

Universidade Federal do Rio de Janeiro Centro de Ciências Matemáticas e da Natureza Instituto de Geociências Programa de Pós-Graduação em Geografia

AVALIAÇÃO METODOLÓGICA DA PROFUNDIDADE DE CONVERGÊNCIA (PROFUNDIDADE DE FECHAMENTO) DE PERFIS DE TRÊS PRAIAS DE ENERGIA MODERADA A ALTA NO LITORAL DO RIO DE JANEIRO

Fábio Mayo Belligotti

Rio de Janeiro 2009

AVALIAÇÃO METODOLÓGICA DA PROFUNDIDADE DE CONVERGÊNCIA (PROFUNDIDADE DE FECHAMENTO) DE PERFIS DE TRÊS PRAIAS DE ENERGIA MODERADA A ALTA NO LITORAL DO RIO DE JANEIRO

Fábio Mayo Belligotti

Dissertação de Mestrado apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Geografia da Universidade Federal do Rio de Janeiro.

Orientador: Prof. Dr. Dieter Muehe

Rio de Janeiro 2009

Ficha Catalográfica:

BELLIGOTTI, Fábio Mayo.

Avaliação metodológica da profundidade de convergência (profundidade de fechamento) de perfis de três praias de energia moderada a alta no litoral do Rio de Janeiro. Fábio Mayo Belligotti. UFRJ/ PPGG, 2009.

130p, 1vol., il.

Orientador: Dieter Muehe.

Dissertação (Mestrado) Universidade Federal do Rio de Janeiro, Instituto de Geociências, PPGG, 2009.

1. Praias 2. Profundidade de Fechamento 3. Morfodinâmica de Praias 4. Dissertação (Mestrado) – UFRJ / PPGG.

I. Programa de Pós Graduação em Geografia/UFRJ. II. Título. III. Muehe, Dieter.

AVALIAÇÃO METODOLÓGICA DA PROFUNDIDADE DE CONVERGÊNCIA (PROFUNDIDADE DE FECHAMENTO) DE PERFIS DE TRÊS PRAIAS DE ENERGIA MODERADA A ALTA NO LITORAL DO RIO DE JANEIRO

Fábio Mayo Belligotti

Dissertação de Mestrado submetida ao corpo docente do Programa de Pós-Graduação em Geografia da Universidade Federal do Rio de Janeiro como parte dos requisitos necessários à obtenção do grau de Mestre em Geografia.

Aprovada por:

Prof. Dieter Carl Ernst Heino Muehe (Orientador)

(Doutor, PPGG / UFRJ)

Prof.^a Josefa Varela Guerra

(Doutora, Faculdade de Oceanografia / UERJ)

Prof. Nelson Ferreira Fernandes

(Doutor, PPGG / UFRJ)

Rio de Janeiro 2009

aqui nesta pedra

alguém sentou olhando o mar

o mar não parou pra ser olhado

foi mar pra tudo quanto é lado

(Paulo Leminski)

AGRADECIMENTOS

Ao CNPQ (130961/2007-8) e à FAPERJ (E-26/100.417/2008) pelo apoio financeiro.

Ao meu orientador, Dieter Muehe, por sua generosidade em compartilhar seu conhecimento, pelo contagiante entusiasmo nas pesquisas científicas, pela disposição nos trabalhos de campo, pelos conselhos, pela amizade.

À oceanógrafa Mariana Pardal, por ser diretamente responsável pela execução da maior parte dos trabalhos de campo nas praias de Niterói, estando sempre disposta, mesmo nos horários mais impróprios e nas tarefas mais difíceis.

Aos inestimáveis colaboradores nos trabalhos de campo: a geógrafa Flávia Lins-de-Barros e seus alunos; os geógrafos Otto Alvarenga e Alice Moren, sempre bem-humorados e dispostos; meu primo, Renan Tinoco, curioso e prestativo; os amigos Marcel Kastrup, Bebeto Kastrup e Diego Fagundes; os oceanógrafos Tomás C.S. Peixoto e Daniel Dias Loureiro e seus orientandos, por sua disposição e suas sábias sugestões, como "Cuidado com a onda!", mas também por salvar o ecobatímetro quando necessário; a oceanógrafa Isabela Fortes, sempre prestativa e divertida (quando não a deixam com fome); o geógrafo Júlio Fernandes, dividindo as funções com dedicação, sempre prestativo.

Aos amigos e colegas que ajudaram no teste de declividade: Álvaro Torres, Edisio Pereira, Gil Rudge, Caroline de Almeida Souza, Maria Campos Mello, Gustavo Oliveira, Tomás Peixoto, Daniel Loureiro, Mariana Pardal.

À Flávia Lins-de-Barros, entusiasmada e inteligente, sempre contribuindo com suas idéias e pensamentos – e bom-humor nas horas difíceis.

Ao Rodrigo Caescaes, pelo bom-humor impagável e auxílio na confecção das bases das balizas.

Ao Júlio Fernandes, fundamental nas análises granulométricas.

Aos oceanógrafos "crocodilos", pela amizade, pela diversão, por sua influência positiva. Também aos amigos de longa data, por proporcionarem as amenidades necessárias e tornarem o dia-a-dia mais leve e prazeroso.

À Alice, pelo carinho e paciência, fundamentais. Mas também pela contribuição imensurável, a essa dissertação e a minha vida.

À minha família, pelo carinho e pelo barulho.

Principalmente, aos meus pais, Marina e Rufo. Por tudo. Pela generosidade e pela sabedoria, pelas broncas, pela compreensão, pelo carinho.

۷

RESUMO

Tradicionalmente, o estudo de praias arenosas se concentra em sua porção emersa, abrangendo a pós-praia, a face de praia e, ocasionalmente, a região da antepraia superior ocupada pela zona de surfe. Entretanto, sabe-se que a troca de sedimentos entre a praia e a zona marinha adjacente freqüentemente extrapola os limites da zona de surfe e ocupa toda a antepraia (Lee *et al.*, 1998). Em direção ao oceano, existe um ponto do litoral em que as variações na altura sedimentar em perfis temporalmente sucessivos deixam de ser significativas. Esse ponto, ou limite para melhor expressão de suas implicações morfodinâmicas, é variável com as condições ambientais, principalmente em função do clima de ondas, e com a escala de tempo considerada. Em termos práticos, esse limite marinho pode ser definido pela *profundidade de fechamento* (h_c) a partir da qual perfis topográficos transversais consecutivos mostram uma variação vertical desprezível (Hallermeier, 1981; Nicholls *et al.*, 1998; Cowell *et al.*, 1999).

Hallermeier (1981) desenvolveu equações baseadas na velocidade de fluxo junto ao fundo causada pelas ondas e na capacidade de remobilização de sedimentos quartzosos por este fluxo para previsão da profundidade de fechamento. Neste trabalho, foram analisadas as equações de Hallermeier (1981) e as desenvolvidas a partir de modificações por outros autores (Birkemeier, 1985; Houston, 1995; Wang & Davis Jr, 2007) a partir do clima de ondas previsto para 2007 e 2008 (CPTEC/INPE e LAMMA/UFRJ) e informações estatísticas disponíveis (Pinho, 2003), além de outros indicadores da profundidade de fechamento (superposição de perfis, inclinação da antepraia e características dos sedimentos). Uma das principais razões para o uso das equações de Hallermeier (1981), além de suas bases físicas bem definidas, é sua praticidade, prejudicada quando há ausência de informações sobre o clima de ondas. Por outro lado, o monitoramento de perfis para superposição é ainda mais complexo, por exigir trabalhos de campo freqüentes, ter um custo relativamente elevado e apenas fornecer resultado depois da obtenção de longas seqüências. Com isso, o indicador morfológico de redução do gradiente assume importância ímpar, ainda que pouco se saiba sobre a escala temporal que este limite representa.

O uso do indicador morfológico para determinar um limite mar afora de maior dinâmica da antepraia é bastante pragmático, pois não requer um monitoramento contínuo do perfil transversal, além de ser uma forma de avaliação imediata. Principalmente quando há poucos perfis para superposição, a mudança de declividade deve ser utilizada para a determinação da profundidade de fechamento, tratando-se de um *limite* desta profundidade cuja escala temporal não é bem conhecida, distinguindo-se do conceito de Hallermeier (1981) onde o fechamento é resultado da ação de ondas sobre o fundo em um ano *típico*.

vi

ABSTRACT

Most beach profile research takes places on the subaerial beach, including the berm, beachface and upper shoreface occupied by the surf zone. However, it is known that onshore-offshore exchange of sediments may extend across the shoreface even up to inner continental shelf (Lee *et al..*, 1998). A seaward limit of significant profile change is controlled by wave climate and time scale. This limit is defined as the *depth of closure* (h_c) beyond which the envelope of shore-normal profiles decreases to a level that is negligible or lower than the resolution of standard surveying techniques (Hallermeier, 1981; Nicholls *et al.*, 1998, Cowell *et al.*, 1999).

Based on near-bottom wave motion and assuming quartz grains, Hallermeier (1981) suggests a procedure to predict depth of closure as a fuction of the wave climate. From waves predicted to the years 2007 and 2008 (CPTEC/INPE and LAMMA/UFRJ) and from available summary statistics of wave climate (Pinho, 2003), the equations developed by Hallermeier (1981) and modified by other authors (Birkemeier, 1985; Houston, 1995; Wang & Davis Jr, 2007) are evaluated along with profiles envelope and other indirect indicators (shoreface gradient and sediment characteristics). Besides its well defined physical foundations the equations suggested by Hallermeier (1981) provides a simple and practical means of determining depth of closure though it may not be the case when wave data is not avialable. On the other hand, monitoring beach profiles to determine the envelope is more difficult as it requires constant field work, cost more and can only provide results after long series of surveyed profiles. The geometric indicator between the junction of two ramps in the shoreface is a more direct measurement, even though little is known about the time scale it represents.

The shoreface morphology is a practical mean of determining a seaward limit to the more active profile. Especially when few data are available, the geometric indicator can be used to determine depth of closure. It represents a *limit* to this depth in a time scale that is not well known as oppposed to that defined by Hallermeier (1981) in which depth of closure is the result of wave action on the bottom throughout a *typical* year.

LISTA DE FIGURAS

Figura 2.1: Zonação transversal de uma praia. Adaptado de: Muehe, 1998; Cowell <i>et al.</i> , 1999; Short, 1999 e Muehe, 2004a
Figura 2.2: Envoltório de perfis transversais à costa (SE da Austrália), evidenciando o fechamento do perfil a partir de variações menores que 0,30 m (adaptado de Cowell <i>et al.</i> , 1999)
Figura 2.3: Movimento orbital das partículas de água em uma onda se deslocando em águas profundas (a) e em águas rasas (b) (adaptado de Brown <i>et al.</i> , 1989)
Figura 2.4: Forças agindo sobre um grão (adaptado de Brown et al., 1989)14
Figura 2.5: Modelo esquemático de mobilização do sedimento por ondas em praias arenosas (adaptado de Komar, 1976)
Figura 2.6: Efeito da fricção em correntes sobre o fundo marinho (adaptado de Brown et al., 1989)16
Figura 2.7: Relação entre velocidade orbital máxima junto ao fundo e movimentação de sedimentos em ondas de diferentes períodos. Adaptado de Brown <i>et al.</i> (1989)
Figura 2.8: Curva de Shields para iniciação do movimento dos grãos19
Figura 2.9: Zonação tripartite do perfil de praias arenosas. Modificado de Hallermeier (1981)20
Figura 2.10: Relação entre profundidade de fechamento prevista pela equação 17 e medida através de perfis sucessivos. Modificado de Birkemeier (1985)25
Figura 2.11: Dois perfis transversais consecutivos (a) e o desvio padrão de perfis superpostos ao longo de 12 anos (b) (adaptado de Nicholls <i>et al.</i> , 1998)
Figura 2.12: Perfil <i>transiente</i> devido à erosão por tempestades de recorrência maior que um ano (adaptado de Cowell <i>et al.</i> , 1999)
Figura 2.13: Evolução da antepraia média e superior em escalas de tempo superiores a um ano (adaptado de Cowell <i>et al.</i> , 1999)
Figura 3.1: Localização geral das áreas de estudo35
Figura 3.2: Localização e extensão dos perfis topo-batimétricos nas praias de Itacoatiara e Piratininga no município de Niterói, RJ. Modificado de DHN (2008)
Figura 3.3: Localização e extensão dos perfis topo-batimétricos na praia do Peró
Figura 4.1: Esquema da baliza de Emery modificada e fotografias do equipamento em uso43
Figura 4.2: Construção do perfil emerso através das Balizas de Emery43
Figura 4.3: Comparação entre perfis batimétricos levantados por meio de nivelamento topográfico e ecobatimetria
Figura 4.4: Comparação entre o perfil levantado por meio de nivelamento topográfico e o perfil ecobatimétrico calibrado (+0,40m)
Figura 4.5: Relação entre as profundidades determinadas por ecobatimetria e nivelamento topográfico47
Figura 4.6: Previsão horária de maré para a praia de Itaipu em 23/06/2007 e o período de levantamento dos perfis topográficos (linha preta contínua)

