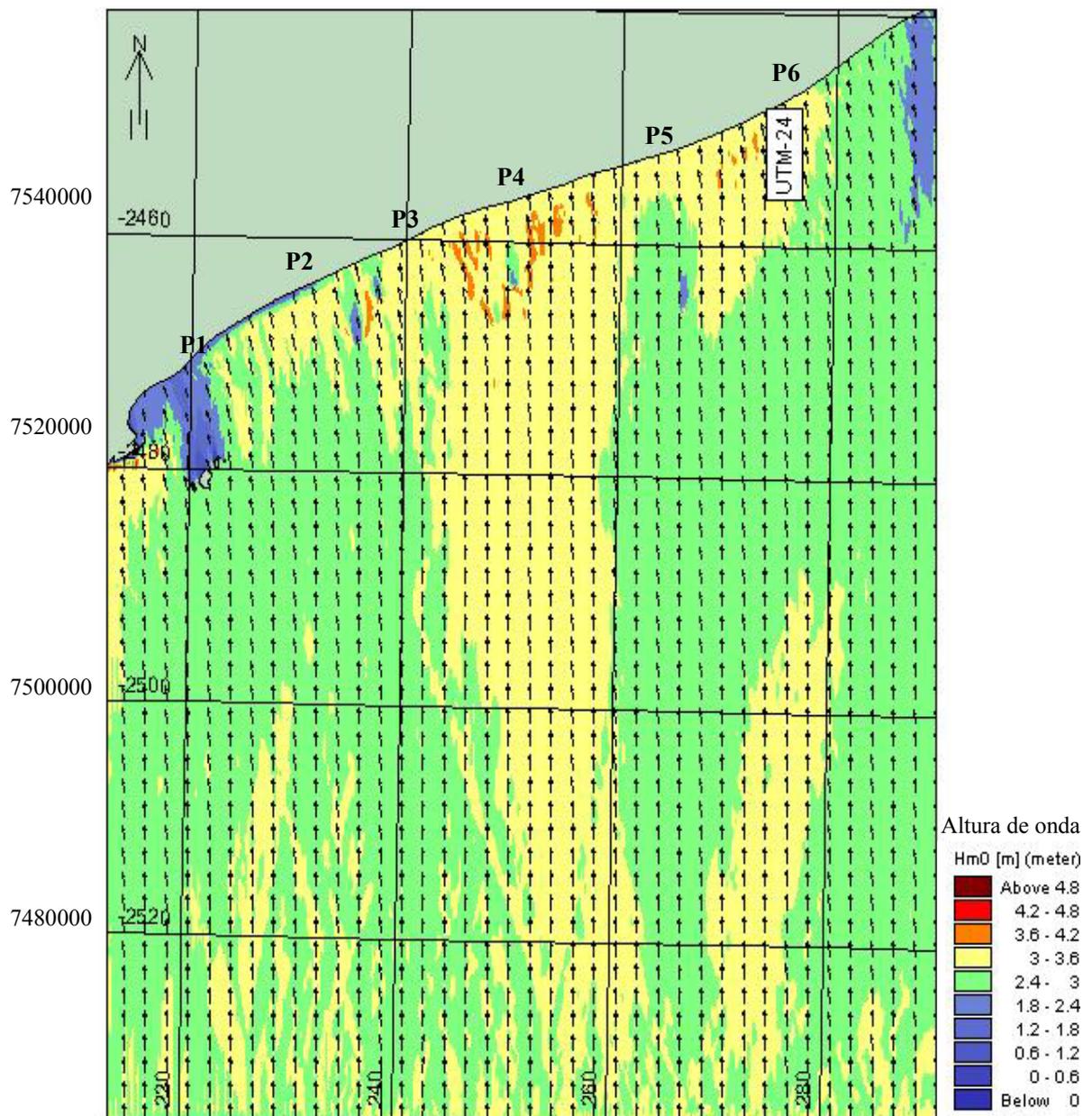


Figura 40. Refração de ondas de S com período de 12 segundos e altura significativa de 3 metros.

Segundo o modelo, as ondas procedentes de SE atingiram grande parte da costa com altura em torno de 1,5 a 2 metros. Destaque para os trechos próximo aos Perfis 2 e 5, que apresentaram alturas superiores a 2 metros não ultrapassando 2,5 metros. Observa-se novamente nas proximidades do Perfil 1 áreas ainda protegidas pelas ilhas (Figura 41).

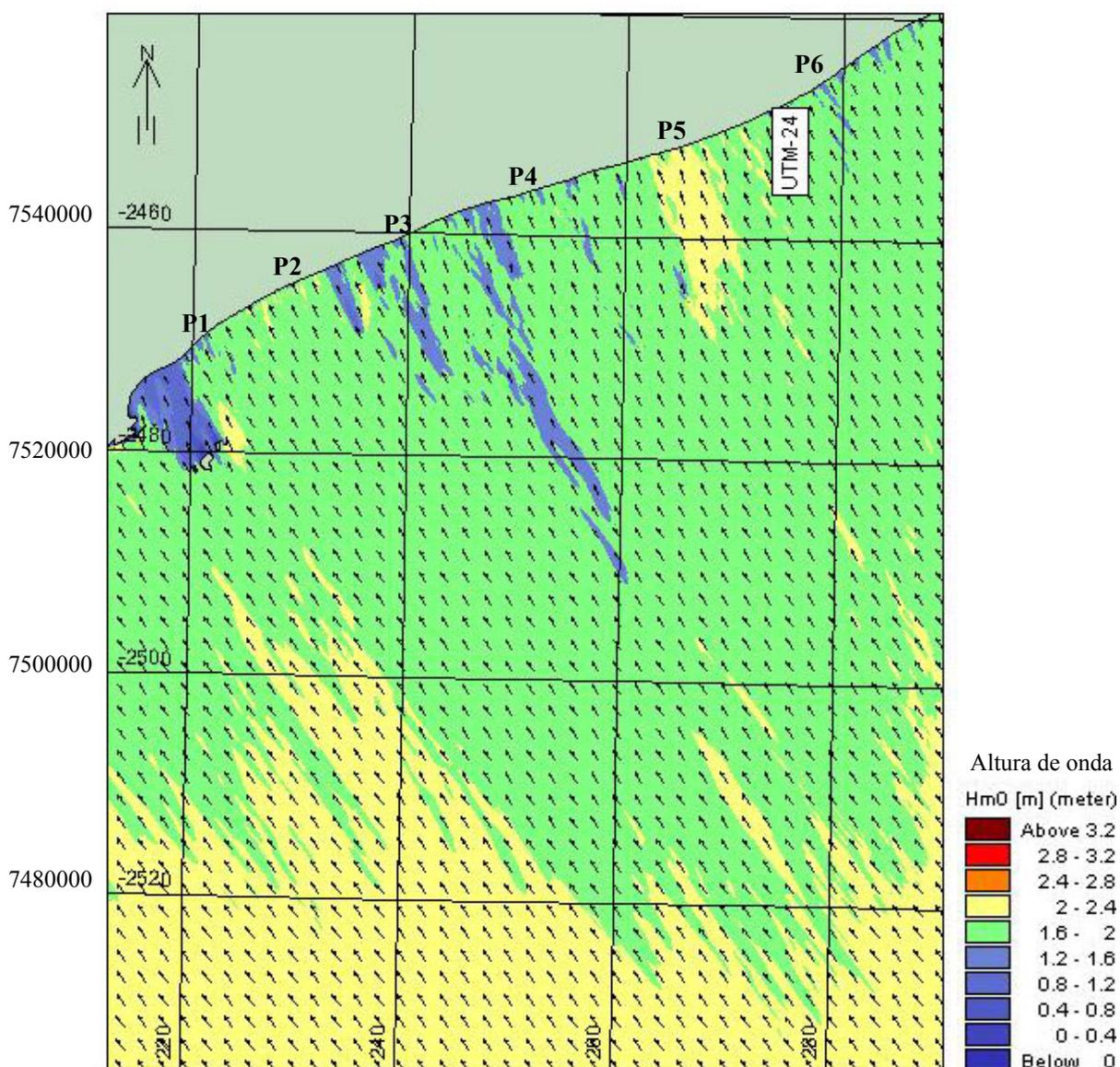


Figura 41. Refração de ondas de SE com período de 12 segundos e altura significativa de 3 metros.

O modelo de refração de ondas de direção SSE proporcionou ondas significativamente maiores, comparadas às ondas de SE. A maior concentração de energia das ondas se localizou nas proximidades dos Perfis 3 e 5, com altura entre 2,5 e 3 metros (Figura 42). Não obstante, todo o restante da orla ficou submetida à ação das ondas com altura em torno de 2 metros.

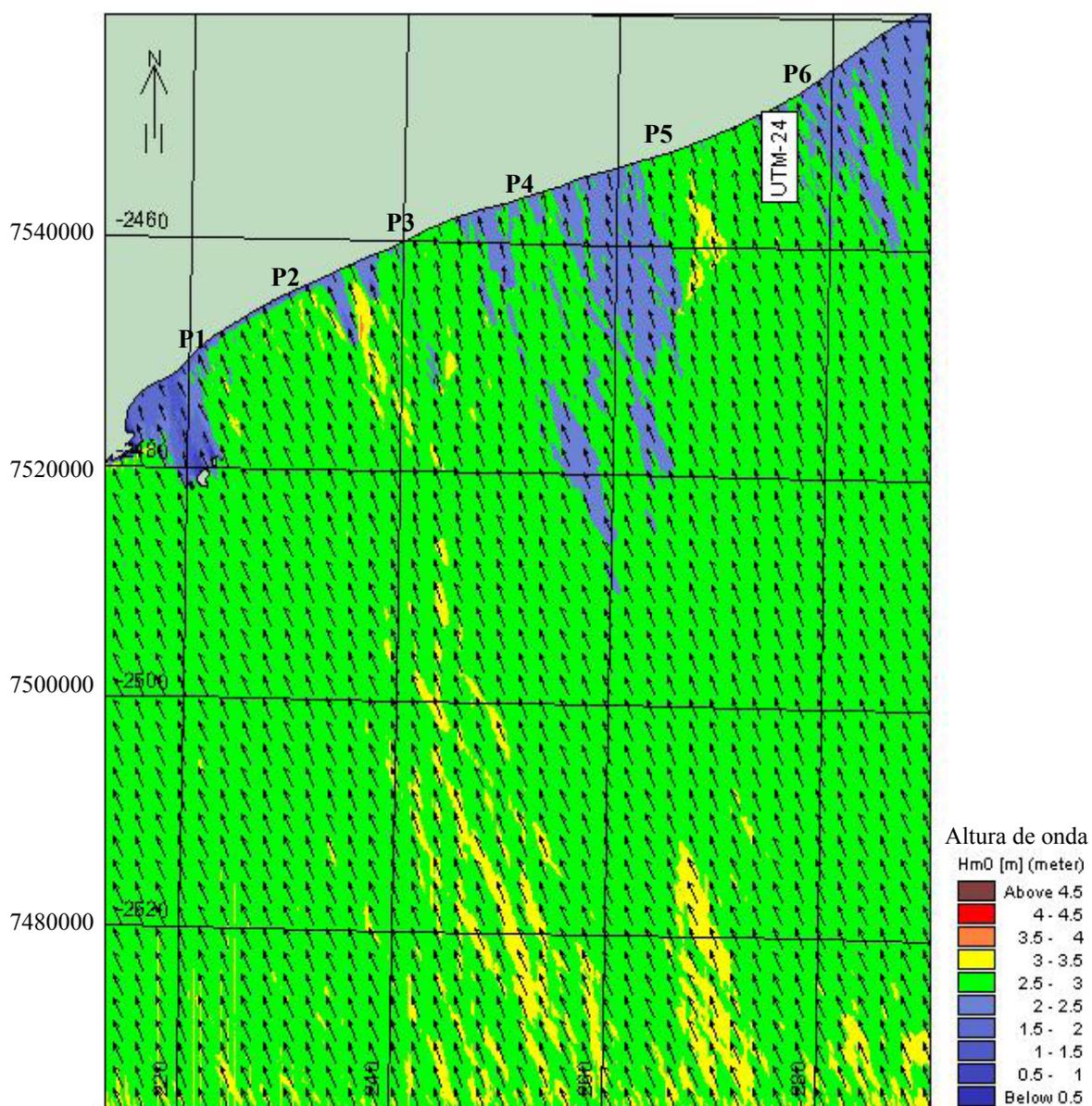


Figura 42. Refração de ondas de SSE com período de 12 segundos e altura significativa de 3 metros.

As ondulações de SW, atingiram toda a costa com uma variação de altura entre 1,2 a 2,8 metros, pronunciadas principalmente nas adjacências do Perfil 6 (de 2,4 a 2,8 metros). Novamente, nos trechos próximos aos Perfis 5 e 2 as ortogonais se convergem, indicando regiões de maior concentração de energia. Apenas nesta condição de direção de onda, a área de sombra do arquipélago de Santana tornou-se exposta às ondulações, no entanto, o Perfil 1 apresentou-se ainda protegido (Figura 43).

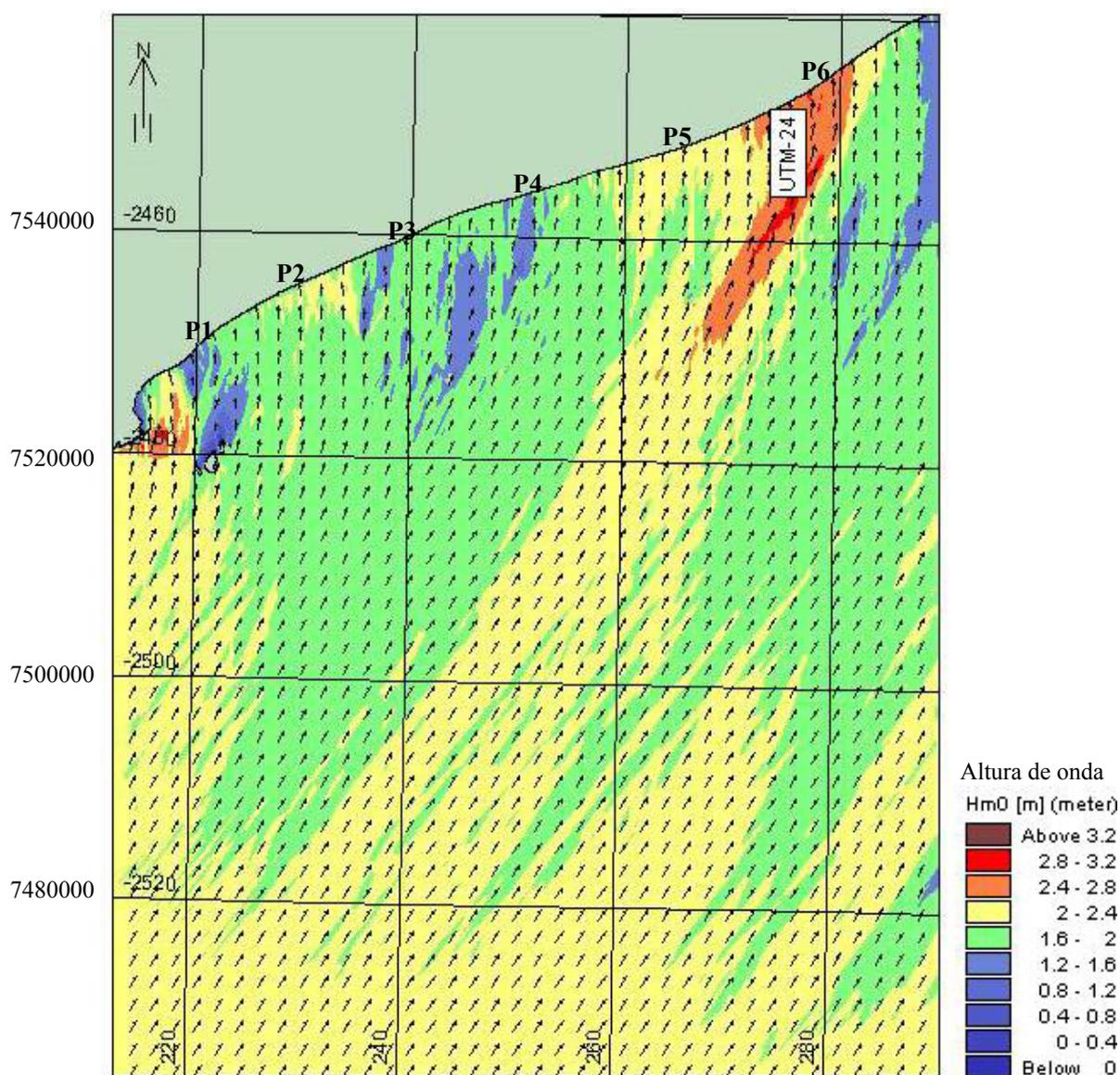


Figura 43. Refração de ondas de SW com período de 12 segundos e altura significativa de 3 metros.

As ondulações provenientes de SSW proporcionaram as piores condições de mar para o litoral estudado, mantendo a convergência das maiores alturas de onda nas proximidades do Perfil 5, desta vez, abrangendo uma área mais ampla que, se estende em direção aos Perfis 4 e 6 com altura entre 2,5 e 3 metros (Figura 44). Observa-se que nas proximidades do Perfil 2 aparecem também ondas de mesma altura, no entanto, não atingem diretamente a praia. Nesta simulação de tempestade, toda a extensão da praia ficou submetida a ondas bem elevadas, numa média de 2 metros.