Figura 4.7: Superposição de cinco perfis batimétricos levantados no centro da praia de Piratininga de forma consecutiva em um período de 6 horas, corrigidos em relação à variação de altura da maré.49 Figura 4.8: Exemplo da determinação do ponto de mudança do gradiente por dois observadores distintos no perfil central da praia de Piratininga......51 Figura 4.9: Diagrama esquemático do peneiramento a seco......53 Figura 4.10: Mapa de amostragem de sedimentos e localização dos perfis batimétricos na enseada da praia do Peró (Cabo Frio, RJ).....61 Figura 4.11: Mapa de amostragem de sedimentos e localização dos perfis monitorados na Região Figura 4.12: Exemplo de saída gráfica do sistema de previsão de ondas do LAMMA/UFRJ para os parâmetros período de pico (à esquerda) e altura de onda significativa (à direita), indicando o local (em vermelho) de observação dos valores numéricos......65 Figura 5.1: Série temporal da altura de onda prevista em 2007 pelos sistemas CPTEC/INPE e Figura 5.2: Relação entre a altura de onda prevista em 2007 pelos sistemas CPTEC/INPE e Figura 5.3: Série temporal da altura de onda prevista em 2008 pelos sistemas CPTEC/INPE e Figura 5.4: Relação entre a altura de onda prevista em 2008 pelos sistemas CPTEC/INPE e LAMMA/UFRJ......70 Figura 5.5: Fotografias da praia de Itacoatiara em (a) 10/05/2007, (b) 01/06/2007, (c) 30/07/2007 e (d) 25/09/2007. Fonte: Ricosurf (a, b, c) e Waves (d).71 Figura 5.6: Fotografias da praia de Itacoatiara em (a) 16/06/2008, (b) 06/09/2008, (c) 19/10/2008 e (d) 18/11/2008. Fonte: Ricosurf (b) e Waves (a, c, d).72 Figura 5.7: Percentual de registro de ondas de diferentes alturas pela previsão do CPTEC e LAMMA nos anos de 2007 e 2008 na bacia de Santos......73 Figura 5.8: Período de onda médio ao longo de 2007 e 2008 na bacia de Santos (Fonte: LAMMA/UFRJ)74 Figura 5.9: Percentual de ocorrência de períodos de onda na bacia de Santos em 2007 e 2008 (Fonte: LAMMA/UFRJ)......75 Figura 5.10: Percentual de ocorrência de direções de onda na bacia de Santos em 2007 e 2008 (Fonte: Figura 5.11: (a) Representação da refração de ondas ao adentrar águas rasas ou intermediárias; (b) Figura 5.12: Área de estudo de Oliveira (2002), a oeste da baía de Guanabara, Rio de Janeiro............81 Figura 5.13: Profundidade de fechamento a partir de ondas previstas pelo CPTEC e LAMMA (2007 e 2008). Entre parênteses, está o parâmetro de maior influência no cálculo. Figura 5.14: Profundidade de fechamento a partir de ondas previstas pelo LAMMA (2007 e 2008). Entre Figura 5.15: Profundidade de fechamento calculada através de informações de altura de onda significativa a partir das informações de Pinho (2003)......91

Figura 5.16: Profundidade de fechamento calculada através de informações de altura de onda <i>extrema</i> a partir das informações de Pinho (2003)93
Figura 5.17: Perfis superpostos na porção oeste da praia de Piratininga, incluindo o desvio padrão de altura sedimentar ao longo do perfil94
Figura 5.18: Perfis superpostos na porção oeste da praia de Piratininga, mostrando a decomposição da antepraia em dois gradientes distintos95
Figura 5.19: Perfis superpostos na porção oeste da praia de Piratininga, mostrando o diâmetro médio ao longo do perfil
Figura 5.20: Perfis superpostos na porção oeste da praia de Piratininga, mostrando também o desvio padrão granulométrico e a assimetria ao longo do perfil
Figura 5.21: Perfis superpostos na porção central da praia de Piratininga, incluindo o desvio padrão de altura sedimentar ao longo do perfil
Figura 5.22: Perfis superpostos na porção central da praia de Piratininga, mostrando a decomposição da antepraia em dois gradientes distintos
Figura 5.23: Perfis superpostos na porção central da praia de Piratininga, mostrando os parâmetros granulométricos ao longo do perfil
Figura 5.24: Perfis superpostos na porção leste da praia de Piratininga, incluindo o desvio padrão de altura sedimentar ao longo do perfil
Figura 5.25: Perfis superpostos na porção leste da praia de Piratininga, mostrando a decomposição da antepraia em dois gradientes distintos
Figura 5.26: Perfis superpostos na porção leste da praia de Piratininga, mostrando os parâmetros granulométricos ao longo do perfil
Figura 5.27: Perfis superpostos na porção central da praia de Itacoatiara, incluindo o desvio padrão de altura sedimentar ao longo do perfil
Figura 5.28: Perfis superpostos na porção central da praia de Itacoatiara, mostrando a decomposição da antepraia em dois gradientes distintos104
Figura 5.29: Perfis superpostos na porção central da praia de Itacoatiara, mostrando os parâmetros granulométricos ao longo do perfil
Figura 5.30: Perfis superpostos na porção sul da praia do Peró, incluindo o desvio padrão de altura sedimentar ao longo do perfil
Figura 5.31: Perfis superpostos na porção sul da praia do Peró, mostrando a decomposição da antepraia em dois gradientes distintos
Figura 5.32: Perfis superpostos na porção sul da praia do Peró, mostrando os parâmetros granulométricos ao longo do perfil
Figura 5.33: Perfis superpostos na porção central da praia do Peró, incluindo o desvio padrão de altura sedimentar ao longo do perfil
Figura 5.34: Perfis superpostos na porção central da praia do Peró, mostrando a decomposição da antepraia em dois gradientes distintos
Figura 5.35: Perfis superpostos na porção central da praia do Peró, mostrando os parâmetros granulométricos ao longo do perfil
Figura 5.36: Perfis superpostos na porção norte da praia do Peró, incluindo o desvio padrão de altura sedimentar ao longo do perfil

LISTA DE TABELAS

Tabela 2.1: Concordância entre a profundidade de fechamento calculada e mensurada, em diferentes escalas temporais (Nicholls <i>et al.</i> , 1998)
Tabela 4.1: Determinação dos valores médios do limite entre duas zonas de declividade dos perfis transversais à costa (N=13). 50
Tabela 4.2: Classificação de Wentworth (1922) (apud Lindholm, 1987) e peneiras utilizadas na análise granulométrica. 54
Tabela 4.3: Fórmulas para cálculo dos parâmetros estatísticos de distribuição granulométrica (Folk & Ward, 1957)
Tabela 4.4: Comparação entre amostras coletadas em 1989 e 200863
Tabela 4.5: Exemplo de tabela construída a partir das imagens do sistema de previsão de ondas do LAMMA/UFRJ. 66
Tabela 4.6: Clima de ondas na bacia de Campos em associação às condições meteorológicas predominantes (Pinho, 2003)
Tabela 5.1: Tempestades de maior energia do período, segundo a previsão de ondas do CPTEC e LAMMA.
Tabela 5.2: Relação dos parâmetros estatísticos do clima de ondas nas bacias de Campos e Santos apartir de três fontes de dados (CPTEC, LAMMA e Pinho, 2003)77
Tabela 5.3: Resumo das equações de determinação da profundidade de fechamento. 83
Tabela 5.4: Profundidade de fechamento calculada através de informações de altura de onda significativa a partir das informações do CPTEC e LAMMA
Tabela 5.5: Profundidade de fechamento calculada através de informações de altura de onda extrema a partir das informações do CPTEC e LAMMA
Tabela 5.6: Profundidade de fechamento calculada através de informações de altura de onda significativa a partir das informações de Pinho (2003). 90
Tabela 5.7: Profundidade de fechamento calculada através de informações de altura de onda extrema a partir das informações de Pinho (2003).
Tabela 5.8: Resumo dos cálculos da profundidade de fechamento através de diferentes equações e dados de ondas. 115
Tabela 5.9: Orientação dos perfis, ângulo da antepraia média e inferior e características da geomorfologia local. 117
Tabela 5.10: Resultado dos diferentes indicadores da profundidade de fechamento, incluindo a faixa de transição entre gradientes. A interrogação indica dúvida na significância do resultado
Tabela 5.11: Profundidade de fechamento calculada para diferentes localidades

LISTA DE EQUAÇÕES

Equ	ação	Referências	Página
(1)	Esforço de cisalhamento em função das ondas	Brown <i>et al.</i> (1989); Aagaard & Masselink (1999); Dean & Dalrymple (2002)	16
(2)	Teoria linear de ondas (Airy): Velocidade de cisalhamento em águas profundas	Komar, 1976	17
(3)	Teoria linear de ondas (Airy): Velocidade de cisalhamento em águas intermediárias	Komar, 1976	17
(4)	Teoria linear de ondas (Airy): Velocidade de cisalhamento em águas rasas	Komar, 1976	17
(5)	Parâmetro de Shields	Hallermeier (1981)	18
(6)	Número de Reynolds	Hallermeier (1981)	19
(7)	Número de Froude que descreve os processos de suspensão de sedimentos	Hallermeier (1981)	21
(8)	Relação entre a diferença de densidade entre o sedimento e o fluido e a densidade do fluido	Hallermeier (1981)	21
(9)	Número de Froude em relação a densidade	Hallermeier (1981)	21
(10)	Equação 9 expressa em termos do diâmetro do sedimento	Dean & Dalrymple (2002)	21
(11)	Número de Froude em função da velocidade orbital máxima em águas intermediárias	Dean & Dalrymple (2002)	22
(12)	Número de Froude em termos da profundidade de fechamento	Hallermeier (1981)	22
(13)	Relação de dispersão da teoria linear de ondas descrita em relação ao comprimento de onda	Komar (1976); Dean & Dalrymple (2002); Benassai (2006)	22
(14)	Profundidade de fechamento em praias arenosas	Hallermeier (1981)	22
(15)	Profundidade de fechamento: aproximação analítica em função de altura e período de onda	Hallermeier (1981)	23
(16)	Altura de onda extrema em função do clima de ondas	Thompson & Harris (1972)	24

(17)	Modificação da equação 15 utilizando-se a onda extrema e período associado	Hallermeier (1981)	24
(18)	Modificação da equação 15 utilizando-se a onda extrema e período médio	Hallermeier (1981)	24
(19)	Profundidade de fechamento (aproximação analítica) em função de altura de onda significativa e desvio padrão	Hallermeier (1981)	24
(20)	Ajuste empírico dos coeficientes da equação 17	Birkemeier (1985)	25
(21)	Profundidade de fechamento em função da altura de onda extrema (relação empírica)	Birkemeier (1985)	26
(22)	Equação 21 modificada para relacionar a profundidade de fechamento a altura de onda significativa	Houston (1995)	26
(23)	Ajuste empírico do coeficiente da equação 22 para uma praia de baixa energia	Wang & Davis Jr (2007)	26
(24)	Generalização da equação 17 para incluir diferentes escalas temporais	Nicholls, Birkemeier & Hallermeier (1996)	29

LISTA DE SÍMBOLOS

Aceleração da gravidade	8
Altura de onda	Н
Altura de onda significativa	H_{s}
Altura de onda significativa anual	$H_{s.anual}$
Altura de onda extrema	$H_{\scriptscriptstyle sx}$ ou $H_{\scriptscriptstyle 0.137}$
Altura de onda extrema em 0,137% do tempo <i>t</i>	$H_{(t)sx}$
Assimetria granulométrica	Sk_1
Coeficiente de correlação	r^2
Coeficiente de variação	CV
Comprimento de onda	L
Corrente junto ao fundo	\overline{u}_l
Curtose granulométrica (gráfica)	K_{G}
Densidade do fluido	ρ
Densidade do sedimento	$ ho_s$
Desvio padrão	σ
Desvio padrão granulométrico	$\sigma_{_g}$
Diâmetro mediano de sedimento	D_{50}
Diâmetro orbital	$D_0^{}$
Esforço de cisalhamento	τ
Esforço crítico de cisalhamento	${\mathcal T}_*$
Esforço de cisalhamento pela ação de ondas	$ au_{b,w}$
Fator de fricção das ondas	f_w
Fi: dimensão de sedimentos	ϕ
Média	\overline{X}
Média granulométrica	Mz
Mediana granulométrica	Md
Movimento orbital junto ao fundo	<i>u</i> ₀
Número de Froude	Φ
Número de Reynolds	R_{e}
Número crítico de Reynolds	R_{e^*}
Parâmetro de Shields	θ
Parâmetro crítico de Shields	$ heta_{c}$
Percentis n	ϕ_n
Período de onda	Т

Período de onda extrema	T_{e}
Período de onda extrema em 0,137% do tempo <i>t</i>	$T_{(t)e}$
Profundidade	h
Profundidade de fechamento (interna)	h_c
Profundidade de fechamento interna	d_{l}
Profundidade de fechamento externa	d_i
Relação de densidade relativa	γ
Transporte de sedimentos	I_l
Velocidade de cisalhamento	u_*
Velocidade crítica de cisalhamento	u_{c^*}
Velocidade de cisalhamento induzida por ondas	$u_{*,w}$
Velocidade de cisalhamento junto ao fundo	u_b
Velocidade orbital	и
Velocidade orbital máxima	u_m
Viscosidade cinemática	v
Viscosidade dinâmica (absoluta)	μ

SUMÁRIO

1
8
8
10
12
20
27
32
32
34
40
40
42
42
44
50
52
55
57
59
61
63
68
68
79
82
84
89
94
94
97
100
103
106
109
111
114
125
129

1. INTRODUÇÃO

Aproximadamente metade da população mundial ocupa uma faixa de 200 km de largura ao longo das regiões costeiras (Agardy, 1997). Komar (1976) destaca as praias como os primeiros ambientes, juntamente com os estuários, a sofrer os impactos decorrentes do crescimento demográfico mundial. Além de seu uso recreacional, Komar (1976) também aponta a utilização das praias em projetos de engenharia e mineração, no embarque e desembarque de barcos e na disposição de rejeitos pluviais e de esgoto doméstico.

Muitas vezes, cidades, balneários, atividades turísticas, comerciais e industriais se desenvolvem em torno das praias (Hoefel, 1998). Altos investimentos, grande número de empregos e valiosas construções acompanham este desenvolvimento, evidenciando a necessidade de reconhecimento da importância econômica das praias (Stronge, 1994 *apud* Hoefel, 1998). Muehe (2004a) identifica o fator de atração que as praias exercem para o lazer e a prática de esportes náuticos, além das implicações econômicas destas atividades.

Outra função de fundamental relevância das praias é sua atuação como zona de transição entre o continente e o oceano. A remoção desta zona acarreta em uma exposição da costa à ação das ondas, resultando muitas vezes em processos erosivos e destruição de propriedades (Komar, 1976). Portanto, é imperativo que a ocupação do litoral e o uso das praias sejam cuidadosamente planejados.

No Brasil, as praias arenosas oceânicas ocupam quase toda a costa, com aproximadamente 9200 km de extensão, e apenas não são ambientes dominantes na costa do extremo norte do país (Hoefel, 1998). Grandes conglomerados urbanos se desenvolveram em torno de praias ao longo da costa brasileira. A maior parte desta ocupação aconteceu de forma desordenada, com uma presença grande de condomínios litorâneos, construções à beira-mar, muitas vezes dentro do perfil ativo da praia, e obras tradicionais de engenharia costeira, geralmente intrusivas e nãoconscientes da dinâmica destes ambientes.

As praias são formadas por areias com significativa mobilidade e, por isso, são particularmente sensíveis às condições ambientais e afetadas pela dinâmica do litoral de forma complexa. O projeto de obras de intervenção no litoral e o planejamento de pesquisa científica em áreas costeiras arenosas requerem conhecimento sobre a profundidade máxima de atuação das ondas sobre o fundo marinho. Em praias expostas e dominadas por ondas, esta profundidade é intimamente dependente do clima de ondas e das características sedimentares, principalmente densidade e granulometria. Além disso, a preocupação com uma possível subida do nível do mar e a ocorrência de erosão das praias, assim como suas implicações no estabelecimento de faixas de não edificação no planejamento urbano dos municípios costeiros cria uma demanda de estudos consistentes, que permitam a utilização de modelos atuais como subsídio à tomada de decisão.

Tradicionalmente, o estudo de praias arenosas se concentra na porção emersa das praias, abrangendo a pós-praia, a face de praia e, ocasionalmente, a região da antepraia superior ocupada pela zona de surfe. Entretanto, sabe-se que tanto em eventos episódicos de alta hidrodinâmica quanto em escalas de tempo mais amplas, de anos a décadas, a troca de sedimentos entre a praia e a zona marinha adjacente freqüentemente extrapola os limites da zona de surfe e ocupa toda a antepraia, chegando a incluir a plataforma continental interna (Lee *et al.*, 1998). Isto implica na existência de uma hierarquia de escala entre os processos hidrodinâmicos e morfodinâmicos, onde as mudanças morfológicas de curto período são resultado da condição morfológica anterior e do nível energético imposto pelas ondas e as mudanças sazonais são resultado da variação do clima de ondas ao longo do ano (Lee *et al.*, 1998).

Segundo Hallermeier (1978 *apud* Hallermeier, 1981), a forma mais simples de zonação de perfis transversais à costa consiste em uma zona litorânea, onde a dinâmica sedimentar é intensa e ocorrem mudanças extremas da topografia do fundo em curta escala temporal, e uma zona mar afora onde a atuação das ondas no transporte sedimentar é menor. O limite entre estas zonas é chamado *profundidade de fechamento*. Apesar disso, Hallermeier (1981) e outros autores (Cowell *et al.*, 1999; Muehe, 2004a) definem um zoneamento mais detalhado do perfil transversal à costa, subdividindo-o em setores que melhor representam a intensidade da atividade morfodinâmica. Estes trabalhos definem uma gradação no envoltório de perfis temporalmente sucessivos, onde os setores da praia mais próximos da linha de costa possuem maior variação morfológica, diminuindo gradativamente em direção ao mar, de acordo com a redução do efeito das ondas sobre o fundo em profundidades maiores.

Em direção ao oceano, existe um ponto do litoral em que as variações na altura sedimentar em perfis temporalmente sucessivos deixam de ser significativas. Esse ponto, ou limite para melhor expressão de suas implicações morfodinâmicas, é variável com as condições ambientais, principalmente em função do clima de ondas, e com a escala de tempo considerada. Em termos práticos, esse limite marinho pode ser definido pela *profundidade de fechamento* (h_c) a partir da qual perfis topográficos transversais consecutivos mostram uma variação vertical desprezível (Hallermeier,

2

1981; Nicholls *et al.*, 1998, Cowell *et al.*, 1999). Este não é um limite absoluto, visto que a transição entre a grande variabilidade morfológica na antepraia superior e o comportamento mais monótono da plataforma continental ocorre de forma relativamente gradativa. Ainda existem incertezas quanto à magnitude e significância desse conceito (Nicholls *et al.*, 1998), principalmente relacionadas à ocorrência de fenômenos episódicos de grande escala, como furacões.

Nicholls *et al.* (1998), entretanto, concluem que uma profundidade de fechamento ocorre tanto em escalas de tempo pré-determinadas quanto em relação a eventos hidrodinâmicos específicos. O conceito pode ser abordado por duas visões relacionadas à escala temporal: (1) profundidade de fechamento dependente de eventos, determinada pela resposta em curto prazo a um único evento erosivo ou deposicional; (2) profundidade de fechamento em intervalo de tempo, que representa a resposta do perfil a diversos eventos de erosão e deposição por um período de tempo (um ano, dois anos, 10 anos).

Através do conhecimento sobre as interações de ondas com o fundo arenoso, Hallermeier (1981) fornece um procedimento objetivo para definir a profundidade de fechamento através do clima de ondas anual para praias compostas por areias quartzosas. Este limite é calculado a partir dos valores críticos de mobilização de sedimentos pelas ondas. Desta forma, Hallermeier (1981) sugere ser possível determinar zonas do perfil transversal à costa com características peculiares de mobilização de sedimentos em praias arenosas oceânicas exclusivamente a partir de informações sobre o clima oceanográfico predominante.

Embora Hallermeier (1981) tenha encontrado boa concordância (melhor que 10%) na determinação da profundidade de fechamento pela superposição de perfis e pela solução analítica, diversos autores testaram suas equações contra perfis topográficos levantados em campo com resultados variados. Birkemeier (1985) chega a sugerir uma mudança nos coeficientes das equações para um ajuste empírico a um monitoramento de perfis topográficos na Carolina do Norte (EUA). Wang & Davis Jr (2007) encontraram melhor concordância entre os perfis superpostos na costa da Flórida (EUA) e a equação modificada por Birkemeier (1985). Outros autores (Birkemeier, 1985; Houston, 1995; Wang & Davis Jr, 2007) sugerem equações ainda mais simplificadas, ajustadas empiricamente, a fim de usar parâmetros estatísticos do clima de ondas mais usualmente disponíveis. Entretanto, Nicholls *et al.* (1998) afirmam que a equação originalmente proposta por Hallermeier (1981) é robusta o bastante tanto para prever a profundidade de fechamento relacionada a eventos específicos quanto numa escala de tempo maior pré-determinada, embora em costas com

tendências de acresção, onde a equação não prevê adequadamente a profundidade de fechamento.

Além das equações analíticas, indicadores indiretos podem auxiliar na determinação da profundidade de fechamento. Everts (1978 apud Hallermeier, 1981) sugere que existe uma mudança relativamente brusca de gradiente do perfil transversal à costa entre a porção mais ativa do perfil e a zona de comportamento mais monótono mar afora, embora Cowell et al. (1999) e Masselink & Hughes (2003) afirmem não ser possível aplicar este método universalmente. Outro indicativo indireto do limite oceânico de efeito das ondas sobre o fundo é a característica granulométrica do mesmo (Hallermeier, 1981; Niedoroda et al., 1985; Cowell et al., 1999), de forma que a profundidade de fechamento teórica freqüentemente corresponde a uma mudança nas características do sedimento. Embora Cowell et al. (1999) também indiguem que o indicador granulométrico não pode ser aplicado universalmente, o uso de parâmetros estatísticos dos sedimentos, como diâmetro, assimetria e grau de selecionamento, podem auxiliar na determinação das condições de transporte e deposição sedimentar (Inman, 1949 apud Hallermeier, 1981; Friedman & Johnson, 1982; Lindholm, 1987), gerando um indicador sólido das condições prevalecentes em cada zona do litoral.

O uso da profundidade de fechamento no planejamento da ocupação do litoral é imperativo para um melhor gerenciamento das atividades costeiras. Segundo Nicholls et al. (1998), a determinação da profundidade de fechamento é essencial ao entendimento do balanço sedimentar transversal à costa, bem como para a modelagem da evolução desta costa. Hallermeier (1981) descreve diversas aplicações deste limite do perfil transversal à costa. Em estudos de praias arenosas, o conhecimento do clima de ondas permite o cálculo da profundidade de fechamento, dispensando a necessidade de múltiplos perfis por ano para determiná-la empiricamente. Além disso, conhecer a profundidade limite de ação intensa das ondas sobre o fundo é importante para definir e projetar os experimentos científicos. Hallermeier (1981) e Dean & Dalrymple (2002) sugerem que a investigação de perfis transversais à costa deve ultrapassar a profundidade de fechamento. As equações de Hallermeier (1981) e outros indicadores podem ser utilizados, certificando-se que os perfis foram estendidos suficientemente mar afora. Hallermeier (1981) argumenta que praticamente todas as ondas de gravidade que incidem em uma praia só colapsam e quebram em profundidades menores que o fechamento. Assim, a escolha da posição ideal para instalação de ondógrafos e marégrafos deve considerar a profundidade de fechamento.

Muehe (2001, 2004a) afirma que a adoção de limites legais em torno da linha de costa é fundamental para controlar e restringir atividades potencialmente danosas para as "características ambientais, estéticas e de acessibilidade à orla, em especial às praias". Os limites estabelecidos tradicionalmente são pouco restritivos e não consideram a profundidade de ação das ondas, oferecendo pouca proteção a mudanças globais, como elevação do nível do mar e intensificação das tempestades. Muehe (2001, 2004a) sugere uma demarcação legal a 10 metros de profundidade de fechamento em casos específicos para atingir limites coerentes com o clima oceanográfico e as características morfológicas. Em praias semi-protegidas ou protegidas, 10 metros de profundidade seria um limite excessivamente conservador e o conhecimento do limite de ação das ondas poderia fornecer uma resposta mais sensível às necessidades locais.

Dean & Dalrymple (2002) sugerem uma aplicação direta do conceito de profundidade de fechamento na disposição de material mar afora. No caso, por exemplo, de materiais lamosos dragados de portos, a disposição deve ocorrer além da profundidade de fechamento de forma a evitar que a intervenção influencie significativamente na praia. Caso o material seja arenoso e seu destino final seja a praia, é desejável que sua disposição ocorra a profundidades menores que h_c . Hallermeier (1981) afirma que isto garante a inclusão do material na zona anualmente muito ativa, aumentando a efetividade de projetos de engorda de praias. Dean (1977 *apud* Benassai, 2006), Kraus *et al.* (1998), Capobianco *et al.* (2002) e Dean & Dalrymple (2002) confirmam a importância da profundidade de fechamento em projetos de realimentação de praias. Veiga (2005) sugere o uso do conceito de profundidade de fechamento no gerenciamento costeiro, buscando estabelecer um zoneamento de áreas-fonte de extração de areias para programas de realimentação artificial de praias. A extração de areias deve ocorrer a profundidades bem acima do fechamento, de forma a não interferir no equilíbrio das praias.