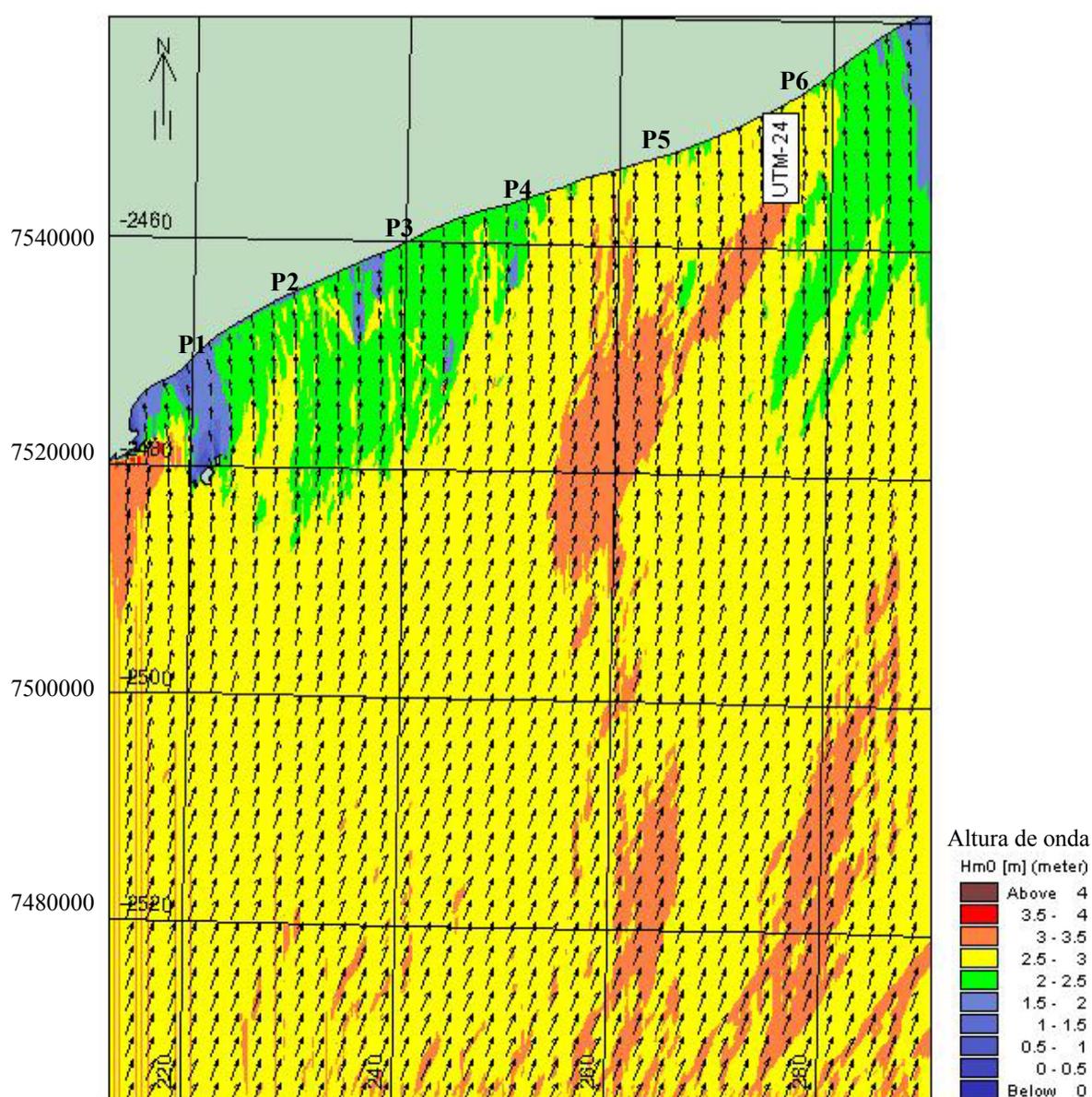


Figura 44. Refração de ondas de SSW com período de 12 segundos e altura significativa de 3 metros.

É válido ressaltar que a difração sofrida pelas ondas ao redor do arquipélago de Santana é responsável pelo processo de formação do tómbolo submarino, fazendo com que as ondas divirjam sua energia no reverso das Ilhas, provocando a convergência das ortogonais nas laterais. Esta situação pôde ser observada nas simulações de ondas de tempestades, nas quais proporcionaram ondas mais baixas na sombra das ilhas, amenizando o impacto erosivo na costa próximo ao Perfil 1 e conseqüentemente, maior concentração de energia nas laterais, deixando assim, as adjacências do Perfil 1, até bem próximo ao Perfil 2, mais vulneráveis às tais situações, caso este já anteriormente constatado por Albino (1993) nas praias de Macaé.

Observa-se uma clara concentração de energia ao largo do Perfil 5 para todas as situações de tempestades simuladas, na qual mantiveram uma constância de ondas de 2 a 3 metros de altura. Dentre as situações de tempestade simuladas, as ondas provenientes de SW e SSW propiciaram as condições mais energéticas de mar para o litoral, seguido das ondas de S e de SSE. Já as ondas provenientes de SE apresentaram-se relativamente mais baixas, porém, nunca inferior a 1,2 metro. E por fim, as ondas de NE tiveram muito pouca expressão na altura das ondas e conseqüentemente na energia das mesmas atuando sobre a praia.

Como constatado nas refrações simuladas, as áreas de maior concentração de energia das ondas, equivalem as áreas onde foram observadas em campo maiores evidências de erosão, como transposição de ondas e frente do cordão escarpada, localizadas respectivamente entre os Perfis 4 e 5 e próximo ao Perfil 2.

6.3.1 Transporte longitudinal

As direções da linha de costa extraídas nas localidades dos perfis topográficos apresentaram sutis modificações de direção, variando no máximo 19°, configurando desta forma, uma linha de costa com direção média muito próxima de 155°, ou seja, costa voltada para sul-sudeste (Tabela 10).

Tabela 10. Direção da linha de costa e direção de onde vem a onda.

Perfil	Direção da linha de costa - Rumo (°)	Direção de onde vem a onda - Rumo (°)					
		S	SE	SSE	SW	SSW	NE
P1	145	156	148	148,5	180	167,5	91,5
P2	155	171	153	151,5	180	180	93
P3	157	176,5	155	156,5	181	180	98
P4	163	179	160	161	178	180	91
P5	164	179	157	165,5	186	180	90
P6	153	162	153	152	183	180	86

Pelo fato desta linha de costa está ajustada à direção das ondas de SSE, estas e as ondas provenientes de SE, proporcionaram ondas com os mais baixo ângulos de incidência, atingindo quase que paralelamente a praia na localidade do Perfil 6 e não ultrapassando os 5° nos outros Perfis. Logo, o transporte longitudinal para estas situações de onda não foi significativo, com exceção da localidade do Perfil 5 que apresentou um ângulo de incidência de 7° com transporte direcionado para sudoeste (Tabelas 10 e 11).

O baixo ângulo de incidência para estas situações não permitiu um transporte longitudinal significativo, mesmo apresentando ondas com alturas elevadas, em torno de 2 metros (Figuras 41 e 42 e Tabela 11).

Os ângulos de incidência das ondas provenientes de S apresentaram de modo geral, um transporte longitudinal direcionado para nordeste, com valor médio de 15° (Tabela 11).

Os mais eficientes ângulos de incidência ocorreram nas situações mais energéticas de mar, isto é, com ondas provenientes de SSW e SW (Tabela 11). Nestas situações a intensidade do transporte longitudinal foi maior em função não apenas do ângulo médio de 23°, mas também pela altura da onda que variou numa média de 1,6 a 2,8 metros em toda a praia. Já as ondulações de NE que também apresentaram ângulos de incidência de mesma magnitude das situações anteriores, não permitiram um transporte longitudinal significativo em função das baixas ondas, com alturas inferiores a 0,5 metro (Figura 45).

Tabela 11. Características oceanográficas das ondas provenientes de sul, sudeste, sul-sudeste, sudoeste, sul-sudoeste e nordeste ao atingirem a praia com base na simulação de refração de ondas.

Ondas de S	Hb(m)	Hb ² (m)	α (°)	$\text{sen} \alpha \times \text{cos} \alpha$	Velocidade .corr. longitudinal (m/s)	Energia da onda (joules/m ²)
P1	2	4	-11	0,19	0,99	5003,1
P2	2	4	-16	0,26	1,40	5003,1
P3	3,3	10,89	-19,5	0,31	2,13	13620,9
P4	3,3	10,89	-16	0,26	1,79	13620,9
P5	3,3	10,89	-15	0,25	1,69	13620,9
P6	3,3	10,89	-9	0,15	1,05	13620,9

Ondas de SE	Hb(m)	Hb ² (m)	α (°)	$\text{sen} \alpha \times \text{cos} \alpha$	Velocidade corr. longitudinal (m/s)	Energia da onda (joules/m ²)
P1	1,2	1,44	-3	0,05	0,21	1801,1
P2	2	4	+2	0,03	0,18	5003,1
P3	1,8	3,24	+2	0,03	0,17	4052,5
P4	1,8	3,24	+3	0,05	0,26	4052,5
P5	2,2	4,84	+7	0,12	0,67	6053,8
P6	1,8	3,24	0	0,00	0,00	4052,5

Ondas de SSE	Hb(m)	Hb ² (m)	α (°)	$\text{sen} \alpha \times \text{cos} \alpha$	Velocidade corr. longitudinal (m/s)	Energia da onda (joules/m ²)
P1	2,25	5,0625	-2,5	0,04	0,24	6332,0
P2	2,25	5,0625	+3,5	0,06	0,34	6332,0
P3	2,75	7,5625	+0,5	0,01	0,05	9459,0
P4	2,5	6,25	+2	0,03	0,21	7817,3
P5	2,75	7,5625	-1,5	0,03	0,16	9459,0
P6	2,25	5,0625	+1	0,02	0,10	6332,0

Ondas de SW	Hb(m)	Hb ² (m)	α (°)	$\text{sen} \alpha \times \text{cos} \alpha$	Velocidade .corr. longitudinal (m/s)	Energia da onda (joules/m ²)
P1	1,4	1,96	-35	0,47	2,07	2451,5
P2	2,2	4,84	-25	0,38	2,12	6053,8
P3	1,8	3,24	-24	0,37	1,86	4052,5
P4	1,8	3,24	-15	0,25	1,25	4052,5
P5	2,2	4,84	-22	0,35	1,92	6053,8
P6	2,6	6,76	-30	0,43	2,60	8455,2

Ondas de SSW	Hb(m)	Hb ² (m)	α (°)	$\text{sen} \alpha \times \text{cos} \alpha$	Velocidade corr. longitudinal (m/s)	Energia da onda (joules/m ²)
P1	1,75	3,0625	-21,5	0,34	1,68	3830,5
P2	2	4	-25	0,38	2,02	5003,1
P3	2,25	5,0625	-23	0,36	2,01	6332,0
P4	2,25	5,0625	-13	0,22	1,23	6332,0
P5	2,75	7,5625	-16	0,26	1,64	9459,0
P6	2,6	6,76	-27	0,40	2,43	8455,2

Ondas de NE	Hb(m)	Hb ² (m)	α (°)	sen α x cos α	Velocidade corr. longitudinal (m/s)	Energia da onda (joules/m ²)
P1	0,2	0,04	+53,5	0,48	0,80	50,0
P2	0,2	0,04	+62	0,41	0,69	50,0
P3	0,2	0,04	+59	0,44	0,74	50,0
P4	0,2	0,04	+72	0,29	0,49	50,0
P5	0,37	0,1369	+74	0,26	0,60	171,2
P6	0,52	0,2704	+67	0,36	0,97	338,2

* Os sinais (+) e (-) simbolizam, respectivamente, o transporte longitudinal para sudoeste e para nordeste.

A energia da onda está diretamente relacionada à sua altura, portanto, os maiores valores estão impressos nas ondulações de S, com altura em torno de 3 metros, seguida das ondulações de SSE, SSW, SW, SE e NE, esta última podendo ser considerada desprezível (Figura 45). Vale lembrar que, apesar da energia ter sido maior na simulação de SSE, os ângulos de incidência das ondas de SSW e SW são bem maiores e, por conseguinte, o transporte longitudinal é mais significativo.

Analisando a energia das ondas sob efeito das direções das ondas nos perfis, identifica-se que no Perfil 1 a energia é sempre menor para todas as situações simuladas, e os maiores valores aparecem com maior frequência no Perfil 5 e depois no Perfil 3. Observa-se que há um tendência de ganho de energia do Perfil 1 para o Perfil 5 e redução no sentido do Perfil 6 para nordeste.

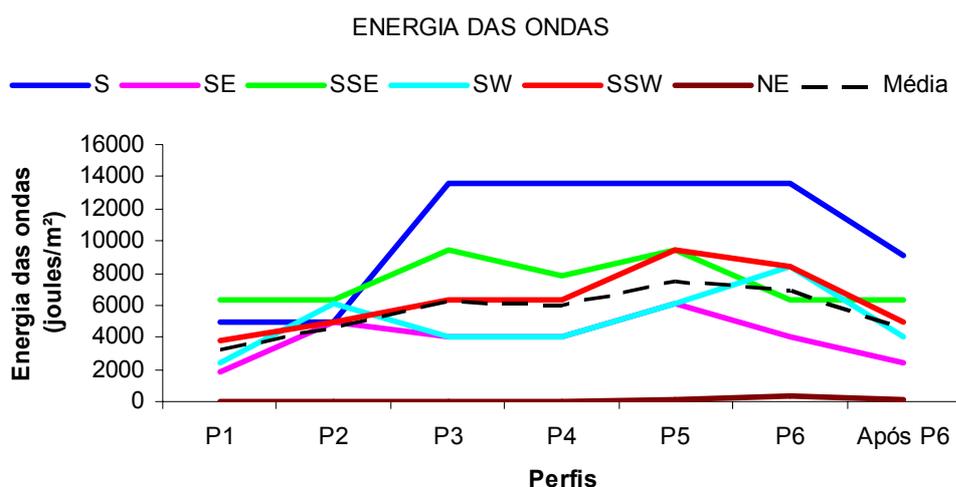


Figura 45. Energia das ondas ao atingirem a praia, nas localidades dos perfis topográficos, para todas as situações de ondas simuladas.

A velocidade do transporte longitudinal depende do ângulo de incidência e da altura da onda na arrebentação, sendo esta última de maior importância. Na Figura 41 observa-se que as maiores velocidades são alcançadas quando as ondas são de SW e SSW, e as mais baixas, quando são de SE e SSE. O primeiro grupo é explicado pelos maiores ângulos de incidência e pelas alturas elevadas das ondas, e o segundo grupo, pelo baixíssimo ângulo de incidência, mesmo apresentando ondas de altura também elevadas.

Nota-se que a velocidade da corrente mantém-se praticamente constante ao longo de toda a trajetória da corrente longitudinal que percorre a linha de praia. Nas ondulações de SE e SSE as velocidades ficam praticamente abaixo de 50 cm/s, enquanto nas ondulações de SW e SSW, as velocidades atingem seu máximo na localidade do Perfil 6 com 250 cm/s, com ligeira tendência de redução após este ponto.

Os valores de velocidade encontrados são bastantes elevados, podendo não estar compatível com a realidade, pois os dados de alturas de onda e ângulos de incidência foram obtidos a partir do mapa de refração de ondas e não, quantificados em campo. Portanto a análise destes resultados fica centrada na relatividade e não nos valores absolutos de velocidade da corrente longitudinal, assim como os valores alcançados de volume de sedimento transportado longitudinalmente à praia.

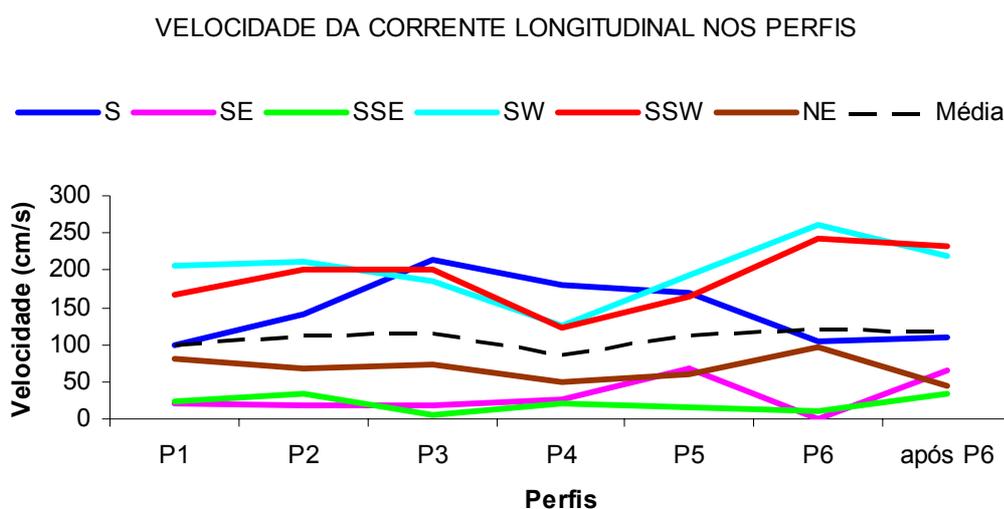


Figura 46. Velocidade da corrente longitudinal nas localidades dos perfis.

O volume de areia transportado pela corrente longitudinal foi relativamente bastante expressivo nas situações de ondas de S, SW e SSW, atingindo valor máximo estimado de 98 mil m³/dia na localidade do Perfil 3 para as ondas de S (Figura 47). Nas situações de SE e SSE, como citado anteriormente, o baixíssimo ângulo de incidência resultou num volume de areia bem menos expressivo, porém ainda bastante significativo, estimado em no máximo de 16 mil m³/dia na localidade do Perfil 5. O volume de areia estimado no transporte longitudinal quando submetidos às ondas de NE pode ser considerado relativamente desprezível, apresentando valor médio de 380 m³/dia.