Hallermeier (1981) sugere que a profundidade de fechamento pode ser importante no projeto de estruturas costeiras. Este autor sugere que um quebra-mar paralelo à linha de costa seja posicionado além de h_c , fornecendo proteção à ação das ondas com mínimos efeitos nos processos litorâneos. Já um quebra-mar do tipo flutuante, que atenua as ondas sem afetar tanto os processos sedimentares no fundo marinho, pode ser instalado em profundidades menores que o fechamento. A extensão de estruturas normais à costa, como espigões ou guia-correntes, deve levar em conta

5

 h_c , embora as dimensões de tais estruturas sejam comumente definidas por fatores econômicos.

Embora Muehe (2001, 2004a) recomende o uso da profundidade de fechamento na determinação de faixas de ocupação controlada, ainda existem poucos estudos no Brasil que fazem uso deste conceito. Almeida et al. (1999) testaram as equações de Hallermeier (1981) e Birkemeier (1985) no litoral norte do Rio Grande do Sul e encontraram alguma concordância com o fechamento através da superposição de perfis topográficos, embora sua série de dados seja pequena e exista alguma divergência entre as diferentes equações testadas. Gruber et al. (2003) apresentam, também no litoral norte do Rio Grande do Sul, esforços em determinar o fechamento do perfil transversal à costa por diferentes metodologias. Roso (2003) faz uma avaliação da profundidade de fechamento em uma praia do Espírito Santo, usando as equações de Hallermeier (1981) e outros indicadores. No litoral norte do Rio de Janeiro, entre a cidade de Macaé e o cabo de São Tomé, Machado (2007) avaliou o perfil do sistema praia-antepraia e boa correspondência entre a profundidade de fechamento através das equações de Hallermeier (1981) e o ponto de mudança da declividade do perfil. Menezes (2008) usa a morfologia do perfil para determinar a profundidade de fechamento em uma praia de Santa Catarina e Veiga (2005) investiga em detalhe a antepraia e plataforma continental interna do Paraná. Apesar destes esforços, ainda há escassez de estudos que busquem determinar o fechamento em diferentes locais da costa brasileira, ou mesmo que testem as equações analíticas em nosso clima de ondas.

Com isso, é evidente que ainda há necessidade de determinação da profundidade de fechamento ao longo de nosso extenso litoral. Ainda mais importante é avaliar a aplicação das diferentes metodologias e indicadores deste fechamento. Segundo Cowell *et al.* (1999), não há necessidade de avaliar em detalhe a precisão das diferentes equações para cálculo da profundidade de fechamento, mesmo que informações detalhadas sobre o clima de ondas estejam disponíveis, visto que aproximações são suficientes para a maior parte das aplicações práticas do conceito. Entretanto, é válida uma avaliação das equações em contraste com outros métodos de determinação da profundidade de fechamento, buscando aquele de aplicação mais simples e imediata, verificando o grau de concordância entre eles. O monitoramento sistemático de perfis é o método mais aceito para determinação da profundidade de fechamento, não sendo capaz de fornecer respostas com a agilidade necessária. As equações, por sua vez, se baseiam em

princípios físicos estabelecidos (a teoria linear de ondas e a mobilização das areias pelas ondas) e podem fornecer informações valiosas, embora muitas incertezas ainda existam quanto à aplicação de informações complementares, como geometria da antepraia e características sedimentológicas ao longo do perfil.

Torna-se imprescindível, portanto, avaliar a relação entre os diferentes indicadores da profundidade de fechamento em nosso litoral. Este trabalho busca aplicar e comparar os indicadores desta profundidade de fechamento conforme descrito na literatura (Hallermeier, 1981; Birkemeier, 1985; Houston, 1995; Nicholls *et al.*, 1998; Cowell *et al.*, 1999; Wang & Davis Jr, 2007) em três praias de características distintas e através da utilização de informações disponíveis e técnicas de baixo custo. O intuito principal é avaliar a viabilidade da aplicação das metodologias descritas e a relação entre tais metodologias.

2. PROFUNDIDADE DE FECHAMENTO

2.1. Praias: definições e nomenclatura

Diversas definições podem ser encontradas na literatura para o termo "praia" (Komar, 1976; Hoefel, 1998; Short, 1999; Muehe, 2004a). Em comum, todas essas definições relacionam praias a depósitos sedimentares no contato entre terra emersa e um corpo d'água, embora os limites de inclusão do litoral no termo praia sejam variados.

Komar (1976) considera que praias se estendem desde o nível médio das marés baixas até uma feição fisiográfica particular, como vegetação permanente, falésias ou campo de dunas. Short (1999) cita que a definição mais simples do termo inclui a área desde a base da onda modal (profundidade máxima de ação das ondas mais freqüentes sobre o fundo sedimentar) até o alcance máximo do espraiamento na face de praia. O mesmo autor reconhece que esta extensão da praia exclui parâmetros e processos, como transporte eólico e interação com feições como dunas e falésias, que podem ser importantes em determinar as características da praia, além de não definir os diferentes subsistemas dentro do prisma praial.

Hoefel (1998) define praia como um depósito sedimentar que se estende desde a profundidade de fechamento até o alcance máximo das ondas de tempestade ou alguma alteração fisiográfica brusca. Esta definição de praia é mais extensa em direção a terra que a definição de Short (1999) já que inclui a porção subaérea e emersa da praia, mas não inclui a porção marinha definida por Hallermeier (1981) como zona de empinamento (*shoaling*) de ondas cujo limite mar afora é a profundidade máxima de ação das ondas sobre o fundo sedimentar em um ano típico e cujo limite em direção a terra é a profundidade de fechamento.

Para Muehe (2004a), a praia se estende da porção subaérea até o limite mar afora da *antepraia inferior*, numa profundidade a partir da qual a ação das ondas passa a ter algum efeito sobre o transporte sedimentar. Cowell *et al.* (1999) indicam que esta profundidade possivelmente está associada à base modal das ondas incidentes. A definição da extensão de uma praia, e a classificação de seus subsistemas, proposta por Muehe (2004a), é bastante abrangente, considerando os efeitos das ondas sobre toda a zona litorânea. Além disso, a zonação proposta é condizente com discussões pretéritas sobre limites como profundidade de fechamento interna e limite de ação das ondas ou profundidade de fechamento externa (Hallermeier, 1981; Hoefel, 1998; Cowell *et al.*, 1999; Short, 1999). O presente trabalho não busca questionar as definições existentes para o termo praia ou discutir a terminologia utilizada para definir os subsistemas deste ambiente. Entretanto, é importante definir uma nomenclatura consistente que facilite a discussão do objeto deste trabalho – uma zonação transversal à costa de acordo com o comportamento morfodinâmico de cada setor. A Figura 2.1, adaptada de Muehe (1998) e baseada nas discussões de Hallermeier (1981), Cowell *et al.* (1999), Short (1999) e Muehe (2004a), ilustra a terminologia utilizada ao longo deste trabalho.



Figura 2.1: Zonação transversal de uma praia. Adaptado de: Muehe, 1998; Cowell *et al.*, 1999; Short, 1999 e Muehe, 2004a.

Em sua tentativa de definir o termo "praia", Short (1999) afirma que as praias ocorrem em todas as costas sedimentares expostas a ondas. A ocorrência das praias é, portanto, controlada pela disponibilidade de sedimentos e exposição a ondas, não dependendo de outros fatores como latitude, clima, amplitude de maré ou mesmo geomorfologia local, embora Hoefel (1998) atente para a necessidade de um espaço propício à acumulação dos sedimentos. Uma implicação deste controle é a extrema importância da natureza do sedimento e do clima de ondas na formação e evolução de uma praia.

Isso não significa que outros processos não tenham efeitos mensuráveis. Short (1982), por exemplo, observa que, mesmo em praias sob regime de micro-maré, as variações periódicas do nível do mar têm efeito na morfodinâmica praial e Masselink (1993 *apud* Hoefel, 1998) afirma que os efeitos da maré podem ser desprezados apenas em praias cuja altura de onda na arrebentação é muito maior que a amplitude das marés de sizígia. Ainda assim, Short (1999) reconhece apenas dois componentes *principais* na formação e evolução morfodinâmica das praias: ondas e sedimentos. Ao buscar uma zonação transversal à costa, Hallermeier (1981) também identifica a importância das características do sedimento e do clima de ondas local no regime morfodinâmico da praia.

As características dos sedimentos que formam uma praia e o clima oceanográfico responsável pela formação e controle morfodinâmico da praia estão interligados. As ondas são a principal força hidrodinâmica atuante no sistema praial, principalmente em costas sob o regime de micro-maré e expostas a ondas originadas nos oceanos. Estas ondas terão maior ou menor capacidade de transportar sedimentos de acordo com as características dos mesmos, notavelmente diâmetro e densidade do grão, embora outros fatores como grau de arredondamento e forma do grão possam ser importantes.

As ondas geradas pelo vento são aquelas que comumente incidem sobre a praia e modificam sua morfologia através do transporte de sedimentos. Ao longo do ano, estas ondas são sazonalmente variáveis, respondendo às condições meteorológicas responsáveis por sua geração. A maior parte das praias expostas a este regime hidrodinâmico responde na forma de perfis de ondulação e perfis de tempestade, descrição das morfologias associadas a condições de baixa e alta energia respectivamente (Sonu, 1973 *apud* Hoefel, 1998). Além dessas respostas morfológicas de curto período, as praias podem ser modificadas por eventos episódicos excepcionais, como furacões e tempestades mais intensas. Lee *et al.* (1998) afirmam que estes eventos episódicos, ou conjunto de eventos como tempestades, podem ter efeito significativo na evolução da praia a médio e longo prazo.

De qualquer forma, é evidente que em praias oceânicas as ondas incidentes são as principais responsáveis pela mobilização e transporte dos sedimentos.

2.2. Zonação transversal à praia

Da terra para o mar, a Figura 2.1 divide o perfil praial em zonas de diferentes características morfodinâmicas. A *pós-praia* é limitada por uma feição fisiográfica relativamente brusca, como escarpas erosivas, vegetação permanente, dunas frontais ou falésias, e caracterizada por feições deposicionais horizontais ou subhorizontais denominadas bermas (Muehe, 2004a). A *face de praia* encerra o prisma praial emerso, com uma dinâmica particular marcada pelo espraiamento-refluxo das ondas e processos de percolação, com influência ou não do lençol freático.

A zona de surfe compõe a antepraia superior, que se estende da face de praia até a arrebentação das ondas. Juntamente com o prisma praial emerso, a *antepraia superior* é a zona de maior mobilidade sedimentar no perfil da praia.

A antepraia média se estende das proximidades da zona de arrebentação das ondas até o limite denominado por Hallermeier (1981) como profundidade de fechamento interna (d₁), ou um ponto do perfil em que as variações morfológicas deixam de ser significativas. Este limite marca a extensão do perfil mais ativo da praia e Hoefel (1998) usa este ponto para demarcar o limite marinho de sua definição de *praia*.

Entretanto, Hallermeier (1981) define uma zona de empinamento (*shoal*) das ondas cujos limites são a profundidade de fechamento interna (d_i) e a *profundidade de fechamento externa* (d_i) – limite de atuação das ondas de um ano típico sobre o leito marinho. Esta zona é a *antepraia inferior* e seus limites estão relacionados ao regime de ondas incidentes sobre a praia e às características sedimentares. Neste trabalho, a zona de empinamento das ondas se estende até as proximidades da arrebentação, já que isto retrata melhor os processos hidrodinâmicos ao longo do perfil. A antepraia inferior é, então, limitada pelas profundidades de fechamento identificadas por Hallermeier (1981) e representam o limite de significativa mobilidade do fundo marinho por ondas de gravidade. A profundidade de fechamento externa marca a extensão mar afora do prisma praial submerso e Cowell *et al.* (1999) indicam que este ponto é possivelmente coincidente com o ponto onde o movimento orbital das ondas modais atinge o fundo.

O perfil mais ativo da praia se estende desde a pós-praia até a antepraia média, cujo limite oceânico é determinado pela profundidade de fechamento a partir da qual perfis topográficos transversais temporalmente consecutivos mostram uma variação vertical desprezível. Desprezível é geralmente definido como menor que a resolução das técnicas comumente utilizadas no levantamento dos perfis transversais. Hallermeier (1981) e Cowell *et al.* (1999) afirmam que o envoltório de perfis consecutivos em um ano típico diminui em direção ao mar e eventualmente sua amplitude é reduzida a menos que 0,30 m (definido a partir da sensibilidade do método de levantamento dos perfis), marcando o limite entre a antepraia média e inferior num ponto que Hallermeier (1981) chama de *profundidade de fechamento* (h_c) (Figura 2.2). O mesmo autor reconhece que a definição da extensão mar afora da zona de empinamento de ondas, ou *profundidade de fechamento externa*, é uma informação suplementar.



Figura 2.2: Envoltório de perfis transversais à costa (SE da Austrália), evidenciando o fechamento do perfil a partir de variações menores que 0,30 m (adaptado de Cowell *et al.*,

1999)

A profundidade de fechamento pode ser determinada através da superposição de perfis transversais à praia, buscando encontrar a profundidade a partir da qual mudanças na topografia submarina não existem ou são negligenciáveis (i.e. Nicholls et al., 1998; Capobianco et al., 1997; Hallermeier, 1981; Wang & Davis Jr., 2007). Esta forma de determinação requer uma série de dados longa o bastante para uma correta avaliação destas variações morfológicas, mas é a metodologia que fornece informações mais detalhadas. Quando aplicada em conjunto com um acompanhamento das condições hidrodinâmicas (i.e. Lee et al., 1998), esta metodologia pode ser extremamente útil no entendimento dos processos que governam a dinâmica sedimentar da antepraia. A dificuldade é que uma série de dados relevantes é de difícil obtenção por exigir o levantamento de perfis freqüentes e por um longo período de observação - da ordem de anos ou até décadas. Embora este tipo de informação seja essencial à comunidade científica, principalmente para compreender e quantificar os processos sedimentares, seu valor prático para a engenharia e o gerenciamento costeiro é reduzido em função das dificuldades logísticas e longo período de tempo associado à obtenção de uma série de dados significativa.

2.3. Mobilização de sedimentos por ondas

As ondas se propagam pelos mares e oceanos em um processo de transferência de energia, com mínimo movimento de massa. As partículas de água em

uma onda que se propaga em águas profundas descrevem um movimento aproximadamente circular (Figura 2.3a), em um processo descrito como movimento orbital. Durante a crista da onda, as partículas se deslocam no sentido de propagação da onda. Durante a cava, as partículas se deslocam no sentido oposto. Este movimento é apenas aproximadamente circular e não descreve um círculo completamente fechado, resultando em um modesto deslocamento resultante no sentido de propagação das ondas (Brown *et al.*, 1989). O diâmetro deste movimento orbital corresponde, na superfície, a altura da onda (Brown *et al.*, 1989; Komar, 1976). Com o aumento da profundidade, o diâmetro orbital decresce exponencialmente até que cesse o deslocamento de partículas. Este decréscimo é mais acentuado em ondas de menor período (Komar, 1976).

Em águas rasas, ou seja, em profundidades menores que metade do comprimento de onda, o movimento orbital das partículas em uma onda alcança o fundo marinho e sofre resistência devido à fricção. O movimento orbital passa a ser progressivamente menos circular e mais elíptico, até que se torne um movimento de vaivém junto ao fundo (Figura 2.3b).



Figura 2.3: Movimento orbital das partículas de água em uma onda se deslocando em águas profundas (a) e em águas rasas (b) (adaptado de Brown *et al.*, 1989)

Correntes sobre o fundo marinho podem ter a capacidade de mobilizar o sedimento, podendo colocá-lo em suspensão ou transportar-lo junto ao fundo. Para que isto aconteça, o fluxo deve ser intenso o bastante para sobrepujar a força gravitacional sobre o grão e a resistência do atrito entre o grão e a superfície. A força exercida pelo fluxo sobre o grão pode, portanto, ser decomposta em uma componente vertical e uma componente horizontal (Figura 2.4). As forças que o fluxo exerce sobre o grão não necessariamente passam pelo centro de gravidade do mesmo. A geometria dos grãos e das formas de fundo tem influência na incidência do fluxo sobre o grão.



Figura 2.4: Forças agindo sobre um grão (adaptado de Brown et al., 1989)

Esse balanço de forças sobre os grãos no leito marinho é determinante na iniciação, ou não, do movimento destes grãos. Através da Figura 2.1, pode-se concluir que caso a força de suspensão seja maior que a força da gravidade, o grão entrará em movimento. Embora isto seja verdadeiro, geralmente o movimento incipiente dos grãos é iniciado por rolamento. A componente horizontal do fluido deve ser intensa o bastante para vencer o atrito com outros grãos. O diâmetro e a geometria dos grãos têm grande importância neste processo, já que o atrito e os obstáculos à iniciação do movimento são dependentes destes fatores (Dean & Dalrymple, 2002).

Por outro lado, Komar (1976) destaca a importância do movimento orbital das ondas em águas rasas no transporte de sedimentos. O movimento de vaivém sobre o fundo não resulta, necessariamente, em transporte do sedimento, mas o gasto de energia pode ser suficiente para suspender, e manter em suspensão, a areia do fundo. Não sendo necessário vencer o atrito e a fricção do fundo, a presença de qualquer corrente unidirecional resultaria em transporte de sedimento. A Figura 2.5 ilustra este modelo, onde u_0 é o movimento orbital junto ao fundo, responsável pela mobilização

do sedimento, $\overline{u_{\ell}}$ é a corrente responsável pelo transporte I_{ℓ} . Através deste modelo, Bagnold (1963 *apud* Komar, 1976) define uma relação que calcula o transporte sedimentar de acordo com a velocidade da corrente, da potência disponível pelo movimento das ondas e da velocidade orbital junto ao fundo. Este modelo ilustra a importância da propagação de ondas em águas intermediárias e rasas no transporte sedimentar.



Figura 2.5: Modelo esquemático de mobilização do sedimento por ondas em praias arenosas (adaptado de Komar, 1976)

Qualquer fluxo que se desloque imediatamente sobre o fundo é submetido à resistência do mesmo. A fricção com o fundo tem o efeito de retardar o fluxo e esse efeito é sentido não apenas pela água imediatamente em contato com o sedimento, mas por toda a região chamada *camada limite* (*boundary layer*) (Figura 2.6). Aagard & Masselink (1999) definem camada limite como a camada imediatamente acima do leito marinho onde o fluxo do fluido é influenciado pela resistência do fundo. Em fluxos unidirecionais, Brown *et al.* (1989) afirmam que essa camada pode ter espessura de um a dez metros e, em águas rasas, pode ocupar toda a coluna d'água. Aagaard & Masselink (1999) distinguem a camada limite criada por correntes unidirecionais, de maior espessura já que têm tempo para se desenvolver, daquela gerada por ondas, cuja espessura é tipicamente da ordem de alguns centímetros. Estes autores afirmam que uma camada limite do tipo oscilatória é interrompida e recriada aproximadamente duas vezes a cada ciclo de onda (período). Sua espessura é diretamente proporcional ao período de onda e à velocidade do movimento orbital.



Figura 2.6: Efeito da fricção em correntes sobre o fundo marinho (adaptado de Brown *et al.*, 1989)

Segundo Aagaard & Masselink (1999), o aspecto físico mais importante relacionado a esta camada limite é o esforço de cisalhamento (τ), que determina o gradiente de velocidade junto ao fundo e as forças de mobilização que atuam sobre o sedimento no leito marinho. O valor deste estresse de cisalhamento sobre o fundo é fundamental para determinar a ocorrência ou não de mobilização de sedimentos (Brown *et al.*, 1989; Aagaard & Masselink, 1999). O esforço de cisalhamento é geralmente descrito em termos da *velocidade de cisalhamento* (u_*), segundo a equação 1 (Brown *et al.*, 1989; Aagaard & Masselink, 1999; Dean & Dalrymple, 2002), que descreve o esforço de cisalhamento em função das ondas.

$$\tau_{b,w} = \rho \ u_{*,w}^2 = \frac{1}{8} \rho f_w u^2 \tag{1}$$

onde $\tau_{b,w}$ é o esforço de cisalhamento sobre o fundo marinho em função das ondas, ρ é a densidade do fluido (água do mar, neste caso), $u_{*,w}$ é a velocidade de cisalhamento induzida por ondas, u é a velocidade orbital sem o efeito da fricção, g é a aceleração da gravidade e f_w é um fator adimensional de fricção das ondas (*wave friction factor*) que descreve a proporção entre a velocidade de cisalhamento induzida por ondas e a velocidade orbital desconsiderando os efeitos do fundo.

Como mostra a Figura 2.3, a propagação de uma onda gera um movimento oscilatório de partículas de água ao longo da coluna d'água. Este movimento é aproximadamente circular em águas profundas e seu diâmetro decresce com a profundidade. Ao adentrar águas mais rasas, os efeitos da fricção com o fundo passam a ser notados e os movimentos orbitais assumem uma forma progressivamente mais elíptica até se tornarem um movimento de vaivém em águas rasas. Esse movimento atuando sobre o fundo marinho pode ter intensidade suficiente

para mobilizar e suspender os grãos, disponibilizando-os para transporte. As equações 2, 3 e 4 a seguir descrevem, de acordo com a teoria linear de ondas, as velocidades orbitais em águas profundas (profundidade maior que metade do comprimento de onda), intermediárias (profundidades entre L/20 e L/2) e rasas (profundidades menores que L/20), respectivamente.

$$u_m = \frac{\pi D_0}{T} \tag{2}$$

$$u_m = \frac{\pi H}{T \sinh(2\pi h/L)} \tag{3}$$

$$u_m = \frac{Hc}{2h} = \frac{H}{2} \sqrt{\frac{g}{h}}$$
(4)

onde *T* é o período de onda, D_0 é o diâmetro orbital, *H* é a altura de onda, *h* é a profundidade e *L* é o comprimento de onda.

Nota-se que a velocidade orbital máxima é proporcional ao diâmetro orbital e inversamente proporcional ao período de onda em águas profundas. Em águas intermediárias, é proporcional à altura de onda e inversamente proporcional à profundidade e ao período de onda. Isto é, conforme uma onda adentra águas progressivamente mais rasas, maior será a velocidade orbital máxima junto ao fundo.

A movimentação de grão é iniciada quando o esforço de cisalhamento é grande o bastante para vencer as forças gravitacionais e de atrito. Este limiar é dito esforço crítico de cisalhamento (τ_*), geralmente expresso pela velocidade crítica de cisalhamento (u_{c^*}), de acordo com a equação 1. Esta velocidade crítica pode ser calculada para as características dos grãos, principalmente diâmetro e densidade. A Figura 2.7 exemplifica, para águas intermediárias e grãos de quartzo de densidade 2,65_x10³ kg.m⁻³, a relação entre a velocidade orbital máxima junto ao fundo e a movimentação de sedimentos de diferentes diâmetros.



Figura 2.7: Relação entre velocidade orbital máxima junto ao fundo e movimentação de sedimentos em ondas de diferentes períodos. Adaptado de Brown *et al.* (1989)

Aagaard & Masselink (1999) argumentam que, apesar de algumas dificuldades conceituais, o estabelecimento de limites críticos para a movimentação de sedimentos é razoavelmente bem definido e depende da razão entre as forças de mobilização e estabilização. Esta razão é quantificada através do parâmetro de Shields (equação 5).

$$\theta = \frac{\tau_*}{(\rho_a - \rho)gD_{50}} \tag{5}$$

onde τ_* é o esforço crítico de cisalhamento, ρ é a densidade do fluido, ρ_s a densidade do sedimento, g é a aceleração da gravidade e D_{50} é o diâmetro mediano do sedimento.

O valor crítico do parâmetro de Shields pode ser definido por uma função do número de Reynolds $f(R_{e^*})$, um parâmetro adimensional que determina as características do fluxo junto ao fundo e, portanto, define as forças de mobilização (equação 6).
$$R_{e^*} = \frac{u_* D_{50}}{v}$$
(6)

onde u_* é a velocidade de cisalhamento e v é a viscosidade cinemática do fluido, definida por $v = \mu/\rho$, onde μ é viscosidade dinâmica (absoluta) do fluido.

Nielsen (1992 *apud* Aagaard & Masselink, 1999) e Benassai (2006) definem, para partículas arenosas, um valor crítico do parâmetro de Shields por $\theta_c \approx 0.05$. Dean & Dalrymple (2002) estabelecem este valor crítico em $\theta_c \approx 0.03$. A Figura 2.8 mostra a relação empírica entre o parâmetro de Shields e o número de Reynolds, baseado na velocidade de cisalhamento, para grãos de diversas composições.



Figura 2.8: Curva de Shields para iniciação do movimento dos grãos. Adaptado de Raudkivi (1967 *apud* Dean & Dalrymple, 2002)

Aagaard & Masselink (1999) reconhecem que estes limites foram definidos principalmente por estudos em laboratório, utilizando um único diâmetro de grão e condições simplificadas. Em praias, a assembléia de grãos irá conter partículas menores, de mais fácil mobilização, o que está de acordo com a decisão de outros autores (*i.e.* Hallermeier, 1981; Dean & Dalrymple, 2002) de utilizar um valor crítico menor ($\theta_c \approx 0,03$). Além disso, outros parâmetros podem ter influência na suspensão de sedimentos, como a presença de formas de fundo nos ambientes naturais. Os mesmos autores argumentam que para estudos na zona de surfe estes detalhes não são importantes já que os valores críticos são comumente alcançados devido às fortes turbulências.