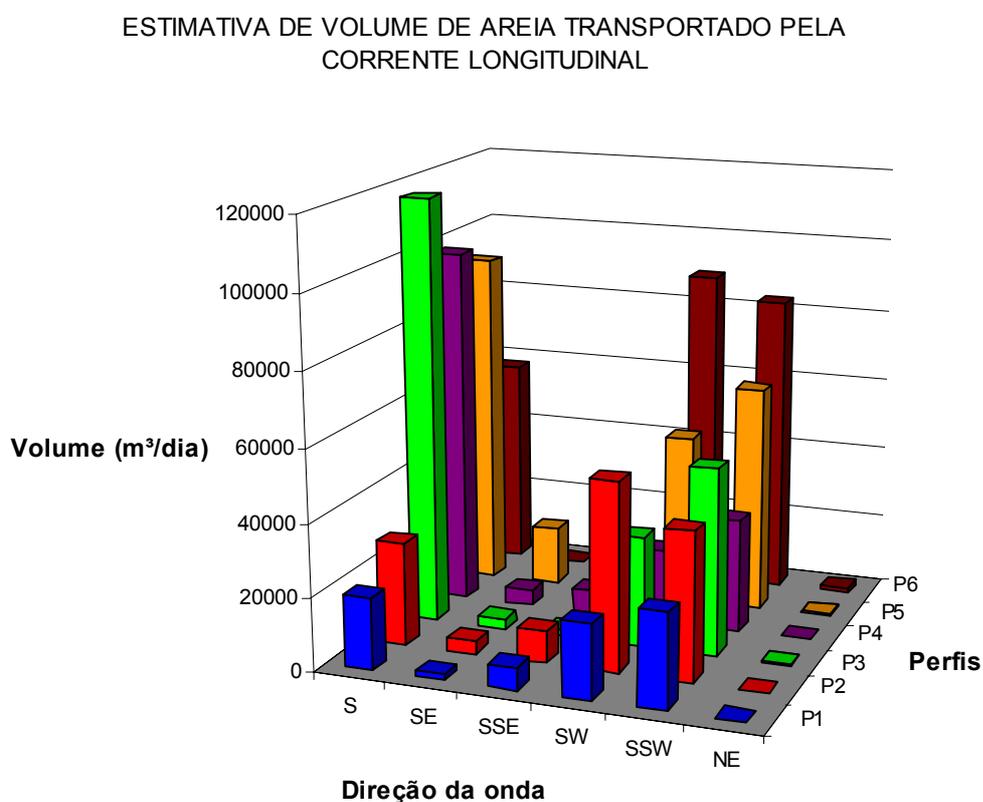


Figura 47. Estimativa de volume de areia transportado pela corrente longitudinal para cada situação de onda simulada.

Analisando o volume estimado de areia transportado longitudinalmente à praia e o sentido pelo qual este material é carregado pelas ondas, observa-se claramente que há uma predominância do sentido da deriva litorânea de sudoeste para nordeste (Figura 48). Este sentido da corrente longitudinal está diretamente relacionado às situações de

tempestades, que somadas apresentam um percentual inferior a 40% das ondas ao longo do ano, mas que, no entanto, são responsáveis por 95,22% de todo material mobilizado paralelamente à linha de costa, para as situações simuladas.

Em contrapartida, as ondas de NE que se apresentam mais freqüentes, alcançam um valor significativo de cerca de 18% do padrão de ondas total. Se somadas às ondas de NNE, ENE e E, o quadrante Nordeste representa uma freqüência de quase 60% das ondas neste litoral (SOUZA, 1988), porém, o volume de material mobilizado longitudinalmente à praia fica na casa de 4,77%, considerando apenas as ondas de NE.

O transporte longitudinal de sedimentos ocorre em direção à nordeste praticamente em torno de todos os Perfis, com uma suave reversão neste padrão em situações de ondas de SE, SSE e NE, onde o sedimento é transportado para a direita, em direção à sudoeste, porém, com um volume muito menos expressivo de areia transportada. O “decréscimo” em direção à sudoeste do transporte de sedimentos é em função das Ilhas Santanas e da orientação da linha de praia.

A porção nordeste da praia (Perfil 6) é uma área que recebe grande volume de areia oriunda dos Perfis 1, 2, 3, 4 e 5. No Perfil 6 houve um decréscimo do volume transportado, podendo explicar uma tendência de acumulação, ou seja, entra mais sedimento do que sai, para a situação de ondas de S que, apesar de representar apenas 5% do padrão de ondas anual, mobilizou 40% do volume total de areia transportada ao longo da praia para as situações analisadas (Figura 48). Para as outras situações de onda, observa-se também através da Figura 48, uma redução significativa do volume de areia transportada após o Perfil 6. Isto sugere que, o grande volume de areia mobilizado principalmente, no sentido nordeste, na localidade do Perfil 6 sofre após este uma tendência de acumulação devido a redução da energia e velocidade das ondas e mudança da linha de costa após este ponto.

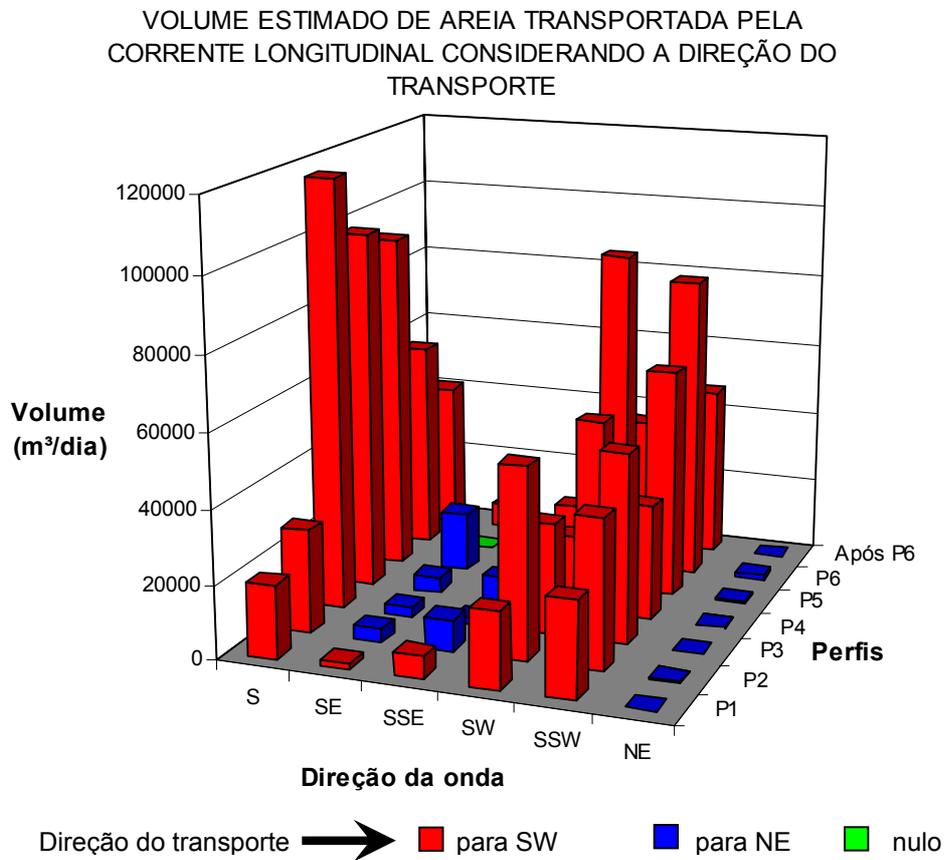


Figura 48. Volume estimado de areia transportada pela corrente longitudinal considerando a direção do transporte. A cor vermelha indica transporte litorâneo para nordeste e a cor azul para sudoeste.

Para efeito de comparação e proporção do volume de sedimento transportado pela corrente longitudinal em cada Perfil, foi calculada a diferença entre o volume total transportado para direita e o volume total transportado para esquerda. Em todos os Perfis o saldo foi para direita. O Perfil que apresentou relativamente maior trânsito de areia em sua localidade foi o 6, seguido do Perfil 3. O Perfil 1 apresentou a mais baixa mobilização de areia, tanto para direita quanto para esquerda, em função da proteção exercida pelo arquipélago de Santana. Já os Perfis 2, 4 e 5 apresentaram valores intermediários no trânsito longitudinal de sedimentos (Tabela 12).

Tabela 12. Diferença entre o volume estimado de areia transportado longitudinalmente à praia para direita (+) e para esquerda (-).

Perfil	Volume e sentido diferencial da deriva litorânea (m³/dia)
P6	-225723,0
P3	-194062,8
P5	-192129,9
P4	-139687,5
P2	-108269,7
P1	-74131,8

6.4 PERFIS DE EQUILÍBRIO

Os perfis teóricos de equilíbrio foram calculados com base na equação de DEAN (1977), na qual foram utilizados os diâmetros medianos dos sedimentos da face da praia e da antepraia, além de ser testado também o coeficiente empírico $m = 0,4$ (Figura 49).

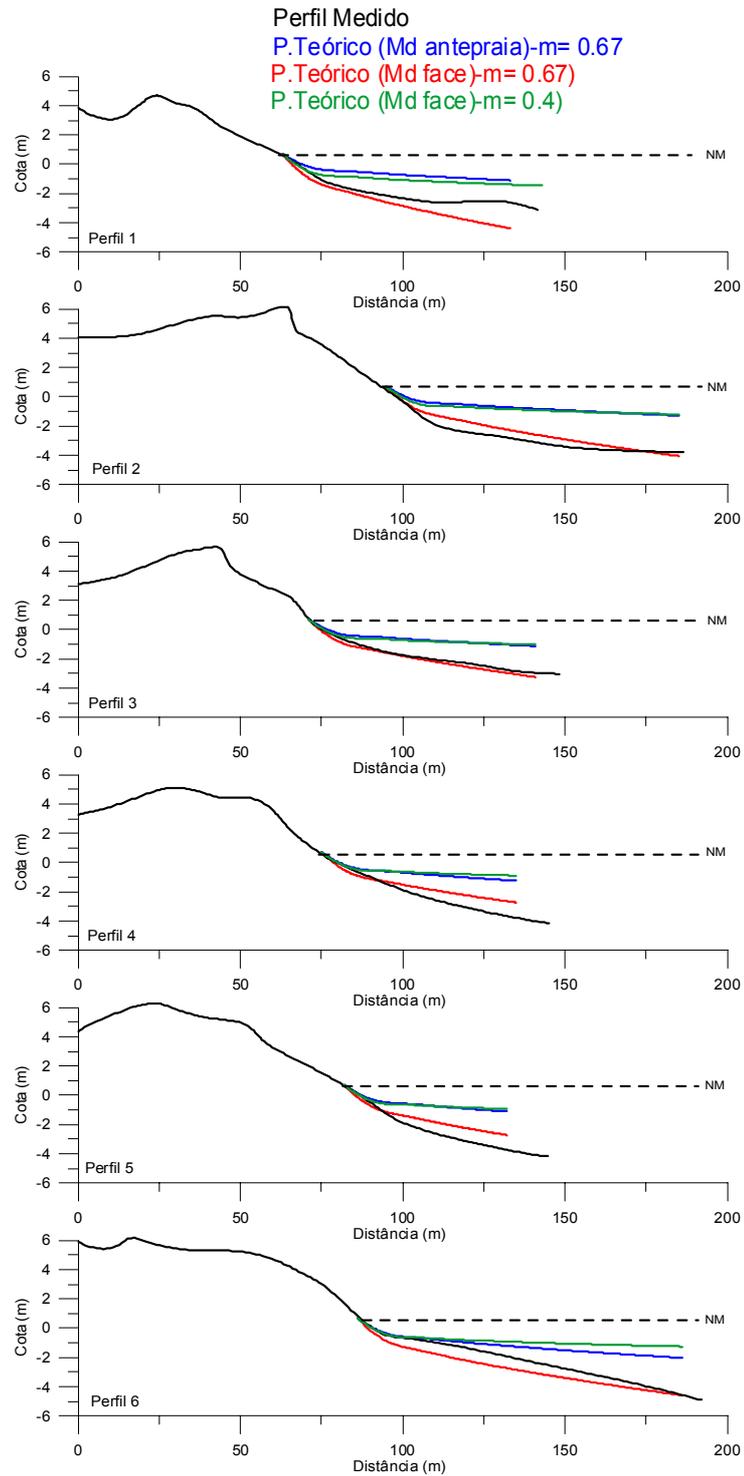


Figura 49. Perfis Teóricos de Equilíbrio calculados segundo a equação de Dean (1977) .

6.4.1 Perfis de equilíbrio de DEAN (1977)

No Perfil 1 o gradiente topográfico apresentou-se mais suavizado, indicando maior estabilidade da linha de costa, confirmada após comparação entre os perfis medidos em campo e os teóricos de equilíbrio, que apontaram excesso de sedimento na antepraia, ao passo que, o perfil de equilíbrio baseado no sedimento da face da praia indicou que este deveria ser mais íngreme que o encontrado em campo.

O Perfil 2 apesar de também ser composto por sedimentos muito finos na antepraia apresentou, desta vez, um perfil de equilíbrio típico de praia refletiva, pois apresentou uma topografia bastante íngreme. O alto declive pode estar sendo condicionado pelo sedimento grosso semelhante ao da face da praia. Mesmo apresentando sedimentos muito finos na antepraia o perfil medido em campo se mostrou mais inclinado que “ideal”, mostrando-se que este não está mais na zona de sombra das Ilhas, mas pelo contrário, na zona de convergência das ortogonais difratadas, evidenciando assim, um perfil com déficit sedimentar e, portanto, em desequilíbrio.

O Perfil 3 foi o único que se mostrou em equilíbrio segundo a equação de DEAN (1977). Nele a antepraia superior é composta por sedimentos muito grossos (ANEXO 6) e as areias finas vão gradativamente ficando lamosas a medida que se afastam da linha de costa. Este perfil confirma a hipótese de que o substrato recente, ou seja, as areias finas e as lamas, não definem a morfologia do perfil da antepraia, pois as antepraias: média e inferior apresentaram sedimentos muito finos e nem por isto modificaram a morfologia do perfil condicionada pela areia grossa.

Os Perfis 4 e 5 também compostos por areias muito finas na antepraia e sedimentos lamosos na plataforma continental interna, apresentaram perfis em desequilíbrio, ou seja, com déficit sedimentar na antepraia, podendo está relacionado às convergências das ondas de tempestades, as quais proporcionam ondas de maior energia principalmente no Perfil 5 e à presença de areia muito fina e de lama na antepraia

O Perfil 6 igualmente composto por areia fina em toda a antepraia, apresenta um perfil de equilíbrio com topografia mais suave, mostrando-se com excesso sedimentar. Este balanço positivo pode está sendo provocado pela deposição de sedimentos favorecida

pelo Cabo de São Tomé, que cria uma espécie de sombra ao receberem as ondas e os ventos do quadrante Nordeste, sem falar da mudança da orientação da linha de costa e do menor impacto das ondas de tempestades.

6.4.2 Perfis de equilíbrio de DEAN (1977) calculados com o sedimento da antepraia

Estes perfis de equilíbrio apresentaram um comportamento morfológico típico de uma praia dissipativa (Figura 49), pois foram calculados com base no diâmetro mediano do sedimento da antepraia média, composta por areia muito fina e silte.

A topografia bem suavizada indicada nestes perfis sugeriu que toda a extensão da orla do Parque esteja com forte déficit sedimentar na antepraia e conseqüentemente erosão ao longo dos aproximados 64 km de praia, no entanto, tal situação não foi observada em campo.

Esta tentativa de utilizar os sedimentos da antepraia não alcançou um bom resultado de perfil teórico condizente com as características da praia, conservando assim, a sugestão de DEAN (1977) em utilizar os sedimentos da face da praia.

6.4.3 Perfis Teóricos de DEAN (1977) calculados com $m = 0,4$

Resultados semelhantes ocorreram com os perfis de equilíbrio calculados com o coeficiente empírico m igual 0,4. Segundo FACHIN (1998) apud ROSO (2003) este seria o valor mais adequado para praias do tipo refletiva.

No entanto, foi constatado o oposto. A substituição do valor m igual a 0,67 para 0,4 deixou os perfis teóricos com uma topografia mais suave, caracterizando por fim, uma praia do tipo dissipativa (Figura 49).

Os resultados mostraram que os perfis teóricos calculados com o expoente $m = 0,4$ e com o diâmetro mediano dos sedimentos da antepraia não se ajustaram aos perfis medidos, apresentando declividade muito baixa. Os perfis calculados com o diâmetro mediano dos sedimentos da face da praia e com o expoente $m = 0,67$ se aproximaram da configuração dos perfis medidos, com ajuste perfeito no Perfil 3 e pequenos desajustes erosivos e construtivos para o restante dos perfis (Perfis 2, 4 e 5 e Perfis 1 e 6, respectivamente).

Os resultados indicaram que a forma do perfil de equilíbrio das praias, ao longo do Parque de Jurubatiba, está condicionada pelo substrato sedimentar reliquiar, composto por areias grossas, e não pelos sedimentos recentes encontrados na antepraia, conforme também encontrado por ROSO (2003) nas praias do Souto e Pontal em Itaoca, sul do estado do Espírito Santo.

6.4.4 Declividade da antepraia

A declividade da antepraia (Tabela 13) não variou conforme a granulometria da mesma, pois todos os perfis, exceto o Perfil 3, apresentaram areia muito fina já na antepraia superior e nem por isto tiveram suas declividades reduzidas, isto, comparadas à declividade da antepraia do Perfil 3 que apresentou areia grossa e no entanto manteve a declividade semelhante as dos perfis anteriores. Da mesma forma, as declividades mais íngremes da antepraia – Perfis 4 e 5 – apresentaram significativa presença de silte e até lama.

Tabela 13. Declividades da face da praia e da antepraia obtidas nos perfis medidos no campo de 2006.

Declividades (°)		
Perfil	Face da praia	Antepraia
1	6.04	2.15
2	8.87	2.22
3	13.64	2.59
4	8.79	3.66
5	7.29	4.01
6	9.94	2.49

Observa-se um aumento de declividade da antepraia no sentido do Perfil 1 para o Perfil 5, reduzindo substancialmente no Perfil 6 (Tabela 13 e Figura 50), corroborando assim, com os perfil de equilíbrio que indica excesso sedimentar neste último.

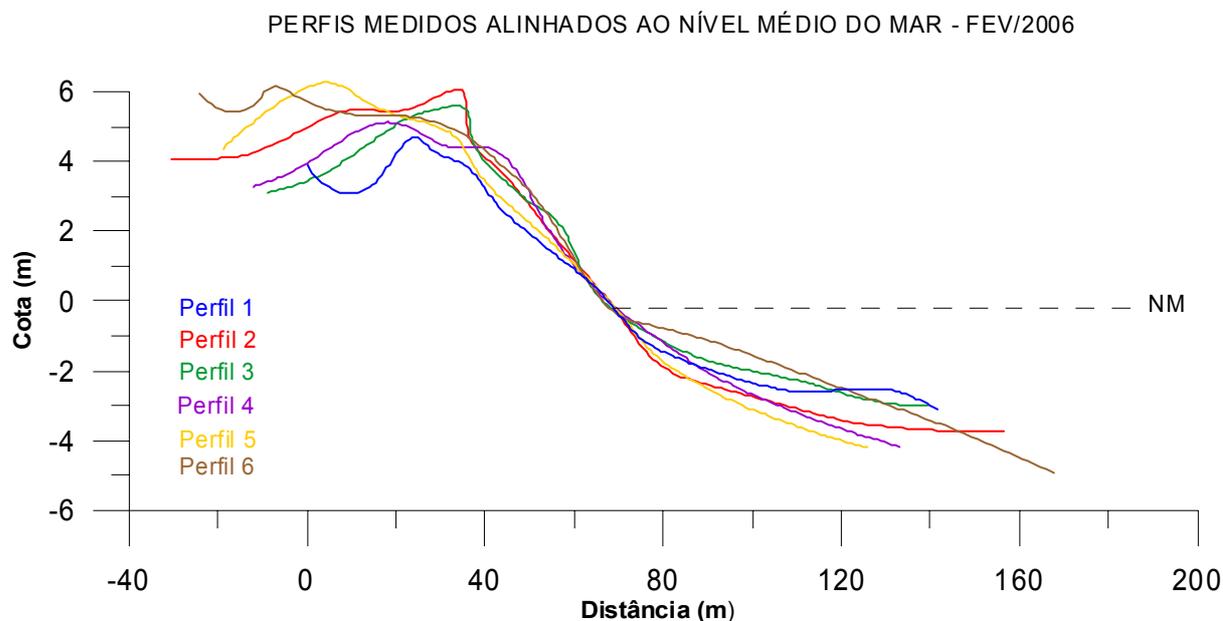


Figura 50. Perfis medidos em campo alinhados a um mesmo ponto para efeito de comparação da declividade dos mesmos.

A concentração de lama e de areia muito fina na antepraia aparentemente, não mudou o formato de equilíbrio típico de uma praia refletiva, mas estes sedimentos comprometem o balanço sedimentar do sistema praia-antepraia.

VII DISCUSSÃO

7.1 TRANSPORTE E DEPOSIÇÃO DE SEDIMENTOS NA PLATAFORMA CONTINENTAL INTERNA

A presença de manchas de lama dispostas paralelamente à linha de costa, situada nas proximidades da isóbata de 20 m, já foram relatadas por MUEHE (1998b) e FERNANDEZ (1995) na plataforma continental interna entre o Cabo Búzios e Macaé, evidenciando uma faixa de lama que se estenda para norte de Macaé. De fato esta mancha alcança dimensões bem significativas em direção a norte, margeando a linha de costa entre Macaé e Barra do Furado.

Segundo FERNANDEZ (1995), a presença de assimetria negativa próxima ao litoral entre Búzios e Macaé, sugere que os rios adjacentes sejam os maiores fornecedores de sedimentos grossos para a plataforma. Tal conclusão pode sugerir que o trecho próximo ao Perfil 1 é composto por sedimentos grossos oriundos do rio Macaé, que por sua vez, estariam em via de transporte se analisados juntamente com o valor mediano do grão que afina na direção do Perfil 2. A fração de areia fina depositada ao largo do Perfil 1, bem próximo da praia, também seria proveniente do rio Macaé.

Os sedimentos grossos da praia ao longo do Parque de Jurubatiba são oriundos da plataforma continental interna (MARTIN *et al* 1984), que por sua vez são originários do rio Paraíba do Sul quando o nível do mar situava-se mais abaixo que o atual (KOWSMANN; VICALVI e COSTA, 1979) e a desembocadura situava-se ao sul do Cabo de São Tomé. Com a última transgressão marinha (há 5.100 anos A.P.) estes sedimentos ficaram submersos e na subsequente regressão marinha eles foram retrabalhados formando o cordão litorâneo holocênico e conseqüentemente a praia (DOMINGUEZ; BITTENCOURT & MARTIN, 1981; MARTIN *et al.*, 1984 e SUGUIO *et al.*, 1985).

Assim sendo, as lamas e as areias muito finas, alóctones, acabam comprometendo o fornecimento de sedimentos para a praia, em função do trapecamento das areias

grossas, impedindo o transporte destes grãos, realizado por rolamento até a praia. Tal discrepância entre os sedimentos da praia e da antepraia-plataforma continental interna, evidencia que os sedimentos finos e lamosos são depósitos modernos, caracterizados pelas piores seleções, assimetrias positivas e curtose platicúrtica, típicos de depocentros e os sedimentos grossos e médios, caracterizados pelo bom selecionamento e pela assimetria negativa, típicos de depósitos reliquiares residuais.

O caminho do transporte de sedimentos na plataforma continental interna pode segundo o método de McLAREN (1981), ser identificado através das características granulométricas dos sedimentos sendo que o material transportado tende a ser mais fino, melhor selecionado e mais negativamente assimétrico comparado com o sedimento de origem.

Acompanhado este raciocínio e analisando os mapas sedimentológicos (Figura 38 A, B, C e D), foram verificados afinamentos dos sedimentos no sentido nordeste-sudoeste, do Perfil 6 para o Perfil 3, no sentido leste-oeste, do mar aberto para a costa e no sentido sul-norte, do arquipélago de Santana para o Perfil 2. Este último associado à assimetria negativa, direciona o trajeto do transporte para norte até a localidade da mancha de lama, que por apresentar assimetria positiva e curtose platicúrtica, indica um ambiente de deposição (Figura 38 C).

Além da assimetria e do diâmetro mediano do grão, a curtose, mesmo sendo um parâmetro de difícil interpretação (PONÇANO, 1986), indicou zonas de transporte identificadas pela curtose leptocúrtica próximo aos Perfis 5 e 6 confirmando assim, o direcionamento do transporte de sedimentos finos de nordeste para sudoeste em suspensão (Figura 38 D).

Nesta análise sedimentológica, o grau de seleção não foi um bom indicador de transporte, pois à medida que o afinamento dos grãos ocorreu indicando a direção do transporte, o selecionamento piorou. Isto provavelmente em função da proximidade das áreas fontes destes sedimentos finos e lamosos, identificados por uma pluma de sedimentos lamosos mal selecionados, como observado por FERNANDEZ (1995) na plataforma continental interna entre Macaé e Búzios.

Características granulométricas evidenciadas por McLAREN (1981) e McLAREN e BOWLES (1985) como sendo típicas de sedimentos transportados foram encontradas nos sedimentos coletados nas antepraias superior, média e inferior, quais apresentaram peculiaridades semelhantes como: granulometria fina a lama, assimetria negativa e curtose leptocúrtica (Figuras 36 e 37).

As áreas de deposição podem ser identificadas, segundo McLAREN (1981), admitindo a suposição de que os grãos mais grossos apresentem maior probabilidade de deposição durante o transporte. Desta forma, os diâmetros medianos dos sedimentos depositados sucessivamente ao longo do transporte podem ser mais finos, iguais ou mais grossos do que o sedimento de origem, além de serem mais bem selecionados e mais positivamente assimétricos (McLAREN e BOWLES, 1985).

Com base nestas inferências (McLAREN e BOWLES, 1985), os grandes trechos de lama indicaram áreas de acumulação, mesmo com alguns parâmetros estatísticos indicando ainda em via de transporte, como por exemplo, a má seleção. Em contrapartida, a tendência deposicional é observada na assimetria positiva e na relativa convergência da curtose platicúrtica em frente aos Perfis 4 e 5, além da presença de areia muito fina e de lama não somente em suspensão mas também sedimentada no fundo (Figuras 38 A, C e D).

Outro identificador de ambiente deposicional é a técnica de SAHU (1964), através da qual foi possível reconhecer dois ambientes, previamente definidos, através da comparação das características granulométricas. Segundo esta técnica, foi distinguido um ambiente deposicional característico de praia e outro de mar raso agitado (Figura 51 e ANEXO 2).

Observa-se que a mancha azul na Figura 51 apresenta uma boa aproximação com o trecho recoberto por lammas (Figura 38 A), indicando que este é um ambiente deposicional de mar raso agitado e não de praia.

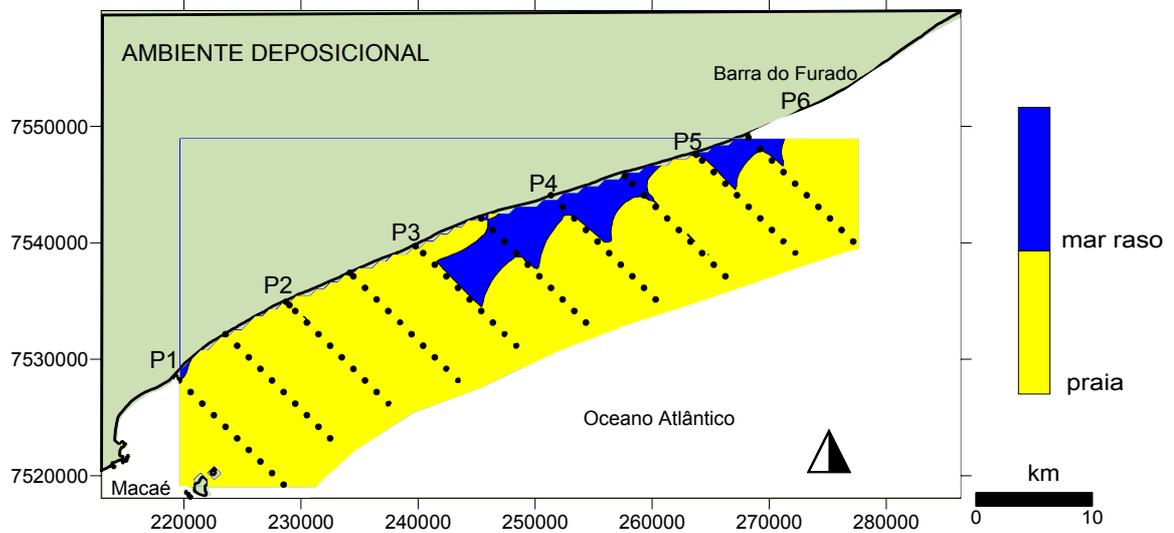


Figura 51. Mapa demonstrando dois ambientes deposicionais: um de mar raso agitado e outro de praia, segundo a proposta de SAHU (1964).

Outra técnica de identificação de ambientes deposicionais foi a sugerida por PASSEGA (1964), que sugere diferentes processos de sedimentação identificados no Diagrama CM (Figura 52), a partir da associação entre o tamanho mediano e o valor do primeiro percentil, ambas expressas pela unidade ϕ .

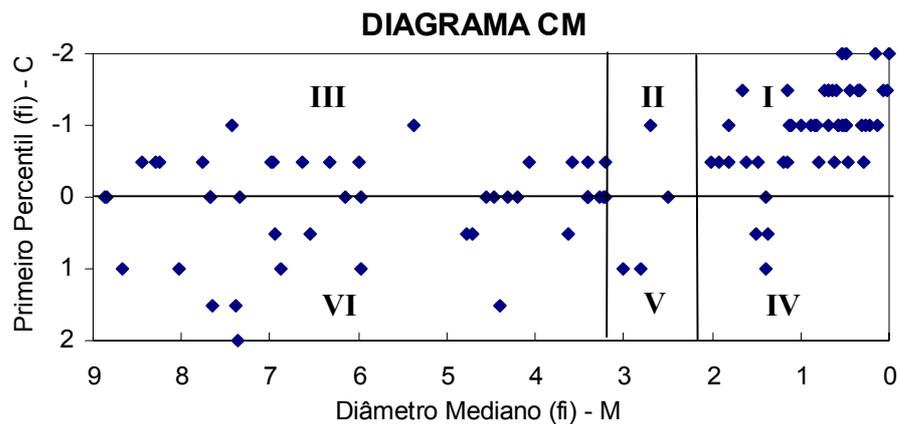


Figura 52. Diagrama CM dos sedimentos coletados na plataforma continental interna.

Segundo o Diagrama CM os sedimentos dos setores I e II são constituídos de areia grossa e média, respectivamente e transportados por rolamento.

O setor III é constituído por sedimentos finos e lamosos transportados em suspensão e os grãos grossos por rolamento (Figura 53). Os grãos com valores de “C” acima (mais grossos) de zero fi representam grãos depositados nas proximidades da área fonte.

Os setores IV, V e VI representam sedimentos transportados principalmente em suspensão (Figura 53), pois apresentaram grãos com diâmetros medianos mais finos, e, quando os sedimentos são grossos e médios (entre 0 e -2 fi), estes são transportados por rolamento, estando submetidos à elevada turbulência.

Os setores IV e V representam sedimentos predominantemente transportado em suspensão gradacional (Figura 53), significando que a concentração de sedimentos e o diâmetro dos mesmos diminuem do fundo para a lâmina d’água, onde o setor IV representa sedimentos depositados sob elevada turbulência e o setor V, depositado sob condições de moderada turbulência. No setor VI os sedimentos são transportados em suspensão e depositados sob condições de baixa turbulência (Figura 53).

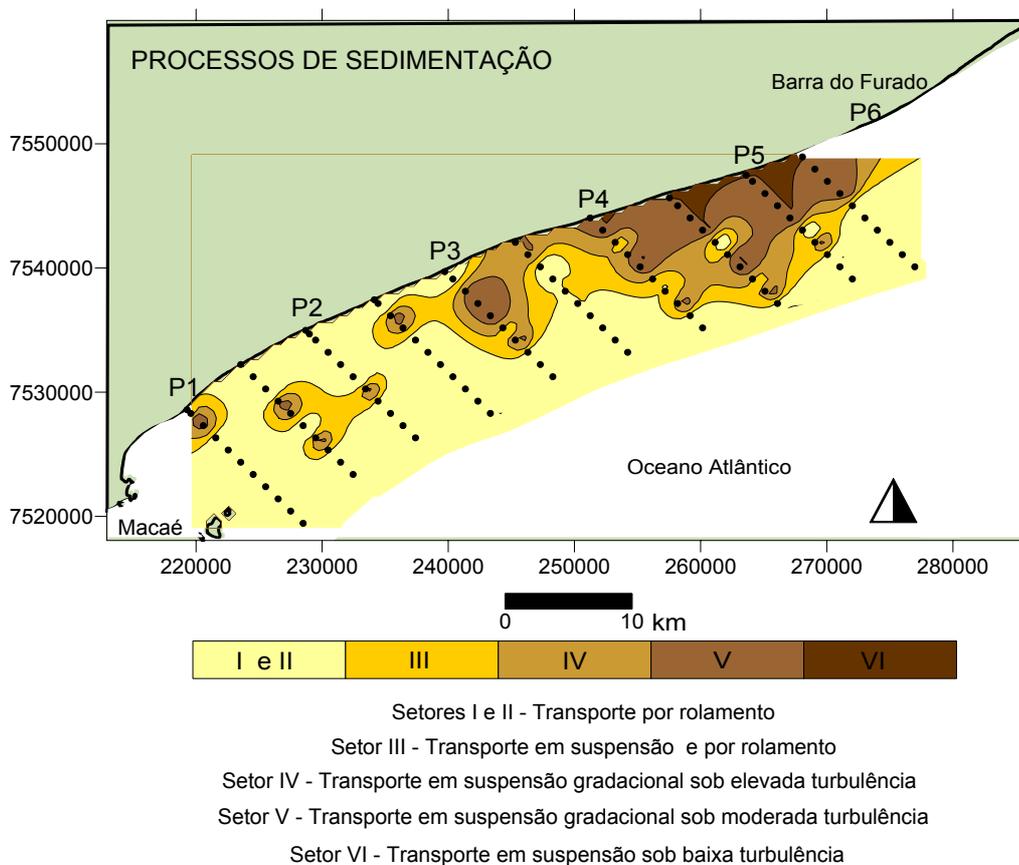


Figura 53. Mapa de diferentes processos de sedimentação identificados segundo a técnica do diagrama CM sugerido por PASSEGA (1964).

Grande parte do mapa de identificação dos processos de sedimentação (Figura 53) apresentou sedimentos transportados por rolamento, pois boa parte desta plataforma continental interna é composta por sedimentos grossos. A distribuição espacial neste mapa para o transporte efetuado predominantemente em suspensão corresponde às áreas de deposição sob condições de elevada, moderada ou baixa turbulência. Esta distribuição sugere que estes sedimentos formam um estrato recentemente depositado sobre o material grosso reliquiar e que provêm, provavelmente, da paleodesembocadura ou da desembocadura atual do rio Paraíba do Sul.

A possibilidade das lamas provirem de Macaé não pode ser descartada, assim como, da desembocadura atual do Paraíba do Sul, ou ainda da sua paleodesembocadura, localizada atualmente na altura de Quissamã, ao sul do Cabo de São Tomé. Tais

possibilidades existem pelo fato das lamas poderem vir em suspensão, impulsionadas pelas correntes litorâneas.

Indicativos de direção do transporte de sedimentos na plataforma continental interna apontaram através das frações finas que estas apresentam trajetos distintos: um no sentido nordeste-sudoeste e outro no sentido sul-norte (Figura 38 A). O primeiro localiza-se nas proximidades dos Perfis 6, 5, 4 e 3 indicando transporte em suspensão proveniente do rio Paraíba o Sul e/ ou do seu paleocanal, pelo fato de existirem também areias com granulometria semelhantes na plataforma continental interna nas proximidades da foz deste rio, indicando que, provavelmente, foram ali depositados pela dinâmica fluvial atual (ALVES e PONZI, 1984). Considerando também a existência de sedimentos de mesma característica nas imediações do banco submarino de São Tomé, estes podem ser coincidentes como o paleocanal do rio. Portanto, as manchas de areia muito fina e lama provavelmente são oriundas deste paleocanal fluvial ou então, serem de idade holocênica depositados por processos fluviais adjacentes atuais.