2.4. Profundidade de fechamento teórica

Como mencionado anteriormente, Hallermeier (1981) define uma zonação anual tripartite do perfil de praia transversal à costa (Figura 2.9), baseado na teoria linear de ondas (teoria de ondas de Airy) e em aspectos bem conhecidos da mobilização de sedimentos pelas ondas. Esta zonação divide o perfil normal à costa em três zonas, do mar para o continente, em ordem crescente de mobilidade do fundo marinho: "zona offshore", "zona de empinamento" e "zona litorânea". A zona offshore corresponde à plataforma continental interna na Figura 2.1; a zona de empinamento à antepraia inferior; e a zona litorânea à antepraia média e superior.



Figura 2.9: Zonação tripartite do perfil de praias arenosas. Modificado de Hallermeier (1981)

Hallermeier (1981) baseia sua divisão na capacidade crescente de mobilização do sedimento pelas ondas com o decréscimo da profundidade. Os limites que determinam as zonas são: a *profundidade de fechamento interna* (d_i) e a *profundidade de fechamento externa* (d_i). O primeiro (d_i) é definido como a maior profundidade de erosão da areia por ondas anuais extremas e corresponde ao limite marinho de mudanças sazonais do perfil. O segundo (d_i), o limite oceânico da zona de empinamento, é definido como a profundidade máxima de movimentação de areia, assumindo-se um fundo plano, e corresponde ao limite oceânico do perfil construído por ondas (Hallermeier, 1981), representando o limite com a plataforma continental interna.

Tradicionalmente, a determinação da amplitude morfodinâmica de um perfil transversal à costa é feita através da superposição de perfis sucessivos durante um período de tempo adequado. Hallermeier (1981) propõe que estes limites sejam calculados a partir dos valores críticos de mobilização de areia quartzosa pelas ondas, buscando eliminar a necessidade de longos e difíceis monitoramentos. Com esses

valores críticos, as profundidades limítrofes são determinadas para as características do sedimento local e do clima de ondas anual, assumindo a teoria linear de ondas e uma distribuição acumulativa exponencial das alturas de onda.

Hallermeier (1977, 1978 *apud* Hallermeier, 1981) define, a partir de testes em tanques, que a profundidade limite de atuação significativa das ondas sobre o leito marinho é descrita com precisão pela equação 7. Esta equação estabelece o valor crítico para um número de Froude que descreve os processos de suspensão de sedimentos.

$$\Phi = \left(\frac{u_b^2}{\gamma' gh}\right) = 0.03 \tag{7}$$

onde u_b é a velocidade máxima horizontal do fluido a uma profundidade h de acordo com a teoria linear de ondas, g é a aceleração da gravidade e γ' é a relação entre a diferença de densidade entre o sedimento e o fluido e a densidade do fluido (equação 8).

$$\gamma' = (\rho_s - \rho)/\rho \tag{8}$$

Substituindo (8) em (7), temos a equação 9 a seguir:

$$\Phi = \left(\frac{\rho u_b^2}{(\rho_s - \rho)gh}\right) = 0.03 \tag{9}$$

Segundo Dean & Dalrymple (2002), Hallermeier (1978) encontra a equação 9 através da utilização do parâmetro de Shields com valor crítico $\theta_c \approx 0.03$ (equação 5), substituindo o esforço de cisalhamento da equação 1, $\tau_{b,w} = 1/8 \rho f_w u^2$. A equação 9 é expressa em termos da profundidade, mas o diâmetro do sedimento pode ser inserido de acordo com a relação da equação 10 (Dean & Dalrymple, 2002).

$$\Phi = \frac{0.03f_w h}{8D_{50}}$$
(10)

Na equação 7, a profundidade de atuação da velocidade orbital é efetivamente a profundidade de fechamento (h_c) ou a profundidade de fechamento interna (d_l), segundo a nomenclatura de Hallermeier (1981). Substituindo a velocidade orbital máxima (u_m) em águas intermediárias (equação 3) na equação 7, temos:

$$u_{b}^{2} = 0.03\gamma' gh_{c}$$

$$\left(\frac{\pi H}{T \sinh\left(\frac{2\pi}{L}h_c\right)}\right)^2 = 0.03\gamma' gh_c$$
(11)

Desenvolvendo e considerando $2\pi/L = k$:

$$(\pi H)^{2} = 0.03\gamma' gh_{c}T^{2} \sinh^{2}(kh_{c})$$
$$\frac{1}{\sinh^{2}(kh_{c})} = \frac{0.03\gamma' gh_{c}T^{2}}{\pi^{2}H^{2}}$$
$$\sinh^{2}(kh_{c}) = \frac{\pi^{2}H^{2}}{0.03\gamma' gh_{c}T^{2}}$$

Multiplicando ambos os termos por kh_c :

$$kh_c \sinh^2(kh_c) = kh_c \frac{\pi^2 H^2}{0.03\gamma' gh_c T^2}$$

Substituindo k no segundo termo:

$$kh_{c} \sinh^{2}(kh_{c}) = \frac{2\pi h_{c}}{L} \frac{\pi^{2} H^{2}}{0.03\gamma' g h_{c} T^{2}}$$

$$kh_{c} \sinh^{2}(kh_{c}) = \frac{2\pi^{3} H^{2}}{0.03\gamma' g T^{2} L}$$
(12)

A relação de dispersão da teoria linear de ondas pode ser descrita em relação ao comprimento de onda (equação 13) (Komar, 1976; Dean & Dalrymple, 2002; Benassai, 2006).

$$L = \frac{gT^2}{2\pi} \tanh\left(\frac{2\pi h_c}{L}\right)$$
(13)

Considerando $2\pi/L = k$ e substituindo o comprimento de onda na equação 12, temos:

$$kh_{c} \sinh^{2}(kh_{c}) = \frac{2\pi^{3}H^{2}}{0,03\gamma'gT^{2}} \frac{2\pi}{gT^{2} \tanh(kh_{c})}$$

$$kh_{c} \sinh^{2}(kh_{c}) \tanh(kh_{c}) = \frac{4\pi^{4}H^{2}}{0,03\gamma'g^{2}T^{4}}$$

$$kh_{c} \sinh^{2}(kh_{c}) \tanh(kh_{c}) = \frac{4\pi^{4}H^{2}}{0,03\gamma'(gT^{2})^{2}}$$
(14)

A equação 14, desenvolvida acima, foi proposta por Hallermeier (1981) para determinar a profundidade de fechamento em praias arenosas. Esse procedimento considera apenas as mudanças no comprimento de onda conforme a onda se aproxima de águas mais rasas. O espectro e a altura de onda são modificados de acordo com a direção de propagação e fricção com o fundo (Hallermeier, 1981).

A equação 14 pode ser resolvida através de iteração ou outros métodos numéricos, mas sua solução é complexa e envolve simplificações ou aproximações (Dean & Dalrymple, 2002). Hallermeier (1978 *apud* Hallermeier, 1981) desenvolveu uma aproximação analítica que define, para ambientes marinhos de sedimentos compostos por quartzo e diâmetro mediano entre 0,16 e 0,42 mm (2,6 e 1,3 fi), explicitamente uma profundidade de fechamento. Esta aproximação é descrita pela equação 15, assumindo-se que $\gamma' = (\rho_s - \rho)/\rho = 1,65$.

$$h_c \cong 2,28.H_s - 68,5.(\frac{H_s^2}{gT^2})$$
 (15)

onde H_s é a altura significativa e T é o período de onda associado.

Hallermeier (1981) relata que as equações 7 e 15 resultaram em boa concordância com dados disponíveis quando utilizada com uma altura de onda extrema (H_{sx}), excedida apenas 12 horas por ano, e seu período associado. As equações foram capazes de determinar a profundidade de fechamento anual de uma pequena série de perfis em três praias sob climas de ondas distintos. As equações encontraram, com aproximadamente 10% de erro, a profundidade de fechamento a partir da qual variações são menores que ±15 cm ou 30 cm, onde 30 cm é a precisão nominal das técnicas de levantamentos de perfis. Hallermeier (1981) sugere que a profundidade de fechamento seja calculada a partir do nível médio de maré baixa, para obter um valor mais conservador já que correntes podem aumentar a velocidade orbital sobre o fundo, alterando o instante crítico de mobilização dos grãos. Esta restrição é mais importante em regimes de meso- e macro-maré (Nicholls *et al.*, 1998).

Dean & Dalrymple (2002) extrapolam o conceito de onda extrema anual e sugerem que a onda extrema seria aquela cuja altura é excedida apenas 0,137% do tempo considerado. A utilização deste parâmetro estatístico incomum dificulta a utilização da equação. Entretanto, Hallermeier (1981) aponta que Thompson & Harris (1972) relataram uma forma de cálculo desta onda extrema (H_{sx}) através da altura significativa (H_s – definida como a média do terço superior da população) e o desvio padrão associado (equação 16). Esta equação é baseada em uma distribuição exponencial modificada de altura de ondas.

$$H_{sx} = H_s + 5.6.\sigma \tag{16}$$

onde H_{sx} é altura significativa, H_s é a altura de onda significativa e σ é o desvio padrão associado à altura de onda significativa.

Thompson (1977 *apud* Hallermeier, 1981) mostra que o período associado à altura de onda significativa pode ser diferente do período associado à altura de onda extrema, mas Hallermeier (1981) sugere a utilização do período de onda significativa quando não houver outras informações disponíveis, já que este parâmetro tem pouca influência na determinação da profundidade de fechamento. A equação 15 pode, portanto, ser reescrita substituindo a altura de onda significativa pela altura de onda extrema (ou "efetiva", segundo Dean & Dalrymple, 2002). O período de onda pode ser substituído pelo período associado à onda extrema ou, como sugerido por Hallermeier (1981), pode ser mantido já que sua influência no cálculo da profundidade de fechamento é pequena. As equações 17 e 18 mostram, respectivamente, essas alterações.

$$h_c \cong 2,28.H_{sx} - 68,5.(\frac{H_{sx}^2}{g.T_e^2})$$
(17)

$$h_c \cong 2,28.H_{sx} - 68,5.(\frac{H_{sx}^2}{g.T^2})$$
 (18)

onde T_e é o período de onda associado à onda extrema, excedida apenas 12 horas em um ano típico ou 0,137% da escala de tempo considerada.

A partir destas considerações, Hallermeier (1981) simplifica, com resultados satisfatórios, ainda mais a aproximação analítica da equação 15, criando uma equação que apenas depende da altura significativa e o desvio padrão associado ao seu cálculo (equação 19). As bases para tal simplificação analítica se encontram na equação 7, assumindo climas de ondas típicos e areias quartzosas na água de mar, de forma que $\gamma' = (\rho_s - \rho)/\rho = 1,65$. Embora ainda seja necessária uma série de dados de ondas de boa relevância estatística, o uso destes parâmetros descritivos comuns faz com que o modelo seja mais facilmente aplicável.

$$h_c \cong 2.H_s + 11.\sigma \tag{19}$$

Birkemeier (1985) utilizou uma série de perfis sucessivos e superpostos ao longo de 18 meses e dados de ondas coletados a cada 6 horas por um ondógrafo a 18

metros de profundidade a fim de testar a equação 17. Para atingir seu objetivo, utilizou 10 conjuntos de perfis transversais (inicial e final) e encontrou valores de profundidade de fechamento em média 1,4 m mais rasos que aqueles previstos pela equação 17. Por regressão linear e forçando a reta pela origem, Birkemeier (1985) modificou as constantes da equação 17 para melhor ajuste a sua série de dados. A Figura 2.10 mostra a relação entre as profundidades de fechamento calculadas pela equação 17 e medidas por perfis sucessivos. A equação 20 mostra a equação modificada por Birkemeier (1985).



Figura 2.10: Relação entre profundidade de fechamento prevista pela equação 17 e medida através de perfis sucessivos. Modificado de Birkemeier (1985).

$$h_c \cong 1,75.H_{sx} - 57,9.(\frac{H_{sx}^2}{g.T_e^2})$$
 (20)

Com isso, Birkemeier (1985) conclui que a relação entre profundidade de fechamento e altura de onda, com um ajuste para a esbeltez da onda, é consistente, embora os coeficientes tivessem de ser ajustados.

A equação modificada por Birkemeier apresenta valores 20 % mais rasos, já que reduz a constante referente ao primeiro termo, o principal controlador dos valores obtidos (Wang & Davis, 2007). Embora a equação 20 ainda mantenha a mesma forma da equação 17 de Hallermeier (1981), Birkemeier (1985) sugere que a equação 21 se ajusta razoavelmente aos dados da Figura 2.10.

$$h_c \cong 1,57.H_{sx} \tag{21}$$

Birkemeier (1985) mostra que as equações 20 e 21 apresentam boa concordância com a série de dados de perfis transversais. Além disso, as equações determinaram com desvios menores que 30 cm a maior profundidade de fechamento medida, após a maior tempestade do período de estudo. A equação de Hallermeier (1981) é uma simplificação analítica baseada na velocidade de fluxo junto ao fundo causada pelas ondas e na capacidade de remobilização de sedimentos quartzosos por este fluxo. Já a equação de Birkemeier (1985) é resultado de modificação das constantes da equação de Hallermeier (1981) para melhor ajuste a uma série específica de dados. Portanto, a equação proposta originalmente é a que contem maior significado físico, já que está diretamente relacionada ao processo de transporte de sedimentos.