O segundo trajeto identificado, direciona-se do arquipélago de Santana para o Perfil 2. Esta tendência de transporte se assemelha às características dos sedimentos encontradas por ALVES e PONZI (1984) e FERNANDEZ (1995) na plataforma continental ao largo de Cabo Frio, com areia muito fina a lama de idade holocênica depositados por processos fluviais adjacentes atuais, no caso, os rios São João e Macaé.

Observa-se uma convergência do direcionamento de ambos trajetos de transporte de sedimentos traçados, confirmando que o trecho de maior concentração de areias finas e de lamas é um ambiente deposicional, localizado entre os Perfis 3 e 5 (Figura 38 A).

7.2 PRINCIPAIS AGENTES DO TRANSPORTE SEDIMENTAR RESPONSÁVEIS PELO PROCESSO EROSIVO DO SISTEMA PRAIA-ANTEPRAIA

A presença de lama na antepraia e na plataforma continental interna encobrendo os sedimentos grossos que provavelmente seriam transportados em direção à praia; o grau de exposição do litoral às condições de mar provenientes do quadrante Sul; a convergências das ondas em trechos específicos; o direcionamento do transporte, inclusive de lama para trechos bem próximo ao litoral e a proximidade dos rios Paraíba do Sul e Macaé que fornecem sedimentos finos e lamosos, são possivelmente, os principais agentes responsáveis pela dinâmica sedimentar deste sistema, que conseqüentemente desencadeiam os processos erosivos ocorridos nesta área.

Evidências erosivas foram observadas em campo e posteriormente correlacionadas com alguns fatores que provavelmente contribuem para esta situação. Essas associações estão apresentadas no mapa de compartimentação da área (Figura 38), o qual segmenta o litoral de acordo com a intensidade e as características erosivas encontradas.

A área de estudo foi segmentada conforme as características do cordão, da praia e da plataforma continental interna, em relação à intensidade da erosão com base nos seguintes critérios: condições do cordão litorâneo, tais como, extensão e presença de vegetação; presença de lagunas no reverso do cordão; indicadores de erosão, como, por exemplo, marcas de transposição de ondas, presença de escarpas na frente do cordão e densidade de vegetação sobre o mesmo e, características sedimentológicas da plataforma continental interna, como o tamanho mediano do grão (Figura 54).

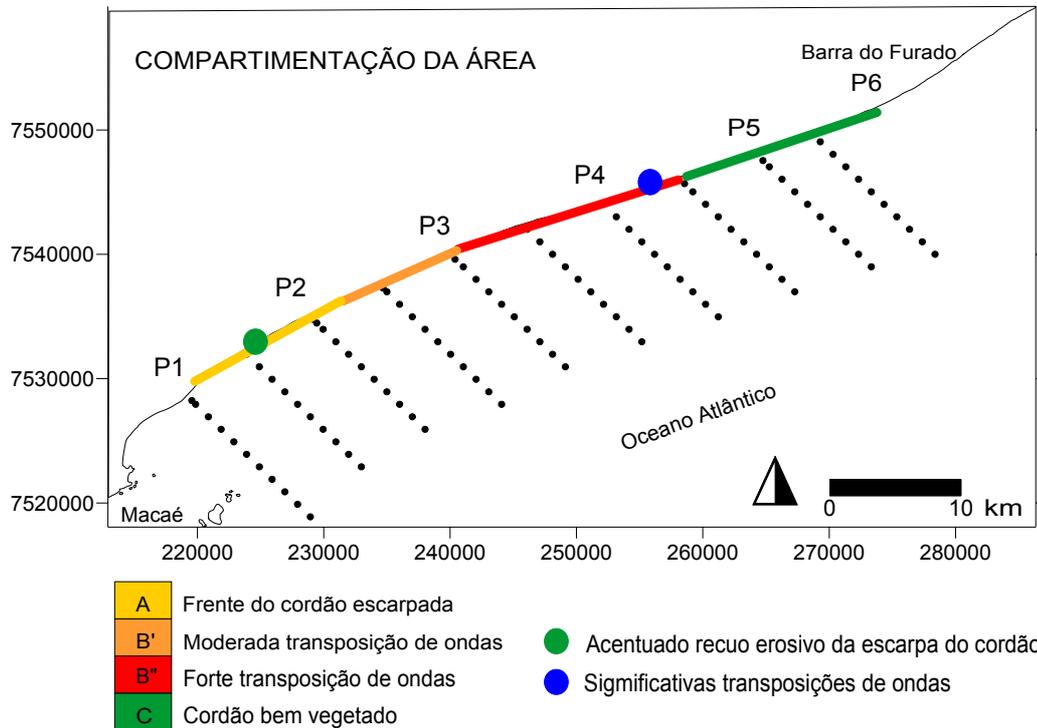


Figura 54. Mapa de compartimentação da área conforme as características erosivas observadas.

O segmento “A” inicia-se no Perfil 1 e vai além do Perfil 2, onde se observa o início da transposição de ondas. Este segmento é caracterizado pela presença de uma estrada e uma tubulação de gás da Petrobrás situadas sobre o cordão.

O Perfil 1 apresentou uma topografia mais suave da antepraia podendo ser explicada pela região de sombra provocada pelo arquipélago de Santana e não pelo sedimento fino presente ali. No Perfil 2, a declividade aumentou, corroborando com o aumento da energia das ondas na praia e presença de areia muito fina, silte e lama na zona submarina adjacente.

Neste trecho, principalmente entre os Perfis 1 e 2, não há presença de laguna na retaguarda do cordão, que começam a aparecer logo após o Perfil 2. Este segmento é marcado por uma vegetação bem preservada, exceto próximo ao Perfil 1, onde é quase inexistente pois a área já está bastante urbanizada, não pertencendo mais aos limites do Parque.

A característica mais marcante deste segmento é a forte erosão encontrada na frente do cordão, já bastante escarpado, provocando um significativo estreitamento da estrada, comprometendo, inclusive a tubulação (Fotografia 15). Em particular, existe um trecho entre os Perfis 1 e 2 que apresenta erosão mais intensa e contínua, com cerca de 1,5 Km de extensão, corroborando com uma pequena, mas significativa mancha de areia fina e lama distribuída na plataforma continental interna adjacente, mesmo predominando ao longo da extensão do segmento “A” as areias médias e grossas.



Fotografia 15. Erosão acentuada na estrada situada sobre o cordão - Coord. 230990; 7535888 (Foto: Dieter Muehe).

O segmento “B” é caracterizado pelas marcantes zonas de transposição de ondas (Fotografia 16), que iniciam antes do Perfil 3 até depois do Perfil 4 (sentido sudoeste-nordeste), apresentando-se mais intensificadas no subsegmento “B” “. Neste local as ondas, em momento de tempestade e maré alta ultrapassam o cordão litorâneo, deixando-o mais baixo, mais estreito e sem vegetação, confundindo-se muitas vezes à praia. No subsegmento “B’ “ as zonas de transposição são mais brandas. Tal afirmação foi confirmada pela presença ainda de vegetação sobre o cordão, embora bastante rala.

Ao longo de todo o segmento “B” estão presentes inúmeras lagunas à retaguarda do cordão, estando muitas vezes bem próximas da praia, pois o cordão holocênico

apresenta-se já bastante estreito, indicando desta forma o potencial de fragilidade do mesmo.

É notável a associação estabelecida com a presença de sedimentos de granulometria muito fina a lama localizados na plataforma continental interna e a ocorrência de transposição de ondas sobre o cordão holocênico, estas mais intensificadas justamente onde também se concentram as lamas no fundo marinho adjacente (Segmento “B”“).



Fotografia 16. (A) Reverso do cordão começa a perder a cobertura vegetal, vista para o nordeste - Coord. 251630; 7544146. (B) Amplo trecho de transposição de ondas onde o cordão já é a própria praia que quase alcança a laguna, foto localizada entre os Perfis 4 e 5, vista para sudoeste - Coord. 255734; 7545326. (Fotos: Dieter Muehe).

O segmento “C” localizado no extremo nordeste da orla do Parque, próximo aos Perfis 5 e 6, é caracterizado por um cordão litorâneo holocênico mais desenvolvido, com cerca de 70 metros de largura, bastante vegetado e sem presença de lagunas e sim, uma ampla planície no reverso do cordão (Fotografia 17). Esta cobertura vegetal torna-se mais rala à medida que se caminham para o sudoeste ao mesmo tempo que as lagunas começam a surgir.

Neste segmento não foram observados significativos indicativos de erosão na praia e no cordão, a não ser à medida que se caminhava para sudoeste, onde começavam a aparecer alguns indícios de transposição de ondas, mas nada que pudesse caracterizar o segmento. Este segmento também apresentou areia muito fina na antepraia e a

possível presença desta fração na plataforma continental interna, que provavelmente se estende além do Perfil 6, conforme indica a tendência do mapa sedimentológico (Figura 38). Desta maneira, a presença de sedimentos finos e lamosos na parte submersa adjacente, principalmente, ao Perfil 5, pode evidenciar uma possível tendência erosiva para este trecho, que já apresenta déficit sedimentar na antepraia e convergência das ondas de maior energia.



Fotografia 17. Vista do cordão litorâneo extenso e bem vegetado localizado nas adjacências do Perfil 6 - Coord. 274088; 7551700 (Foto: Dieter Muehe.).

Os três segmentos (“A”, “B” e “C”) ilustram bem a situação atual da praia e do cordão litorâneo situado na orla do Parque. Trechos com erosão mais acentuada apresentam à retaguarda lagunas e são precedidos por depósitos de lama na antepraia e/ ou na plataforma continental interna.

Apesar destas evidências erosivas, existem trechos bastante extensos sem nenhum indicativo de erosão, mas que, não obstante, apresentam alguns agentes estimuladores, como no Perfil 2 que, mesmo não apresentando evidências erosivas, representa um ponto de convergência das ondas provenientes do quadrante sul.

Fato semelhante é observado no segmento “C”, caracterizado por um cordão bem vegetado e, portanto mais estabilizado, mas que apresenta indicadores de erosão

potencial, como por exemplo, no Perfil 5 que, mesmo não apresentando sinais visuais de instabilidade é precedido por um fundo marinho recoberto de lama, déficit sedimentar na antepraia e convergência de ortogonais das ondas provenientes do quadrante Sul.

Apesar das fortes evidências erosivas observadas em campo, o litoral entre Macaé e proximidades da Barra do Furado não se encontra ainda num processo erosivo evolutivo, isto, considerando uma análise de curto e médio prazo – de meses a décadas. Tal afirmação pode se feita quando a eficiente corrente longitudinal desta praia mantém o abastecimento sedimentar do sistema em função também da predominância das ondulações do quadrante Nordeste.

Analisando estas características numa escala de longo prazo, ou seja, de séculos em diante, tudo indica que esta linha de costa ficará seriamente comprometida caso haja um bloqueio natural ou forçado dos sedimentos trabalhados pela corrente longitudinal, e/ ou, caso se torne mais freqüente a ocorrência de eventos de tempestades. Este prognóstico é agravado pelo próprio histórico geológico-geomorfológico desta faixa costeira, que naturalmente se caracteriza como uma linha de costa retrogradante.

Na tentativa de prognosticar um cenário bem pessimista num intervalo de tempo relativamente curto para esta área, como por exemplo, a elevação de 1 metro do nível médio do mar até 2010, a *Intergovernmental Panel of Climate Change* permite prever, baseada na Lei de Bruun (1962), que a orla do Parque poderá sofrer um recuo estimado de cerca de 25 metros da linha de costa, considerando que o perfil ativo da praia tenha 350 metros de comprimento e 14 metros de altura, e com uma proporção do material erodido que se manteve no perfil ativo igual a 1. Esta estimativa comprometeria com certeza o cordão holocênico, que segundo (MUEHE, 2004) funciona como uma reserva de sedimentos e como uma proteção adicional à retroterra, ficando cada vez mais susceptível a uma retrogradação, pois em certos trecho desta orla a laguna situada à retaguarda se encontra numa distância muito próxima dos 30 metros do topo do cordão.

Os efeitos desta possível elevação do nível do mar em costas de lagunas precedidas por cordões litorâneos é o alagamento e o aumento da profundidade das lagunas e

erosão na borda oceânica do cordão, instalando-se o processo de migração apenas quando a largura e altura permitirem a ultrapassagem das ondas (MUEHE, 2004), (Figura 8). É o que parece está acontecendo quando se observa extensos trechos com transposição de ondas (*overwash*) sobre o cordão holocênico.

Considerando também que a declividade da plataforma continental interna entre Barra do Furado e Macaé apresenta uma topografia suave de gradiente em torno de 1:560 (SILVA, 1987 apud BASTOS, 1997), ou aproximadamente $0,1^\circ$, a retrogradação da linha da costa pode atingir centenas de metros ou até mesmo quilômetros (MUEHE, 2004) caso haja uma elevação do nível do mar. Segundo este autor, costas como estas que apresentam declividades menores que $0,5^\circ$ favorecem uma significativa transferência de sedimentos arenosos da plataforma em direção à costa à medida que se processa a retrogradação. Mas como estes sedimentos estão impedidos de alcançar à costa devido à presença de manchas de lama, o processo de retrogradação da linha de costa pode incidir de maneira mais intensa, pois as areais grossas da praia e do cordão irão migrar na direção das lagunas, enquanto estas não serão mais repostas pela plataforma continental interna, mas apenas, pela deriva litorânea.

Estima-se segundo o gráfico elaborado por ROY (1994 apud MUEHE, 2004), (Figura 9), uma retrogradação da linha de costa de mais de 600 metros em função da declividade do fundo marinho ser de $0,1^\circ$

Várias evidências de erosão encontradas em campo, como transposição de ondas, cordão escarpado, desajuste nos perfis de equilíbrio, ausência de vegetação sobre o cordão e estreitamento do mesmo, quando associados às distribuições dos sedimentos da zona submarina e às características morfológicas da praia e da antepraia, permitem inferir os principais agentes do processo erosivo do sistema.

A análise estabelecida entre a presença de lama na antepraia e na plataforma continental interna; o grau de exposição da praia às ondas de tempestade e a convergências destas em trechos concentrados; a direção do transporte; as áreas de deposição e à proximidade das prováveis fontes abastecedoras de sedimentos finos e lamosos, apontam trechos de maior fragilidade aos eventos erosivos (Figura 46), identificados como sendo os principais agentes responsáveis pelo maior ou menor

deslocamento de sedimentos que conseqüentemente atuam na situação erosiva desta área.

Estes indicadores erosivos sinalizam uma tendência de retrogradação da linha de costa, morfologicamente dinâmica e frágil. Tal fragilidade é constatada ao associar os principais agentes do processo erosivo às evidências erosivas observadas em campo, indicando áreas mais vulneráveis conforme indicado na Figura 54.

7.3 A MORFODINÂMICA DO SISTEMA PRAIA-ANTEPRAIA

Os perfis transversais do sistema praia-antepraia do litoral estudado apresentaram pequena a moderada mobilidade morfológica, como já anteriormente também observado por Muehe (1998c), Vitola & Valentini (1997 apud Muehe e Valentini, 1998) e Bastos (1997). No entanto, se tratando de uma praia refletiva, as mobilizações observadas em 1 ano passam a ser consideráveis em certos trechos da praia.

Apesar da pequena mobilidade natural da praia, Muehe e Valentini (1998) concluem que a dinâmica dos sedimentos do trecho ao sul da Barra do Furado está sujeita a um intenso transporte longitudinal no sentido de sudoeste para nordeste, o que explica a pequena mobilidade transversal da praia que é compensada, numa escala sazonal, pela deriva litorânea. Entretanto, os autores afirmam que, esta “[...] situação de aparente equilíbrio pode ser drasticamente alterada caso o trânsito longitudinal de sedimentos seja barrado por alguma ação antrópica, sem a devida compensação” (p.61), como por exemplo, um guia-corrente.

A mobilidade morfológica da praia é gerida principalmente pela ação das ondas de S, SSW e SW. Essa dinâmica estabelecida foi quantificada por meio de estimativas de volume de areia transportada e atingiu 95,22% do material mobilizado paralelamente à linha de costa, apenas para as ondas simuladas.

Estas ondas apresentam elevada capacidade de mobilizar sedimentos e, conseqüentemente, de gerar intenso transporte longitudinal; quando combinadas com

as marés mais altas, provocam significativas transferências de areia da praia para o reverso do cordão provocando, muitas vezes, o seu estreitamento e a destruição da vegetação.

A convergência das ortogonais das ondas do quadrante sul indica também áreas mais vulneráveis aos processos erosivos, como observado nas localidades que antecedem os Perfis 2 e 5 (sentido sudoeste-nordeste), onde as refrações simuladas para ondas de tempestade, tiveram para as cinco situações (ondas de S, SE, SSE, SW e SSW) fortes concentrações de energia (Figuras 40, 41, 42, 43 e 44). Tais concentrações equivalem às áreas onde foram observadas em campo maiores evidências de erosão: fortes transposições de ondas e expressivos escarpamentos da frente do cordão.

As características sedimentológicas encontradas no sistema praia–antepraia–plataforma continental interna mostraram praticamente a ausência de mobilização de sedimentos de igual granulometria que a da praia devido ao trapeamento destas frações do substrato reliquiar por areia muito fina e lama.

A movimentação dos sedimentos por ação das ondas pode ser observada pelo acúmulo de sedimentos ora no prisma praial emerso, ora no prisma praial submerso. Na antepraia os sedimentos ali armazenados fazem a transição entre a plataforma continental interna e a praia (MUEHE, 2006), funcionando como uma espécie de fonte abastecedora de sedimentos para a praia e vice-versa, ou seja, constante e sazonal troca de material dentro do sistema. Esta troca de sedimentos entre a praia e a antepraia ao longo do litoral estudado é limitado tanto pelo caráter morfodinâmico refletivo, que naturalmente tende a apresentar menor mobilidade morfológica, limitando assim, a troca transversal de sedimentos dentro do sistema; quanto pela presença de areias muito finas e de lama na porção submarina.