Houston (1995) utiliza a equação 21 para relacionar a profundidade de fechamento apenas à altura de onda significativa anual (equação 22). A equação 22 é obtida substituindo a relação da equação 16 e assumindo que $\sigma = 0,62.H_s$ (Shore Protection Manual, 1984 *apud* Houston, 1995). O autor afirma que, apesar da equação 22 fornecer um método simples de determinação da profundidade de fechamento, a melhor forma de determinar este limite é através do levantamento de perfis sucessivos ao longo de pelo menos um ano. Além disso, Houston (1995) afirma que a relação entre desvio padrão e altura significativa só deve ser feita na ausência de informações mais confiáveis do clima de ondas.

$$h_c \cong 1,57.H_{sx} = 6,75.H_{s.anual}$$
 (22)

onde $H_{s.anual}$ é altura significativa anual.

Wang & Davis Jr (2007) afirmam que a equação 22 fornece valores muito baixos em relação àqueles verificados em campo. Sugerem que a troca do coeficiente para 12,25 pode fornecer melhores resultados (equação 23).

$$h_c \cong 12,25.H_{s.anual} \tag{23}$$

Estes são os principais métodos de previsão da profundidade de fechamento em função do clima de ondas. Nicholls *et al.* (1998) publicaram a mais detalhada avaliação da abordagem de Hallermeier (1981) (equação 17) para determinação da profundidade de fechamento. Os autores utilizaram 12 anos de perfis de alta precisão (melhor que 3 cm) na Carolina do Norte (EUA), coletados a cada duas semanas e após grandes tempestades. Contaram, também, com dados de ondas coletados a 18 metros de profundidade a cada 6 horas (e a cada hora durante as tempestades) através de um ondógrafo a 6 km da costa. Seus resultados mostram que a equação 17 é capaz de determinar estimativas robustas da profundidade de fechamento, especialmente na avaliação de eventos erosivos individuais. A previsão de h_c em situações predominantemente construtivas, onde há acúmulo de sedimentos na antepraia superior e na praia emersa, é mais problemática. Nessas situações, entretanto, há um balanço sedimentar positivo na região mais continental da praia.

Apesar de recomendarem o uso da equação 17, Nicholls *et al.* (1998) sugerem que seja utilizada para prever um *limite* da profundidade de fechamento para as condições de mar determinadas (altura e período de onda). Cowell *et al.* (1999) afirmam que, mesmo que estejam disponíveis informações detalhadas do clima de ondas em dada região, discutir a precisão dos modelos matemáticos não tem sentido já que tais modelos assumem simplificações de processos e aproximações *a priori*, além de possuírem ajustes empíricos. Entretanto, este trabalho não se propõe a verificar a precisão centimétrica das profundidades calculadas, mas sim avaliar a viabilidade de aplicação das metodologias descritas e a manutenção de um certo grau de coerência entre as diferentes formas de determinação da profundidade de fechamento, embora não seja necessário, para fins de gerenciamento, localizar este limite precisamente.

2.5. Aspectos temporais da profundidade de fechamento

Lee *et al.* (1998) consideram importante definir se a evolução de um perfil praial é simplesmente o efeito acumulativo de processos sazonais ou se processos de escala mais ampla são determinantes. Seus estudos, não conclusivos, mostram que embora grupos de tempestades atuando como eventos episódicos de grande intensidade possam alterar significativamente a morfologia da praia, o período de calmaria entre estes eventos é de grande importância na evolução morfo-sedimentar das costas arenosas. Ao longo de um período de tempo, geralmente ocorrerão diversos e eventos de magnitude moderada e alguns poucos eventos de intensidade muito maior. Caso o período de observação seja suficientemente longo, será possível identificar um resultado representativo de todas as situações, mas isso geralmente não ocorre (Woodroffe, 2002). Espera-se que uma tempestade de período de recorrência de 100 anos seja muito mais intensa e tenha efeitos muito maiores que uma tempestade de recorrência de 10 anos. Entretanto, não é claro se o efeito desta tempestade centenária será maior ou menor que o efeito acumulado de várias tempestades menores ao longo do tempo (Woodroffe, 2002).

É nesse sentido que Nicholls *et al.* (1998) discutem o significado de uma profundidade de fechamento do perfil transversal à costa. Estes autores citam a grande perda de sedimentos na costa do Texas (Estados Unidos) após a passagem do furação Carla (Hayes, 1967) como um exemplo onde o conceito de fechamento de Hallermeier (1981) é inválido. Sob condições não tão extremas, Lee *et al.* (1998) mostram que tempestades intensas relativamente freqüentes (neste caso, aproximadamente 2 eventos por ano), quando combinadas em uma série de eventos, têm o mesmo impacto no perfil do sistema praia-antepraia que tempestades ainda mais intensas, porém de recorrência menor. A evolução meso-temporal do perfil depende de suas características iniciais bem como da intensidade e tempo de retorno (ou freqüência) de grupos de tempestades. Este fato, em conjunto com a perspectiva de mudanças globais que potencialmente podem intensificar a ocorrência de tempestades, torna difícil a estimativa de evolução do perfil em escalas mais longas.

Nicholls *et al.* (1998) afirmam que o conceito de profundidade de fechamento pode ser abordado por duas visões relacionadas à escala temporal: (1) profundidade de fechamento dependente de eventos, determinada pela resposta em curto prazo a um único evento erosivo ou construtivo (ou conjunto de eventos, como tempestades); (2) profundidade de fechamento em intervalo de tempo, que representa a resposta do perfil a diversos eventos de erosão e deposição por um período longo de tempo (um ano, dois anos, 10 anos). O primeiro está relacionado a eventos hidrodinâmicos específicos, como mostra a Figura 2.11a, onde está assinalada a profundidade de fechamento relacionada a uma tempestade ocorrida no dia 12 de dezembro de 1982. Esta profundidade foi determinada pela superposição de dois perfis, um levantado cinco dias antes do evento e outro três dias depois. Já a Figura 2.11b ilustra a segunda abordagem, mostrando o desvio padrão ao longo da superposição de 316 perfis investigados ao longo de 12 anos.

28



Figura 2.11: Dois perfis transversais consecutivos (a) e o desvio padrão de perfis superpostos ao longo de 12 anos (b) (adaptado de Nicholls *et al.*, 1998)

As profundidades de fechamento teóricas calculadas pelas equações descritas na seção anterior não consideram explicitamente uma escala temporal prédeterminada. O aspecto temporal está presente, entretanto, através da escolha dos parâmetros de onda usados nos cálculos. Hallermeier (1981) sugere o uso de estatísticas do clima de ondas anual em suas equações. Implicitamente, isto significa que a profundidade de fechamento é calculada para condições anuais típicas. Mesmo quando é utilizada a altura de onda extrema em um ano típico, a escala de tempo implícita ainda é anual.

Nicholls, Birkemeier & Hallermeier (1996 *apud* Dean & Dalrymple, 2002) generalizaram a profundidade de fechamento explícita pela equação 17 de forma a incluir escalas temporais diferentes de um ano (equação 24).

$$h_c \simeq 2,28.H_{(t)sx} - 68,5.(\frac{H_{(t)sx}^2}{gT_{(t)e}^2})$$
 (24)

onde $H_{(t)sx}$ é a altura de onda excedida apenas 0,137% do tempo *t* considerado e $T_{(t)e}$ é o período associado.

Dessa forma, as variáveis passam a ser funções do tempo e há uma tendência de acréscimo da altura de onda extrema com o aumento da escala temporal. Com isso, há também uma tendência de aumento da profundidade de fechamento com o aumento da escala temporal. Nicholls *et al.* (1998) afirmam, mesmo com a inclusão do tempo na equação 24, o único fator que afeta a profundidade de

fechamento de Hallermeier (1981) é a altura das maiores ondas em determinado período. Na realidade, a evolução dos perfis transversais representa uma resposta conjunta às condições hidrodinâmicas, incluindo o balanço entre processos erosivos ou construtivos. Com uma série de dados de 12 anos de perfis transversais à costa e registros de ondas ao longo do mesmo tempo, Nicholls et al. (1998) foram capazes de avaliar a profundidade de fechamento ao longo do tempo. Para isso, definiram profundidades através da equação 24 e usando as seguintes escalas temporais: 1 ano (46 observações de fechamento), 2 anos (42 observações), 4 anos (34 observações) e 8 anos (18 observações). Compararam estes cálculos com o fechamento obtido através da superposição de perfis nos mesmos períodos e concluíram que a profundidade de fechamento em função da escala de tempo é um parâmetro válido, até o limite de quatro anos (Tabela 2.1). Entretanto, em períodos onda houve construção da praia, a concordância entre a equação com o fechamento através de perfis diminuiu. Além disso, a profundidade de fechamento anual foi sempre maior que aquela associada a eventos erosivos específicos, o que corrobora com a visão de que h_c é resultado de diversos processos e não simplesmente uma conseqüência do evento de maior hidrodinâmica.

Escala Temporal	Concordância (em percentual de casos)
1 ano	65%
2 anos	60%
4 anos	44%
8 anos	3%

Tabela 2.1: Concordância entre a profundidade de fechamento calculada e mensurada, emdiferentes escalas temporais (Nicholls *et al.*, 1998)

Cowell *et al.* (1999) argumentam que o conceito de profundidade de fechamento anual é inválido para estudos costeiros de larga escala e gerenciamento. Segundo Nicholls *et al.* (1998) a profundidade de fechamento aumenta com o tempo e certamente o fechamento anual será menor que o fechamento em períodos maiores, (de décadas a milênios). Portanto, a profundidade de fechamento deste limite oceânico com o aumento da escala temporal (Nicholls *et al.*, 1998; Cowell *et al.*, 1999; Phillips & Williams, 2007). Masselink & Hughes (2003) argumentam que essa tendência é função da maior probabilidade de ocorrência de ondas extremas, embora outros autores acreditem nos efeitos acumulativos de fenômenos de curto período – transporte sedimentar de baixa intensidade pode não ser mensurável a cada mês, mas pode ter

efeitos significativos na morfologia ao longo de um período mais longo. Cowell *et al.* (1999) reconhecem que pouco se conhece, quantitativamente, da evolução da antepraia nestas escalas mais longas. A profundidade de fechamento, seja anual ou calculada para escalas mais longas até 4 anos, representa o limite de variação da morfologia do fundo sob condições *típicas*. Variações verticais maiores que 30 cm podem acontecer em escalas mais longas que a considerada ou mesmo em função da ocorrência de tempestades severas (Cowell *et al.*, 1999). Essas mudanças bruscas podem ser vistas como uma distorção temporária da antepraia média e superior, estendendo mar afora a profundidade de fechamento e criando um *perfil transiente* ou *temporário* (Inman & Dolan, 1989 *apud* Cowell *et al.*, 1999) (Figura 2.12).



Figura 2.12: Perfil *transiente* devido à erosão por tempestades de recorrência maior que um ano (adaptado de Cowell *et al.*, 1999)

Por outro lado, mudanças graduais de larga escala podem ser vistas como um movimento de translação de toda a antepraia média e superior (Niedoroda *et al.*, 1985). A profundidade de fechamento seria deslocada juntamente com a antepraia (Cowell *et al.*, 1999) (Figura 2.13).



Figura 2.13: Evolução da antepraia média e superior em escalas de tempo superiores a um ano (adaptado de Cowell *et al.*, 1999)

2.6. Geometria da antepraia

Everts (1978 *apud* Hallermeier, 1981) sugere um indicador indireto para a determinação do limite da zona costeira mais ativa (em relação a processos sedimentares). Este autor mostra que é possível determinar duas seções características do perfil transversal: uma antepraia de forma parabólica e uma seção mais plana. Segundo Hallermeier (1981), a determinação do limite pelo indicador geométrico gera incertezas quanto à escala temporal considerada e quanto à natureza do transporte sedimentar responsável por este limite. É importante notar que a própria formação da plataforma continental interna pode exercer influência sobre os resultados obtidos por este método.

Embora Everts (1978 *apud* Hallermeier, 1981) afirme que é possível identificar o limite entre dois ambientes de sedimentação ao longo de um perfil transversal pela morfologia, Cowell *et al.* (1999) e Masselink & Hughes (2003) afirmam que o limite entre a antepraia média e inferior não é necessariamente marcado por mudanças bruscas na topografia, não sendo possível aplicar este método universalmente. Além disso, mesmo quando esta descontinuidade de gradiente está presente, ainda existem dúvidas quanto ao seu significado.