As mudanças ocorridas nos perfis transversais de uma praia deveriam envolver principalmente, segundo Komar (1976) e Dean (1977), trocas de sedimentos em direção ao continente e em direção ao mar, mas para isto é necessário além da tensão das ondas exercidas sobre o leito, considerar também as características do sedimento presente no fundo (KOMAR, 1976).

Sendo o sedimento de fundo, ou melhor, da antepraia constituído por areia fina e muito fina e lama, estes materiais apresentam grande facilidade de se mobilizarem em direção à praia e, principalmente, em direção ao mar aberto (CORNISH, 1898 apud KOMAR, 1976). Fato este que não ocorre com os sedimentos grossos, que segundo o autor citado, são direcionados naturalmente para a praia. Este movimento dinâmico dos sedimentos dificultado pelas areias finas e lama depositadas no fundo, acarretam num déficit sedimentar na praia.

No entanto, este fator impede o transporte transversal de areia grossa, podendo atribuir desta forma, uma grande importância ao transporte longitudinal para a manutenção do equilíbrio do perfil da praia.

Assumindo que os sedimentos grossos da plataforma, atualmente apresentam dificuldades de chegar à praia, é bem provável que os sedimentos finos e lamosos sejam os únicos a se movimentarem em direção ao continente, pois também são transportados em suspensão e com isto podem deslocar-se em direção à praia, comprometendo cada vez mais a estabilidade da linha de costa.

Os perfis de equilíbrio de Dean (1977) aproximaram-se bastante da configuração dos perfis medidos, com ajuste perfeito no Perfil 3 e pequenos desajustes negativos nos Perfis 2, 4 e 5 e positivos nos Perfis 1 e 6 (Figura 49). Estes resultados indicaram que a forma do perfil de equilíbrio das praias, ao longo do Parque de Jurubatiba, está condicionada pelo substrato sedimentar reliquiar, composto por areias grossas e não, pelos sedimentos recentes encontrados na antepraia.

Os desajustes construtivos encontrados nos Perfis 1 e 6 podem ser explicados, pelo fato deste primeiro estar numa região de sombra – efeito tómbolo – do arquipélago de Santana, e o segundo, protegido a maior parte do ano das ondas do quadrante nordeste pelo Cabo de São Tomé e também pela mudança na orientação da linha de costa após o Perfil 6, que proporciona redução da energia e do volume de areia transportado pela deriva litorânea, numa área mais a nordeste deste último Perfil, criando uma região de acumulação.

Já os desajustes negativos, relacionaram-se à maior concentração de energia das ondas, principalmente de S, SW e SSW, que proporcionam ângulos de incidência

bastante eficientes para o transporte longitudinal para nordeste, atuando tanto no sentido de transportar os sedimentos longitudinalmente para fora do segmento com também atuando no sentido de erodir a praia. Apesar do significativo transporte longitudinal nos Perfis 2, 4 e 5, o volume estimado de sedimento transportado é relativamente menor, comparado aos outros perfis, mesmo apresentando os mais eficientes ângulos de incidência e as mais altas ondas. Isto em função da presença de areia muito fina e lama na antepraia e na plataforma continental interna, que trapeam as areias reliquias de granulometria condizente com a da praia e contribuem para a redução do volume de sedimentos disponível para o transporte transversal (*offshore-onshore*) que, conseqüentemente, agrava o desajuste negativo no perfil.

A presença de sedimentos modernos na antepraia não contribuiu para definir a declividade atual da antepraia que, pela ocorrência de areia muito fina e lama deveria apresentar baixa declividade. Isto não ocorre, apresentando a declividade bastante íngreme, típicas de praia refletiva. No Perfil 3, onde a antepraia é composta por areia grossa, a declividade mostrou-se, de modo geral, semelhante à encontrada no restante da praia, ou seja, íngreme. O equilíbrio encontrado no Perfil 3 levou a concluir que os perfis restantes apresentam déficits ou excesso de sedimentos.

As amostragens de sedimentos na face da praia e na zona de surfe serviram para estimar o volume de areia transportado longitudinalmente à praia. No entanto, a análise deste material não possibilitou um diagnóstico detalhado dos parâmetros estatísticos, pois os pontos de coleta apresentavam-se com um espaçamento muito grande. Desta forma, o prognóstico da direção do transporte litorâneo com base nas características sedimentológicas ficou impossibilitado de ser identificado, cabendo, portanto, a interpretação da deriva litorânea resultante de direção sudoeste-nordeste apenas com base nas condições oceanográficas atuais e na orientação da linha de costa, que puderam fornecer valores relativos de volume de areia transportada e da velocidade da corrente longitudinal.

Os maiores volumes relativos de areia mobilizados paralelamente à praia foram nos Perfis 6 e 3. No Perfil 6 o balaço positivo de sedimentos na antepraia pode ser explicado pelo grande volume de sedimentos que passa pelo Perfil e posteriormente

(sentido nordeste) tem seu transporte reduzido, ocasionando uma região de acumulação que se estende até este Perfil. O equilíbrio encontrado no Perfil 3 está estabelecido em função do grande volume de areia mobilizada longitudinal e, provavelmente, transversalmente à praia. O Perfil 1 apresentou o menor trânsito de areia devido a proteção exercida pelo arquipélago de Santana. Os Perfis 2, 4 e 5 apesar de não representarem os volumes mais baixos de transporte litorâneo, sugerem uma disponibilidade relativamente menor de sedimento em função de sua localização numa área mais exposta aos eventos de tempestades. Esta redução relativa no balanço sedimentar da deriva litorânea pode explicar também o motivo destes perfis apresentarem maiores evidências de erosão.

Apesar da orla do Parque apresentar trechos mais vulneráveis à erosão e outros mais estabilizados pode-se concluir que, em termos gerais, é um litoral com tendência de recuo da linha de costa, podendo ser classificado como uma costa retrogradante, como já mencionado por MUEHE e VALENTINI (1998) e BASTOS (1997).

Admitindo um estado de equilíbrio sedimentar da praia devido à compensação pela deriva litorânea, a praia vai se ajustando em função desta limitação. Tal situação de aparente equilíbrio pode se perder em função de alterações no clima de ondas, nas fontes supridoras de sedimentos e no nível médio do mar.

VIII CONCLUSÃO

A presença do cordão holocênico morfologicamente quase destacado da retroterra devido à presença de várias lagunas à retaguarda; a baixa declividade da plataforma continental interna e o histórico geológico-geomorfológico retrogradante deste litoral, já deve, independente de qualquer prognóstico evolutivo da linha de costa, ter sua urbanização fortemente desestimulada, devido ao alto dinamismo entre crescimento e erosão. Como a área de estudo corresponde à uma Unidade de Conservação Integral, ou seja, não permite ocupação humana, salvo exceções, este prognóstico pode servir para outros trechos do litoral brasileiro que apresentem características naturais semelhantes.

Devido à sua orientação voltada para SSE, o litoral é afetado por eventos de tempestades provenientes do quadrante sul que, atingem com mais intensidade segmentos do litoral próximos aos Perfis 2, 4 e 5.

As ondas provenientes do quadrante nordeste, mesmo representando 60% do padrão anual de ondas, não são significativas para o transporte longitudinal, pois suas ondas apresentam-se muito baixas, em torno de 0,5 metro.

As variações de altura de onda que atingem a praia estão impressas na morfologia dos seus perfis transversais. Os Perfis 1 e 6, caracterizados por um declive mais suave, estão sobre efeito da sombra exercidos pelo arquipélago de Santana e pelo Cabo de São Tomé, respectivamente, onde o primeiro protege das ondas do quadrante sul e o segundo das ondas do quadrante nordeste. O restante dos perfis apresenta elevada declividade, podendo ser relacionada à maior exposição aos eventos de tempestades e possivelmente com o reduzido trânsito de sedimentos mobilizado transversal e longitudinalmente à praia, estimulado pela presença de lama na zona submarina.

Não se verificou, nos perfis topográficos, uma relação clara entre a declividade da antepraia e os sedimentos finos e às vezes lamosos presentes ali, ou seja, os perfis topográficos apresentaram declividades bem íngremes, típicas de praias refletivas, mesmo apresentando areia fina e muito fina e lama. Tal afirmação é sustentada quando

no Perfil 3, a areia grossa na antepraia mantém a declividade semelhante aos outros Perfis, porém, as declividades mais elevadas (Perfis 4 e 5) se localizam onde estão as maiores concentrações de lama. Logo, conclui-se que, as declividades dos perfis não estão sendo definidas pelo sedimento moderno e sim, pelo material reliqueiar composto por areia grossa. Entretanto, o que proporciona a maior declividade da antepraia na presença do sedimento lamoso é o trapeamento dos sedimentos mais grossos, impedindo o transporte transversal de areia, conduzindo a um déficit sedimentar no perfil, que é abastecido pela deriva litorânea.

Tal fato garante que o substrato reliquiar, ainda é o definidor da declividade da antepraia, contraponto com Dean (1977), que afirma que a antepraia é abundantemente rica de sedimentos e por isto são eles que definem a forma do perfil. Fato este que não ocorre na maior parte deste litoral, visto que, aponta déficit sedimentar na antepraia, possivelmente por ocorrência das manchas de areia muito fina e lama.

Quanto ao ajuste mais adequado para o perfil de equilíbrio, o emprego do diâmetro mediano dos sedimentos coletado na antepraia mostrou-se insatisfatório para esta praia, onde os perfis teóricos apresentaram-se muito suavizados, não compatíveis com o perfil medido. Da mesma forma, apresentaram-se os perfis de equilíbrio elaborados como o coeficiente $m = 0,4$, que segundo Bowen (1980); Inman *et al.* (1993) e Kotvojs & Cowell (1991) apud Cowell *et al.* (1999), seria mais indicado para praias refletivas, mas no entanto, modelou o perfil com uma topografia típica de praia dissipativa.

Deste modo, a adoção do coeficiente $m = 2/3$ proposto por Dean (1977) mostrou-se, mesmo com a limitação do déficit sedimentar, mais adequado para a interpretação dos perfis.

Com base nas comparações entre os perfis de equilíbrio de Dean (1977) e os medidos em campo, foram constatados pequenos desajustes positivos (excesso de sedimentos) nos Perfis 1 e 6, desajustes negativos (déficit de sedimentos) nos Perfis 2, 4 e 5 e situação de equilíbrio no Perfil 3.

O transporte de sedimentos na plataforma continental interna indicou, através da localização dos respectivos depósitos de lama, duas trajetórias distintas, ambas convergindo para o segmento defronte aos Perfis 3 e um pouco além do 4.

Um dos trajetos de orientação nordeste-sudoeste, direcionado do Perfil 6 para o Perfil 3, pode ser, tentativamente, relacionado aos sedimentos do rio Paraíba do Sul transportados em suspensão ou ressuspensão, conforme sugerem a Figura 50 e a Fotografia 14. O outro trajeto, apresentou a direção sul-norte, direcionado do arquipélago de Santana para o Perfil 2, possivelmente associável ao aporte de sedimentos finos do rio Macaé.

Estes dois trajetos convergem para a localidade onde se encontram grandes manchas de lama na plataforma continental interna, identificadas pelos parâmetros granulométricos estatísticos como uma área deposicional. Desta forma, julga-se que, este material tende a aumentar encobrendo cada vez mais os sedimentos reliquiares, que formam o substrato reliquiar da plataforma continental.

A erosão costeira presenciada na praia ao longo da orla do Parque tem em suas possíveis causas pequenas alterações pontuais e acumulativas de: altura de onda, orientação da linha de costa e características sedimentológicas da plataforma continental interna e da antepraia, sendo difícil distinguir se as características erosivas são o resultado de eventos esporádicos ou a indicação de uma tendência. Considerando, porém os diversos indicadores analisados, as interpretações apresentadas convergem para um diagnóstico de instabilidade potencial mais generalizada que, associado à histórica tendência evolutiva retrogradante e à intensificação esperada dos processos costeiros associados ao efeito estufa, permitem prever a consolidação da tendência retrogradante deste segmento costeiro.

IX REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

1. ALBINO, J. & GOMES, R.C. (2004). Influência da composição mista dos sedimentos marinhos na determinação do perfil praiial de equilíbrio. In: ENCONTRO NACIONAL DE ENGENHARIA DE SEDIMENTOS, 6, 2004, Vitória. **Anais... VI ENES**, p. 263-267.
2. ALBINO, J. (1993). Presença de um tómbolo submarino e sua influência na dinâmica sedimentar da Plataforma Continental Interna e na morfodinâmica praiial, Macaé-RJ. In: SIMPÓSIO DE GEOGRAFIA FÍSICA E APLICADA, 5, 1993, São Paulo. **Anais... V SGFA**, p.225-230.
3. ALVES, E.C. & PONZI, V.R.A. (1984). Características morfológico-sediemntares da Plataforma Continental e Talude Superior da Margem Continental. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 33, 1984, Rio de Janeiro. **Anais...** p.1.629-1.642.
4. BASTOS, A.C. (1997). **Análise morfodinâmica e caracterização dos processos erosivos ao longo do litoral norte fluminense, entre Cabiúnas e Atafona**. 1997. 133 p. Dissertação (Mestrado em Geologia e Geofísica Marinha), Universidade Federal Fluminense, Niterói: 1997.
5. BERNABEU, A.M.; MEDINA, R. and VIDAL, C. (2003). Wave reflection on natural beaches: na equilibrium beach profile model. **Estuarine, Coastal and Shelh Science**, v. 57, p. 577-585, 2003.
6. BITTENCOURT, S.P. et al. (2003). Uma aproximação de primeira ordem entre o clima de ondas e a localização, de longa duração, de regiões de acumulação flúvio-marinha e de erosão na costa norte do Brasil. **Revista Brasileira de Geociências**. São Paulo, v.33, n. 2, p.159-166, junho de 2003.
7. BITTENCOURT, A.C.S.P.; BOAS, G.S.V. e FARIAS, F.F. (1992). Variações direcionais nos parâmetros granulométricos: um indicador apropriado para o sentido da deriva litorânea. **Revista Brasileira de Geociências**. São Paulo, v. 22, n. 1, p. 100-106, março de 1992.
8. BODGE, K.R. (1992). Representing equilibrium beach profile with an exponential espression. **Journal of Coastal Research**. Florida, v. 8, n. 1, p.47-55, Winter, 1992.
9. BRUUN, P. (1988). The Bruun Rule of erosion by sea-level rise: a discussion on large-scale two- and three- dimensional usages. **Journal of Coastal Research**. Virginia, v.4, n.4, p. 627-648, Fall, 1988.

10. _____. (1962). Sea-level rise as a cause of shore erosion. American Society of Civil Engineers proceeding, **Journal Waterways and Harbor Division**. v. 88, n. 1, p. 117-130, February, 1962.
11. _____. (1954). Coastal erosion and the development of beach profiles. **Waterways Experiment Station, U.S. Army Corps of Engineers, Technical Memorandum**. [s.l.], v.44, 1954.
12. CARTER, G.F.B. (1996). Spatial data transformations. In: CARTER, G.F.B. **Geographic information systems for geoscientists: Modelling with GIS**. 13 v. Ontario: Ed. Pergamon, 1996. p. 139-177.
13. CARVALHO, V.C e RIZZO, H.G. (1994). **A zona costeira brasileira: subsídios para uma avaliação ambiental**. Ministério do Meio Ambiente e da Amazônia Legal. Brasília, MMA, 1994, 211p.
14. COWELL, J.P.; HANSLOW, D.J. and MELEO, J.F. (1999). The shoreface. In: A.D. SHORT (ed.). **Handbook of beach and shoreface morphodynamics**. John Wiley & Sons, Ltd. pp. 39-71, 1999.
15. CPTEC. (2006). Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos. Disponível em: <<http://www.cptec.inpe.br/ondas>>
16. DEAN, R.G.; HEALY, T.R e DOMMERHOLT, A.P. (1993). A “blind-folded” test of equilibrium beach profile concepts with New Zealand data. **Marine Geology**. Amsterdam, v.109, p.253-266, 1993.
17. DEAN R.G. (2000). Beach nourishment design: consideration of sediment characteristics. **Proceedings of the 13th Annual Conference on Beach Preservation Technology**, 13, p. 41-63, 2000.
18. DEAN, R.G.; HEALY, T.R e DOMMERHOLT, A.P. (1993). A “blind-folded” test of equilibrium beach profile concepts with New Zealand data. **Marine Geology**. Amsterdam, v.109, p.253-266, 1993.
19. DEAN,R.G. (1991). Equilibrium beach profiles: characteristics and applications. **Journal of Coastal Research**. Florida, v. 7, n. 1, p. 53-84, 2001.
20. _____. (1977). Equilibrium beach profiles: US Atlantic and Gulf Coasts. **Ocean Engineering Technical Report**. Newarc, n.12, p. 1-45, January, 1977.
21. DIAS, G.T.M. e SILVA, C.G. (1984). Geologia de depósitos arenosos costeiros emersos – exemplos ao longo do litoral fluminense. In: LACERDA, L.D.; ARAÚJO, D.S.D.; CERQUEIRA, R. e TURCQ, B. (Org.). **Restingas: origem, estrutura e processos**. Universidade Federal Fluminense - CEUFF. Anais do Simpósio sobre Restingas Brasileiras, Niterói, p.47-60, Dezembro de 1984.

22. DIRETORIA DE HIDROGRAFIA E NAVEGAÇÃO. (2005). Disponível em: <<http://www.dhn.mar.mil.br>> . Acesso em: 17 jan. 2005.
23. DOMINGUEZ, J.M.L. & BITTENCOURT, A.C.S.P. (1994). Utilização de Padrões de Sedimentação Costeira como Indicadores Paleoclimáticos Naturais (*Proxies*). **Revista Brasileira de Geociências**. São Paulo, v. 24, n. 1, p.3-12, março de 1994.
24. DOMINGUEZ, J.M.L. BITTENCOURT, A.C.S. e MARTIN, L. (1981). Esquema evolutivo da sedimentação quaternária nas feições deltaicas dos rios São Francisco (SE/AL), Jequitinhonha (BA), Doce (ES) e Paraíba do Sul (RJ). **Revista Brasileira de Geociências**. São Paulo, v.11, n. 4, p. 227-237, dez. de 1981.
25. DUBOIS, R.N. (2001). Using a quadratic model to theoretically describe the nature of equilibrium shoreface profiles. **Journal of Coastal Research**. Florida, v. 17, n. 3, p. 599-610, Summer, 2001.
26. ESTEVES, L.S.; TOLDO Jr, E.E. e DILLENBURG, S.R. (2003). Influência da mobilidade praias nas estimativas das taxas de variação da linha de costa. In: IX CONGRESSO DA ASSOCIAÇÃO BRASILEIRA DE ESTUDOS DO QUATERNÁRIO, 9, 2003, Recife. **Anais...** (CR-ROM).
27. FERNANDEZ, G.B. (1995). **Cobertura sedimentar recente e batimetria da plataforma continental interna entre Macaé e o Cabo de Búzios, RJ: Resultados da operação PITA II**. 1995. 40 p. Monografia (Graduação em Geografia), Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 1995.
28. FOLK, R.L. & WARD, W.C. (1957). Brazos river bar: a study in the significance of grain size parameters. *Journal of Sedimentary Petrology*. Amsterdam, v.27, n. 1, p. 3-26, 1957.
29. GAO, S. & COLLINS, M. (1977). A critique of the "McLaren Method" for defining sediment transport paths: discussion. **Journal of Sedimentary Petrology**. Amsterdam, v. 61, n. 1. p.143-146, January, 1977.
30. GUSTIN, M.B.S. & DIAS, M.T.F. (2002). **Pesquisando a Pesquisa Jurídica: teoria e Prática**. Belo Horizonte: DelRey, 2002, 238p.
31. GRUBER, N.L.S. et al. (2003). Equilibrium beach and shoreface profile of the RS coast-south of Brazil. **Journal of Coastal Research**. Florida, v. SI (35), p. 253-259, Spring, 2003.
32. HALLEMAIER, R.J. (1981). A profile zonation for seasonal sand beaches from wave climate. **Coastal Engineering**. Amsterdam, v.4, p.253-277, 1981.
33. HORIKAWA, K. (1927). **Coastal engineering: an introduction to ocean engineering**. 1 ed. Toronto e New York: a Halsted Press Book, 1927, 402p.

34. INMAN, D.L. (1952). Measures for describing the size distribution of sediments. **Journal of Sedimentary Petrology**. Amsterdam, v. 22, n.1, p. 125-145, 1952.
35. KING, C.A.M. (1966). **Techniques in Geomorphology**. 1.ed. London: Arnold, 1966. 342p.
36. KOMAR, P.D. and McDOUGAL, W.G. (1994). The Analysis of exponential beach profiles. **Journal of Coastal Research**. Florida, v. 10, n. 1, p. 59-69, Winter, 1994.
37. KOMAR, P.D. (1976). Selective longshore transport rates of different grain-size fraction within a beach. **Journal of Sedimentary Petrology**. Amsterdam, v. 47, n. 4. p.1444-1453, 1977.
38. KOWSMANN, R.O.; VICALVI, M.A. e COSTA, M.P.A. (1979). Considerações sobre a sedimentação quaternária na plataforma continental brasileira entre Cabo Frio e o rio Itabapoana. **Notícia Geomorfológica**. Campinas, v. 19, n. 37/38, p. 41-58, Dez., 1979.
39. LEE, P. Zi-Fang. (1994). The submarine equilibrium profile: a physical model. **Journal of Coastal Research**. Florida, v. 10, n. 1, p. 1-17, Winter, 1994.
40. MARCONI, M.A. (2001). Pesquisa científica. In: _____. **Metodologia científica para o curso de Direito**. 2 ed. São Paulo: Atlas, cap.2: p. 44-68, 2001.
41. MARCONI, M.A. & LAKATOS, E.M. (1999). Técnicas de Pesquisa. In: _____. **Técnicas de Pesquisa: planejamento e execução de pesquisa, elaboração, análise e interpretação dos dados**. 1 ed. São Paulo: Atlas, cap.3: p. 64-139, 1999.
42. MARTIN, L. *et al.* (1984). Evolução da planície costeira do rio Paraíba do Sul (RJ) durante o quaternário: influência das flutuações do nível do mar. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 33, 1984, Rio de Janeiro. **Anais...** p. 84-97.
43. McDONNELL, R.A. e BURROUGH, P.A. (1998). Optimal interpolation using geostatistics. In: _____. **Principles of geographical information systems**. Oxford: Oxford University Press, cap. 6, p. 132-161, 1998.
44. McLAREN, P. and BOWLES, D. (1985). The effects of sediment transport on grain-size distributions. **Journal of Sedimentary Petrology**. Amsterdam, v. 55, n. 4, p. 457-470, July, 1985.
45. McLAREN, P. (1981). An interpretation of trends in grain size measures. **Journal of Sedimentary Petrology**. Amsterdam, v. 51, n. 2, p. 611-624, June, 1981.

46. MELO, E. (1993). The sea sentinel project: watching waves in Brazil. **Coastal Zone 93**.
47. MENDES, J.C. (1984) **Elementos de Estratigrafia**. São Paulo: Quercus, 1984.
48. MUEHE, D. (2006). Método de Levantamento Topo-Batimétrico do Perfil do Sistema Praia-Antepraia. **Revista Brasileira de Geomorfologia**. Uberlândia, v. 5, n.1, p. 95-100, 2006.
49. _____. (2005). Aspectos gerais da erosão costeira no Brasil. **Revista de Geografia da UFC**. Fortaleza, ano 4, n.7, p.97-110, 2005.
50. _____. (2004). Definição de limites e tipologias da orla sob aspectos morfodinâmico e evolutivo. In: MINISTÉRIOS DO MEIO AMBIENTE E DO PLANEJAMENTO, ORÇAMENTO E GESTÃO. **Projeto Orla**: subsídios para um projeto de gestão. Brasília: MMA e MPO, 2004. p.13-32.
51. _____. (2002). Geomorfologia Costeira. In: CUNHA, S.B. & GUERRA, A.J.T (Org). **Geomorfologia**: Exercícios, Técnicas e Aplicação. 2ª ed. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, 2002. Cap. 6, p. 191-238.
52. _____. (2001). Geomorfologia Costeira. In: CUNHA, S.B. & GUERRA, A.J.T (Org). **Geomorfologia**: uma atualização de bases e conceitos. 4ª ed. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, 2001. Cap. 6, p. 253-308.
53. MUEHE, D.; FERNANDEZ, G.B. e SAVI, D.C. (2001). Resposta morfodinâmica de um sistema praia – antepraia a oeste do Cabo Frio exposto às tempestades de maio de 2001. In: VIII CONGRESSO DA ASSOCIAÇÃO BRASILEIRA DE ESTUDOS DO QUATERNÁRIO, 8, 2001, Mariluz, Imbé-RS. **Anais...** (CD-ROM).
54. MUEHE, D. e VALENTINI, E. (1998). **O litoral do estado do Rio de Janeiro**: uma caracterização ambiental. 1 ed. Rio de Janeiro: FEMAR, 1998. 99p.
55. MUEHE, D. (1998a) O litoral brasileiro e sua compartimentação. In: GUERRA, A.J.T e CUNHA, S.B. (Org.) **Geomorfologia do Brasil**. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, 1998. Cap.7, p.273-350.
56. _____. (1998b). Estado morfodinâmico praias no instante da observação: uma alternativa de identificação. **Revistas Brasileiras de Oceanografia**. v.46, n. 2, p. 157-169, outubro de 1998.
57. _____. (1998c). *Morfodinâmica de praias e meio-fauna no litoral centro oriental do Rio de Janeiro*. **Projeto FUJB/ Geociências/ Petrobrás**. Contrato Petrobrás nº 650.2.127.949; Proc. FUJB 5541-7. Relatório técnico não publicado.
58. _____. (1989). Distribuição e caracterização dos sedimentos arenosos da plataforma continental interna entre Niterói e Ponta Negra, RJ. **Revista Brasileira de Geociências**. São Paulo, v. 19, n. 1, p. 25-36, março de 1989.

59. NIEDORODA, A.W.; SWIFT, D.J. and HOPKINS, T.S. (1985). The Shoreface. In: DAVIS, R.A.Jr. **Coastal Sedimentary Environments**. 2 ed. [S.l.]: Springer – Verlag, 1985. cap. 8, p. 533-624.
60. NIMER, E. (1979). **Climatologia do Brasil**. 2 ed. Rio de Janeiro: IBGE, 1979, 420p., série III.
61. NURUC – Núcleo Regional de Unidade de Conservação. (2006). IBAMA/PETROBRAS. Disponível em: <http://www.tuyuyu.com.br/jurubatiba/001.htm>. Acesso em: 09 jan. 2006.
62. PASSEGA, R. (1964). Grain size representation by CM patterns as a geological tool. **Journal of Sedimentary Petrology**. Amsterdam, v. 34, n. 4, p. 830-847, December, 1964.
63. PILKEY, O.H. *et al.* (1993). The concept of Shoreface Profile of Equilibrium: A Critical Review. **Journal of Coastal Research**. Florida, v. 9, n.1, p. 255-278, Winter, 1993.
64. PONÇANO, W.L. (1986). Sobre a interpretação ambiental de parâmetros estatísticos granulométricos: exemplos de sedimentos quaternários da costa brasileira. **Revista Brasileira de Geociências**. São Paulo, v. 16, n. 2, p. 157-170, julho de 1986.
65. RAMBALDI, D.M. *et al.* (2003). **Reserva da Biosfera da Mata Atlântica do estado do Rio de Janeiro**. Rio de Janeiro: CNRBMA – Conselho Nacional da Reserva da Biosfera da Mata Atlântica, Caderno nº 22, 2 ed., 32p., Fevereiro, 2003.
66. ROSO, R. H. (2003). **Avaliação da aplicabilidade de conceitos da morfodinâmica de praia no planejamento de desembarques anfíbios**. 2003. 179 p. Dissertação (Mestrado em Geografia), Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2003.
67. SAHU, B.K. (1964). Depositional mechanisms from the size analysis of clastic sediments. **Journal of Sedimentary Petrology**. Amsterdam, v. 34, n. 1, p. 73-83, March, 1964.
68. SELLEY, R.C. (1982). **An introduction to sedimentology**. 2 ed. Florida: Academic Press, Inc., 1982. 417p.
69. SHORT, A.D. (1999). **Handbook of Beach and Shoreface Morphodynamics**. Chichester: John Wiley & Sons, Ltd., 1999, 376p.
70. SHORT, A. D. & HESP, P. (1982). A. Wave beach and dune interactions in southeastern Australia. **Marine Geology**, Amsterdam, v. 48, p. 259-284, 1982.

71. SILVA, C.G. et al. (2004). Ambientes de Sedimentação Costeira e Processos Morfodinâmicos Atuantes na Linha de Costa In: NETO, J.A.B., PONZI, V.G.A. & SICHEL, S.E. (Org.). **Introdução à Geologia Marinha**. Rio de Janeiro: Interciência, 2004, Cap. 8, p. 175-218.
72. SILVA, C.G. (1987). **Estudo da evolução geológica e geomorfológica da região da Lagoa Feia, RJ**. Dissertação (Mestrado em Geologia), Universidade Federal do Rio de Janeiro/ Dept. de Geologia, Rio de Janeiro, 1987, 116 p.
73. SILVEIRA, J.D. (1964). Morfologia do litoral. In: AROLDO DE AZEVEDO. **Brasil, a Terra e o homem**, São Paulo, 1964. p.253-305.
74. SOUZA, M.H.S. (1988). **Clima de ondas do norte do estado do Rio de Janeiro**. 1988, 181 p. Dissertação (Mestrado em Engenharia Oceânica), Universidade Federal do Rio de Janeiro/ COPPE, Rio de Janeiro, 1988.
75. SOLIS, D.E.N. (1988). "Introdução ao estudo do método científico" à luz de diferentes posições epistemológicas. In: HÜHNE, L.M. (Org.). **Metodologia Científica: cadernos de textos e técnicas**. 2 ed. Rio de Janeiro: Agir, 1988. p.171-186.
76. SNUC – SISTEMA NACIONAL DE UNIDADES DE CONSERVAÇÃO. (2000). Texto de Lei 9.985 de 18 de junho de 2000 e vetos da Presidência da República ao PL aprovado pelo Congresso Nacional. **Série Reserva da Biosfera da Mata Atlântica**. São Paulo: MMA/ CONSELHO NACIONAL DA RESERVA DA BIOSFERA DA MATA ATLÂNTICA. Caderno nº 18, 47 p., inverno, 2000.
77. SUGUIO, K. (1998). **Dicionário de geologia sedimentar**. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, 1998.
78. SUGUIO, K. (1992). **Dicionário de Geologia Marinha**: com termos correspondentes em inglês, francês e espanhol. 15 ed. São Paulo: T.A. Queiroz, 1992. 171 p.
79. SUGUIO, K. *et al.* (1985). Flutuações do nível relativo do mar durante o quaternário superior ao longo do litoral brasileiro e suas implicações na sedimentação costeira. **Revista Brasileira de Geociências**. São Paulo, v.15, n. 4, p.275-286, agosto de 1985.
80. THIELER, E.R. *et al.* (1995). Geology or wrightsville, North Carolina Shoreface: Implications for the Concept of Shoreface profile of Equilibrium. **Marine Geology**. Amsterdam, p. 271-287, 1995.
81. WRIGHT, L.D. & SHORT, A.D. (1984). Morphodynamic variability of surf zones and beaches: a sunthesis. **Marine Geology**. Amsterdam 1, p. 93-118, 1984.
82. WENTWORTH, C.K. (1992). A escale of grade and class terms for clastic sediments. **Journal of Geology**. [s.l.], paginação irregular, 1922.

83. YALIN, M.S. (1977). **Mechanics of sediment transport**. 2 ed Ontário: Pergamos Press, 1977, Cap.4, 295 p.

X ANEXOS

ANEXO 1. Coordenadas do início dos perfis topográficos.

Perfil	Coordenadas (24 K)	
	X - UTM	Y - UTM
P1	219370	7528547
P2	229039	7535011
P3	239684	7539950
P4	251630	7544146
P5	263825	7547720
P6	274088	7551700

ANEXO 2. Coordenadas e classificação granulométrica das amostras coletadas na plataforma continental interna utilizadas na elaboração dos mapas sedimentológicos.

X-UTM	Y-UTM	#	Mediana		Média		Assimetria		Curtose		Desvio Padrão		SAHU (1964) A.Deposicional
			ϕ	classe	ϕ	classe	ϕ	classe		classe		classe	
219700	7528300	A0	3,5765	3	3,5355	3	-0,1956	-0,3	0,5029	0,47	0,4013	0,35	mar raso
220000	7528000	A1	3,6315	3	3,5534	3	-0,3237	-1	0,59212	0,53	0,4961	0,35	mar raso
221000	7527000	A2	2,8042	2	2,8042	2	-0,176	-0,3	0,49965	0,47	0,5305	0,5	mar raso
222000	7526000	A3	1,105	1	1,1476	1	0,0575	-0,1	0,511695	0,47	0,702	0,5	praia
223000	7525000	A4	1,1457	1	1,0436	1	-0,2214	-0,3	0,446719	0,40	0,7418	0,71	praia
224000	7524000	A5	0,6916	0	0,6889	0	-0,014	-0,1	0,510979	0,47	0,6291	0,5	praia
225000	7523000	A6	0,3367	0	0,3525	0	0,0761	-0,1	0,484563	0,47	0,6169	0,5	praia
226000	7522000	A7	0,623	0	0,5871	0	-0,0558	-0,1	0,535489	0,53	0,6966	0,5	praia
227000	7521000	A8	0,4854	0	0,4936	0	0,0209	-0,1	0,514587	0,47	0,5344	0,5	praia
228000	7520000	A9	6,987	4	7,4292	4	0,1412	0,1	0,38718	0	3,0069	2	mar raso
229000	7519000	A10	6,64	4	6,8801	4	0,0314	-0,1	0,386691	0	3,471	2	mar raso
224000	7532000	B1	1,814	1	2,2255	2	0,4014	0,3	0,497058	0,47	0,9836	0,71	mar raso
225000	7531000	B2	1,8036	1	1,7567	1	-0,0895	-0,1	0,489588	0,47	0,6739	0,5	praia
226000	7530000	B3	0,723	0	0,6762	0	-0,0528	-0,1	0,481139	0,47	0,933	0,71	mar raso
227000	7529000	B4	8,0271	8	8,0466	8	-0,0551	-0,1	0,443981	0,40	2,8125	2	mar raso
228000	7528000	B5	1,4997	1	1,471	1	-0,179	-0,3	0,467065	0,40	0,3875	0,35	praia
229000	7527000	B6	0,681	0	0,5972	0	-0,1551	-0,3	0,480087	0,47	0,7912	0,71	praia
230000	7526000	B7	8,8743	8	8,0687	8	-0,5103	-1	0,540251	0,53	2,6052	2	mar raso
231000	7525000	B8	2,7078	2	4,2551	4	0,5251	0,3	0,38222	0	3,6948	2	mar raso
232000	7524000	B9	0,5414	0	0,5622	0	0,0761	-0,1	0,510859	0,47	0,6843	0,5	praia
234000	7522000	B10	0,1513	0	0,1484	0	0,0162	-0,1	0,496678	0,47	0,7706	0,71	praia
229200	7534800	C0	3,3994	3	3,4359	3	0,0858	-0,1	0,468	0,40	0,3511	0,35	mar raso
229500	7534500	C1	0,4789	0	0,3471	0	-0,2876	-0,3	0,565859	0,53	0,6926	0,5	praia
230000	7534000	C2	6,9736	4	6,3056	4	-0,1768	-0,3	0,407372	0,40	4,1501	4	mar raso
231000	7533000	C3	1,9267	1	1,9104	1	0,0199	-0,1	0,504828	0,47	0,6434	0,5	mar raso
232000	7532000	C4	1,3725	1	1,4284	1	0,1811	0,1	0,520499	0,47	0,6034	0,5	praia
233000	7531000	C5	0,8409	0	0,8001	0	-0,0878	-0,1	0,459167	0,40	0,736	0,71	praia
234000	7530000	C6	8,85	8	8,7614	8	-0,1044	-0,3	0,411418	0,40	2,2587	2	mar raso
235000	7529000	C7	0,5985	0	0,57	0	-0,03	-0,1	0,502141	0,47	0,8206	0,71	praia
236000	7528000	C8	0,4924	0	0,5239	0	0,1118	0,1	0,520981	0,47	0,6465	0,5	praia
237000	7527000	C9	0,3267	0	0,3177	0	-0,0102	-0,1	0,49995	0,47	0,6756	0,5	praia
238000	7526000	C10	0,2862	0	0,2611	0	-0,021	-0,1	0,523923	0,47	0,757	0,71	praia
234700	7537300	D0	3,1965	3	2,8879	2	-0,617	-1	0,717067	0,60	0,8997	0,71	mar raso
235000	7537000	D1	0,6917	0	0,6458	0	-0,14	-0,3	0,591286	0,53	0,3475	0	praia
236000	7536000	D2	7,6744	4	8,0796	8	0,1472	0,1	0,427819	0,40	2,4906	2	mar raso
237000	7535000	D3	1,387	1	1,4055	1	-0,0359	-0,1	0,486152	0,47	0,3945	0,35	praia
238000	7534000	D4	0,4905	0	0,5932	0	0,1981	0,1	0,503599	0,47	0,76	0,71	praia
239000	7533000	D5	0,0134	0	0,1837	0	0,3459	0,3	0,514893	0,47	0,7242	0,71	praia
240000	7532000	D6	0,3581	0	0,3694	0	0,0313	-0,1	0,479465	0,47	0,8146	0,71	praia
241000	7531000	D7	0,569	0	0,5503	0	0,0153	-0,1	0,498068	0,47	0,9059	0,71	mar raso
242000	7530000	D8	0,4455	0	0,4483	0	0,0152	-0,1	0,479627	0,47	0,8434	0,71	praia
243000	7529000	D9	0,5002	0	0,4928	0	-0,0021	-0,1	0,503352	0,47	0,7753	0,71	praia
244000	7528000	D10	0,3135	0	0,3348	0	0,0662	-0,1	0,490576	0,47	0,8183	0,71	praia

X-UTM	Y-UTM	#	Mediana		Média		Assimetria		Curtose		Desvio Padrão		SAHU (1964)
			ϕ	classe	ϕ	classe	ϕ	classe		classe		classe	A.Deposicional
240350	7539600	E1	0,8109	0	0,8714	0	0,2103	0,1	0,607335	0.60	0,4645	0,35	praia
241000	7539000	E2	8,2964	8	8,4919	8	-0,0493	-0,1	0,478433	0.47	2,5688	2	mar raso
242000	7538000	E3	6,1543	4	6,5994	4	0,2196	0,1	0,456994	0.40	2,9815	2	mar raso
243000	7537000	E4	9,078	8	9,0071	8	-0,0866	-0,1	0,417691	0.40	2,0694	2	mar raso
244000	7536000	E5	8,665	8	8,639	8	-0,0424	-0,1	0,427328	0.40	2,1148	2	mar raso
245000	7535000	E6	5,9875	4	6,1564	4	0,0516	-0,1	0,414417	0.40	3,7112	2	mar raso
246000	7534000	E7	4,1991	4	3,8541	3	-0,5651	-1	0,475534	0.47	0,9737	0,71	mar raso
247000	7533000	E8	0,5733	0	0,5494	0	-0,0457	-0,1	0,493953	0.47	0,795	0,71	praia
248000	7532000	E9	0,0645	0	0,1402	0	0,1284	0,1	0,507535	0.47	0,8176	0,71	praia
249000	7531000	E10	0,2216	0	0,3419	0	0,2256	0,1	0,49187	0.47	0,8159	0,71	praia
246000	7542000	F1	2,5	2	3,633	3	0,5698	0,3	0,4651	0.40	2,6696	2	mar raso
247000	7541000	F2	3,2054	3	4,244	4	0,5268	0,3	0,586418	0.53	2,9985	2	mar raso
248000	7540000	F3	-0,0961	-1	-0,005	-1	0,4554	0,3	0,705336	0.60	0,8609	0,71	mar raso
249000	7539000	F4	8,4402	8	8,6264	8	0,0555	-0,1	0,412421	0.40	2,2135	2	mar raso
250000	7538000	F5	5,3714	4	5,7142	4	0,1668	0,1	0,459079	0.40	2,8692	2	mar raso
251000	7537000	F6	7,7658	4	7,7232	4	-0,0639	-0,1	0,405293	0.40	3,1625	2	mar raso
252000	7536000	F7	0,2664	0	0,3326	0	0,1018	0,1	0,451092	0.40	0,7351	0,71	praia
253000	7535000	F8	0,5234	0	0,4134	0	-0,1326	-0,3	0,476385	0.47	1,1148	1	mar raso
254000	7534000	F9	0,132	0	0,2081	0	0,1835	0,1	0,505049	0.47	0,6717	0,5	praia
255000	7533000	F10	1,4903	1	1,4881	1	0,0019	-0,1	0,525864	0.47	0,7641	0,71	mar raso
252000	7544000	G1	3,2238	3	3,2238	3	-0,2525	-0,3	0,682197	0.60	0,3624	0,35	mar raso
253000	7543000	G2	6,934	4	6,8968	4	0,0326	-0,1	0,389909	0	2,9822	2	mar raso
254000	7542000	G3	8,2525	8	7,6059	4	-0,2646	-0,3	0,398569	0	2,734	2	mar raso
255000	7541000	G4	7,3809	4	7,3489	4	-0,0106	-0,1	0,488308	0.47	2,5224	2	mar raso
256000	7540000	G5	6,8753	4	7,6784	4	0,3754	0,3	0,460655	0.40	2,3008	2	mar raso
257000	7539000	G6	7,43	4	7,2029	4	-0,1515	-0,3	0,490524	0.47	3,042	2	mar raso
258000	7538000	G7	6,33	4	6,2409	4	-0,0298	-0,1	0,422232	0.40	3,2217	2	mar raso
259000	7537000	G8	7,6686	4	8,0299	8	0,156	0,1	0,418402	0.40	2,4118	2	mar raso
260000	7536000	G9	-0,0594	-1	-0,2213	-1	-0,205	-0,3	0,463692	0.40	1,1218	1	mar raso
261000	7535000	G10	1,0022	1	0,8521	0	-0,3652	-1	0,531265	0.53	0,7004	0,5	praia
258350	7545650	H1	7,6529	4	7,8437	4	-0,001	-0,1	0,51893	0.47	2,0096	2	mar raso
259000	7545000	H2	7,3411	4	7,9743	4	0,3341	0,3	0,393167	0	2,319	2	mar raso
260000	7544000	H3	4,4112	4	4,8216	4	0,4402	0,3	0,476741	0.47	1,8507	1	mar raso
261000	7543000	H4	6,5554	4	6,2287	4	-0,1268	-0,3	0,495917	0.47	2,0153	2	mar raso
262000	7542000	H5	1,3878	1	1,4089	1	-0,0279	-0,1	0,486257	0.47	0,4038	0,35	praia
263000	7541000	H6	4,556	4	5,2071	4	0,325	0,3	0,443424	0.40	2,9849	2	mar raso
264000	7540000	H7	4,3213	4	4,3376	4	0,1259	0,1	0,487416	0.47	2,7241	2	mar raso
265000	7539000	H8	4,076	4	4,5996	4	0,3509	0,3	0,523696	0.47	2,8209	2	mar raso
266000	7538000	H9	5,97	4	6,4575	4	0,1008	0,1	0,52476	0.47	3,3715	2	mar raso
267000	7537000	H10	0,0003	0	0,0612	0	0,1153	0,1	0,52476	0.47	0,5665	0,5	praia
264500	7547500	I1	7,357	4	7,3923	4	0,0083	-0,1	0,426507	0.40	2,984	2	mar raso
265000	7547000	I2	5,9595	4	6,516	4	0,2917	0,1	0,498872	0.47	2,339	2	mar raso
266000	7546000	I3	4,7812	4	5,65	4	0,5213	0,3	0,482375	0.47	2,6713	2	mar raso
267000	7545000	I4	4,7	4	5,03	4	0,252	0,1	0,579	0.53	1,6121	1	mar raso
268000	7544000	I5	3,3949	3	3,6333	3	0,4241	0,3	0,750729	0.75	1,8872	1	mar raso
269000	7543000	I6	1,6228	1	1,6101	1	-0,0483	-0,1	0,527433	0.47	0,5368	0,5	praia
270000	7542000	I7	4,466	4	5,9919	4	0,6313	0,3	0,513973	0.47	3,0968	2	mar raso

X-UTM	Y-UTM	#	Mediana		Média		Assimetria		Curtose		Desvio Padrão		SAHU (1964)
			ϕ	classe	ϕ	classe	ϕ	classe		classe		classe	A.Deposicional
271000	7541000	I8	0,4561	0	0,48	0	0,1297	0,1	0,445153	0.40	0,3509	0,35	praia
272000	7540000	I9	0,7994	0	0,8456	0	0,1307	0,1	0,582951	0.53	0,3605	0,35	praia
273000	7539000	I10	1,1609	1	1,1014	1	-0,1571	-0,3	0,545206	0.53	0,4604	0,35	praia
269000	7549000	J1	3,4146	3	5,1308	4	0,7974	0,3	0,481597	0.47	2,8764	2	mar raso
270000	7548000	J2	3	2	3,3	3	0,6784	0,3	0,7569	0.75	0,9	0,71	mar raso
271000	7547000	J3	3,2748	3	3,3362	3	0,2434	0,1	0,653656	0.60	0,5235	0,5	mar raso
272000	7546000	J4	3,4	3	3,72	3	0,5773	0,3	0,6695	0.60	1,0742	1	mar raso
273000	7545000	J5	1,1938	1	1,1431	1	-0,1196	-0,3	0,544128	0.53	0,3837	0,35	praia
274000	7544000	J6	2,0029	2	2,1179	2	0,2045	0,1	0,53144	0.53	0,6844	0,5	mar raso
275000	7543000	J7	0,8791	0	0,8725	0	0,0203	-0,1	0,491146	0.47	0,6079	0,5	praia
276000	7542000	J8	1,6585	1	1,493	1	-0,2759	-0,3	0,507777	0.47	0,7955	0,71	mar raso
277000	7541000	J9	0,6398	0	0,6864	0	0,1269	0,1	0,537893	0.53	0,6815	0,5	praia
278000	7540000	J10	1,1197	1	1,1092	1	-0,0178	-0,1	0,485146	0.47	0,7761	0,71	mar raso

ANEXO 5. Parâmetros granulométricos estatísticos das amostras das praias ao longa da Reserva de Jurubatiba.

Parâmetros Granulométricos Estatísticos das Amostras das praias da Reserva de Jurubatiba Janeiro de 2005

Perfil 1	Média Φ	Classificação	Mediana Φ	Classificação	Assimetria Φ	Classificação	D.Padrão	Seleção	Curtose	Classif.
T. Cordão	1,4565	Areia média	1,5032	Areia média	-0,0942	Simétrica	0,7932	Moderada	0,5159	Meso.
Berma	0,3967	Areia grossa	0,4890	Areia grossa	-0,1571	Negativa	0,7523	Moderada	0,5617	Lepto.
Face	-0,4540	Areia m. grossa	-0,6256	Areia m. grossa	0,3318	Muito Positiva	0,8835	Moderada	0,5893	Lepto.
Z. Arreb.	3,0919	Areia m. fina	3,2569	Areia m. fina	-0,4327	Muito Negativa	0,7638	Moderada	0,6434	Muito Lepto.
Antepraia	3,35	Areia m. fina	3,3032	Areia m. fina	-0,1203	Negativa	0,5353	Moderada	0,6909	Muito Lepto.
Perfil 2	Média Φ	Classificação	Mediana Φ	Classificação	Assimetria Φ	Classificação	D.Padrão	Seleção	Curtose	Classif.
R. Cordão	0,4451	Areia grossa	0,3991	Areia grossa	0,1804	Positiva	0,5203	Mod. Boa	0,5484	Lepto.
T. Cordão	0,3977	Areia grossa	0,3910	Areia grossa	0,0641	Simétrica	0,7263	Moderada	0,5336	Lepto.
Berma	0,6664	Areia grossa	0,6513	Areia grossa	-0,0143	Simétrica	0,791	Moderada	0,5387	Lepto.
Face	0,1607	Areia grossa	0,1599	Areia grossa	-0,0247	Simétrica	0,5243	Mod. Boa	0,4988	Meso.
Antepraia	3,322	Areia muito fina	3,3447	Areia m. fina	-0,4413	Muito Negativa	1,1686	Pobre	0,8201	Extr. Lepto.
Perfil 3	Média Φ	Classificação	Mediana Φ	Classificação	Assimetria Φ	Classificação	D.Padrão	Seleção	Curtose	Classif.
T. Cordão	0,1457	Areia grossa	0,4148	Areia grossa	-0,2662	Negativa	1,1873	Pobre	0,4770	Meso.
Berma	0,4880	Areia grossa	0,5261	Areia grossa	-0,0976	Simétrica	0,6355	Mod. Boa	0,5376	Lepto.
Face	0,6107	Areia grossa	0,3870	Areia grossa	0,2983	Positiva	1,0169	Pobre	0,4684	Plati.
Z. Arreb.	-0,8064	Areia m. grossa	-0,7512	Areia m. grossa	0,0318	Simétrica	0,821	Moderada	0,5247	Meso.
Antepraia	3,2748	Areia m. fina	3,2748	Areia m. fina	0,1429	Positiva	0,2321	Muito Boa	0,5302	Lepto.
Perfil 4	Média Φ	Classificação	Mediana Φ	Classificação	Assimetria Φ	Classificação	D.Padrão	Seleção	Curtose	Classif.
T. Cordão	0,8036	Areia grossa	0,7252	Areia grossa	0,0780	Simétrica	0,797	Moderada	0,5120	Meso.
Berma	1,0138	Areia média	1,0037	areia média	0,0012	Simétrica	0,8188	Moderada	0,5004	Meso.
Face	0,6584	Areia grossa	0,6394	Areia grossa	0,0348	Simétrica	0,9403	Moderada	0,5373	Lepto.
Z. Arreb.	2,4054	Areia fina	3,0709	Areia m. fina	-0,7312	Muito Negativa	1,4907	Pobre	0,6221	Muito Lepto.
Antepraia	2,3795	Areia fina	2,4637	Areia fina	-0,2397	Negativa	0,9378	Moderada	0,4846	Meso.
Perfil 5	Média Φ	Classificação	Mediana Φ	Classificação	Assimetria Φ	Classificação	D.Padrão	Seleção	Curtose	Classif.
T. Cordão	1,1287	Areia média	1,1087	Areia média	0,0365	Simétrica	0,7252	Moderada	0,4971	Meso.
Berma	0,453	Areia grossa	0,4437	Areia grossa	0,0591	Simétrica	0,7338	Moderada	0,5321	Lepto.
Face	0,1956	Areia grossa	0,1870	Areia grossa	0,1174	Positiva	0,5924	Mod. Boa	0,5757	Lepto.
Z. Arreb.	1,6450	Areia média	2,3566	Areia fina	-0,5523	Muito Negativa	1,6748	Pobre	0,3731	Muito Plati.
Antepraia	2,7878	Areia fina	2,7883	Areia fina	-0,0457	Simétrica	0,4381	Boa	0,5199	Meso.
Perfil 6	Média Φ	Classificação	Mediana Φ	Classificação	Assimetria Φ	Classificação	D.Padrão	Seleção	Curtose	Classif.
Berma T.	0,9113	Areia grossa	0,8792	Areia grossa	0,0469	Simétrica	0,8359	Moderada	0,5092	Meso.
Face	0,4253	Areia grossa	-0,0434	Areia m. grossa	0,6064	Muito Positiva	1,0873	Pobre	0,6523	Muito Lepto.
Z. Arreb.	2,8926	Areia fina	2,9977	Areia fina	-0,3314	Muito Negativa	0,5931	Mod. Boa	0,5399	Lepto.
Antepraia	2,5354	Areia fina	2,433	Areia fina	0,1503	Positiva	0,6478	Moderada	0,4754	Meso.

ANEXO 6. Ficha de laboratório utilizado para o peneiramento a seco.

INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS - UFRJ
Departamento de Geografia
 Laboratório de Geomorfologia Fluvial, Costeira e Submarina
 ANÁLISE GRANULOMÉTRICA POR PENEIRAMENTO

LOCAL: _____

AMOSTRA: _____ DATA: ___/___/___

Malha USBS	Diâmetro mm	Diâmetro Φ	Peso Retido g	Peso Retido acumul. g	Peso Retido acumul. %
5	4,000	- 2,00	_____	_____	_____
8	2,380	- 1,50	_____	_____	_____
10	2,000	- 1,00	_____	_____	_____
14	1,410	- 0,50	_____	_____	_____
18	1,000	0,00	_____	_____	_____
25	0,710	0,50	_____	_____	_____
35	0,500	1,00	_____	_____	_____
45	0,350	1,50	_____	_____	_____
60	0,250	2,00	_____	_____	_____
80	0,177	2,50	_____	_____	_____
120	0,125	3,00	_____	_____	_____
170	0,088	3,50	_____	_____	_____
230	0,062	4,00	_____	_____	_____
Fundo	<0,062	>4,00	_____	_____	_____

Peso inicial (g) _____

Peso final (g) _____

Peso dos carbonatos (g) _____

Analisado por: _____