Diversos autores interpretam este ponto de mudança brusca do gradiente como o limite entre a antepraia inferior e a plataforma continental interna (*i.e.* Gruber *et al.*, 2004) quando ocorre a profundidades acima de 10 ou 15 metros. Já outros autores, encontram boa correspondência entre a profundidade de fechamento calculada através das equações de Hallermeier (1981) e a mudança de declividade (*i.e.* Roso, 2003 e Machado, 2007), sugerindo que este ponto delimite a interseção entre a antepraia média e a antepraia inferior. Em função destas incertezas, faz-se necessário investigar a relação entre profundidade de fechamento e a posição de mudança de declividade da antepraia.

2.7. Sedimentos ao longo do perfil

Outro indicativo indireto do limite oceânico de efeito das ondas sobre o fundo é a característica granulométrica do mesmo (Hallermeier, 1981; Niedoroda *et al.*, 1985; Cowell *et al.*, 1999), de forma que a profundidade de fechamento teórica freqüentemente corresponde a uma mudança nas características do sedimento. As areias encontradas na antepraia superior e média são geralmente bem selecionadas e, freqüentemente, similares àquelas encontradas na praia, embora exista uma tendência de diminuição do diâmetro em direção ao mar a partir da face da praia (Niedoroda et al., 1985; Masselink & Hughes, 2003). Howard & Reineck (1981 apud Niedoroda et al., 1985), encontraram este tipo de padrão até profundidades de 9 metros na costa da Califórnia (Estados Unidos). Após essa diminuição gradativa de granulometria em direção ao mar, a dimensão do sedimento aumenta e seu grau de selecionamento diminui, marcando grosso modo o limite entre a antepraia média e inferior (Cowell et al., 1999). Segundo Hallermeier (1981), diversos autores encontraram essa descontinuidade em características do sedimento - inclusive, por vezes, de coloração e grau de arredondamento - ao longo de perfis transversais. Cowell et al. (1999) argumentam que a presença desta zona de areias mais grossas não é universal e, portanto, a granulometria não pode ser utilizada como único indicador da profundidade de fechamento. Corroborando com esta incerteza, Roso (2003) encontrou esta zona de areias mais grossas em profundidades duas ou até três vezes maiores que a h_c , associando esta mudança ao limite entre a antepraia e a plataforma continental interna. De gualquer forma, o uso de parâmetros estatísticos de granulometria, como assimetria e grau de selecionamento, pode auxiliar a determinar as condições de transporte de deposição sedimentar (Inman, 1949 apud Hallermeier, 1981; Friedman & Johnson, 1982; Lindholm, 1987).

3. ÁREA DE ESTUDO

Ao longo das últimas décadas, o litoral fluminense a leste da Baía de Guanabara tem sido alvo de uma grande quantidade de estudos geológicos, geomorfológicos e morfodinâmicos (Muehe, 1975; Muehe *et al.*, 1977; Muehe, 1979; Muehe & Sucharov, 1981; Muehe, 1989; Muehe *et al.*, 1989; Muehe, 1998; Muehe & Valentini, 1998; Lins-de-Barros, 2005). Grande parte destes estudos foi e, ainda hoje, é estimulada pela elevada dinâmica dos ambientes costeiros, em especial as praias arenosas oceânicas. Evidências de recuo dos cordões litorâneos e de tendências erosivas do litoral (Muehe, 1984; Bird, 1993), além da ocorrência de eventos episódicos intensos que freqüentemente resultam em prejuízos materiais e humanos (Muehe *et al.*, 2001; Lins-de-Barros, 2005), são algumas das razões pelas quais tantos estudos têm sido conduzidos.

Este trabalho busca investigar a dinâmica morfo-sedimentar da antepraia de três praias arenosas oceânicas com características distintas. As praias consideradas neste trabalho são: praia de Piratininga e a praia de Itacoatiara (Niterói, RJ), voltadas para o sul e conseqüentemente mais expostas à incidência das ondas de tempestades, e a praia do Peró (Cabo Frio, RJ), localizada a norte do cabo Frio e conseqüentemente menos exposta às ondas do quadrante sul. As praias de Piratininga e Itacoatiara estão localizadas em Niterói (RJ) e distantes 5,5 km entre si. Já a praia do Peró, localizada em Cabo Frio (RJ), está a aproximadamente 130 km de distância ao longo da linha de costa das outras praias estudadas.

O município de Niterói, outrora considerado cidade-dormitório do Rio de Janeiro, possui uma economia ativa em diversas atividades, do comércio à indústria naval. Dentre as atividades podem-se destacar o mercado imobiliário e o turismo. Tanto o município de Niterói quanto Cabo Frio, possuem um enorme potencial turístico. Dentre as principais atrações oferecidas pelas cidades, as praias e seus cenários têm posição de destaque. Oceânicas, não-poluídas, urbanizadas e de fácil acesso, essas praias mantêm seu valor estético e ainda são capazes de oferecer serviços dos mais variados aos usuários. O fato de ambas as regiões possuírem diversas praias com características peculiares de ocupação e perfil do usuário contribuem para sua popularidade turística. A Figura 3.1 mostra a localização geral das praias estudadas.



Figura 3.1: Localização geral das áreas de estudo.

O município de Niterói é localizado na entrada da baía de Guanabara (RJ) e possui parte de seu litoral voltado para águas da baía e parte voltada para o Oceano Atlântico. As praias oceânicas abordadas neste estudo localizam-se em uma região administrativa do município denominada Região Oceânica. Esta porção do litoral em que estão localizadas tem orientação E-W, que difere da orientação NE-SW predominante ao longo da costa brasileira (Muehe, 1979). Esta orientação reflete a disposição das curvas batimétricas, principalmente da plataforma continental interna (Muehe & Carvalho, 1993). O regime climático nesta região se caracteriza por uma alternância entre condições brandas, ligadas à presença de anticiclones tropicais marítimos associados a ventos fracos de NE, e periódicas penetrações de frentes polares, com ventos intensos de S e SW, em geral acompanhados por vagas de alta energia (Muehe, 1979).

A praia de Itacoatiara é limitada por terra por uma faixa de restinga, estreita, mas relativamente preservada, exceto no extremo oeste onde construções ocupam este espaço. Esta restinga está em processo de replantio e recuperação pela Prefeitura de Niterói. O bairro adjacente à praia é estritamente residencial, construído por casas de no máximo dois andares à beira-mar. A praia de Piratininga já não possui restinga ou campo de dunas. O limite continental desta praia é todo marcado pela construção de um calçadão que forma um limite vertical de até dois metros de altura ao longo de quase toda a praia. Assim como Itacoatiara, o bairro de Piratininga é residencial e a orla também é ocupada por quiosques ao longo da praia, mas as construções residenciais à beira-mar já incluem edifícios de até cinco ou seis andares. As duas praias estudadas no Município de Niterói (RJ) não apenas possuem características diferenciadas na sua forma de ocupação e perfil do usuário, mas também apresentam características morfológicas particulares, tornando-as excelentes objetos de estudo.

Itacoatiara, ao extremo leste do município, está estreitamente localizada entre dois promontórios rochosos e voltada para S-SW. Está, portanto, submetida a condições hidrodinâmicas intensas, principalmente às ondas de SW. Possui sedimentos sensivelmente mais grossos que as outras praias da Região Oceânica, sendo classificados como areia grossa na face de praia e areia média na pós-praia (Muehe *et al.*, 1977). Estes autores não observaram nenhuma tendência de mudança da granulometria no sentido longitudinal da praia, talvez em função de seu alto grau de exposição e pequena extensão. Itacoatiara é relativamente curta, com arco praial de 750 metros de comprimento (Muehe, 1979).

A praia de Piratininga é bem mais longa, medindo 2500 metros de arco praial (Muehe, 1979). Além disso, a praia é separada apenas por um promontório rochoso de pequena altura das praias de Camboinhas e Itaipu, que formam um extenso cordão litorâneo a leste. Os sedimentos são em geral mais finos que aqueles que compõem a praia de Itacoatiara, sendo classificados como areia média em todas as feições transversais (Muehe et al., 1977). Muehe et al. (1977) encontraram grãos de diâmetro ligeiramente mais elevados na porção central do arco praial e associaram isto ao fato de que esta porção do cordão arenoso está igualmente exposta a ondas de SE e a ondas de SW, caracterizando uma localização na praia de maior energia. As ondas de SE são difratadas pelas ilhas, enquanto as ondas de SW, de maior intensidade e associada às frentes polares, convergem sobre a porção centro-oeste da praia (Gallissaires, 1990 apud Santos et al., 2004). Apesar disso, a praia atualmente possui maior largura na porção oeste e menor na porção leste (Santos et al., 2005). Estes autores reconhecem que as ondas de tempestade podem atingir o extremo oeste, reduzindo a faixa de areia. Ambos os extremos da praia estão, portanto, vulneráveis à ação das ondas de ressaca.

Muehe *et al.* (1977) argumentam que a praia de Piratininga possui sedimentos de menor dimensão em função de uma maior proteção da energia das ondas incidentes. A presença de ilhas (em especial a ilha do Pai e a ilha da Mãe) e uma plataforma continental interna mais larga, evidenciada pelo distanciamento da isóbata de 20 metros, seria responsável por essa redução na hidrodinâmica.

36

Itacoatiara, por outro lado, não possui ilhas e sua plataforma continental interna é mais estreita – a isóbata de 20 metros se localiza mais próxima da linha de costa.

Ao estudar os registros históricos de ocorrência de ressacas (eventos de alta hidrodinâmica associados à passagem de frentes polares, freqüentemente com prejuízo a propriedade em função de ocupação desordenada do litoral), Santos *et al.* (2005) concluíram que a maior freqüência destas ondas de alta energia ocorre entre os meses de março e agosto. Os mesmos autores afirmam que estes eventos têm, em média, cinco dias de duração. A passagem de tempestades é relevante em virtude de seus efeitos sobre a mobilização do fundo em profundidades maiores do que as habituais.

Durante o período de monitoramento, foi possível observar que a zona de surfe, em ambas as praias, é relativamente estreita, dependendo das condições energéticas. Durante períodos de maior altura de onda, a zona de surfe na praia de Itacoatiara se estende sensivelmente, com ocorrência de maior dissipação da energia das ondas. A praia de Piratininga apresenta zona de surfe mais estreita, indicando um estado morfodinâmico mais refletivo. Ambas as praias apresentam cúspides.

A Figura 3.2 mostra a localização das praias estudadas em Niterói (RJ) e a extensão dos perfis topo-batimétricos monitorados neste trabalho.



Figura 3.2: Localização e extensão dos perfis topo-batimétricos nas praias de Itacoatiara e Piratininga no município de Niterói, RJ. Modificado de DHN (2008).

A praia do Peró, no município de Cabo Frio, está localizada a norte do ponto de inflexão da orientação do litoral (o cabo Frio), numa região do litoral de orientação SW-NE que se estende do cabo Frio até o cabo Búzios. Nesta região, o vento predominante é de NE, como indicado pela morfologia dos campos de dunas à retaguarda das praias do Peró, do Forte e do Foguete. Devido à sua posição geográfica e geomorfologia local, estes ventos de NE, característicos de tempo bom, são muito intensos. Assim como em Niterói, este clima é modificado pela passagem de frentes frias polares, principalmente durante o inverno, mas a precipitação anual é reduzida, em torno de 1000 mm por ano (Bidegain, 2005). A ressurgência de águas profundas em zonas costeiras por ação do vento é um fenômeno comum nas margens leste das bacias oceânicas, mas a região de Cabo Frio é uma exceção (Carbonel, 2003). Favorecida pelo vento de NE, principalmente no verão, ocorre à penetração da Água Central do Atlântico Sul (ACAS), reduzindo a temperatura superficial das águas. A praia do Peró está localizada no limite de ação do fenômeno, tendo a ressurgência menor intensidade no litoral norte da praia (Carbonel, 2003).

A praia do Peró é intensamente ocupada na sua porção sul, com construções de baixa altura à beira-mar (principalmente ligadas à hotelaria). Nesta área, a praia é limitada pela construção de calçadão e quiosques. A porção norte da praia é esparsamente ocupada, sem construções à beira-mar. A maior parte da praia não é ocupada, pela exceção de alguns quiosques de construção artesanal no centro do arco praial. A praia é limitada em alguns pontos por escarpas erosivas, mas em sua maioria é a presença de dunas frontais bem desenvolvidas que marca este limite. Estas dunas são geralmente cobertas por vegetação herbácea rasteira. Um extenso campo de dunas ocupa a área à retaguarda da praia, com modificação da vegetação até o predomínio de espécies arbustivas, lenhosas e espinhentas (Cordeiro, 2005).

Com mais de 5 km de comprimento, a praia do Peró é sensivelmente mais extensa que as outras praias estudadas. Voltada para E-SE e cercada por ilhas da porção central até a porção sul, a praia é relativamente exposta às ondas de leste, predominantes no verão. Entretanto, a praia é bem protegida das ondas do quadrante sul, geralmente ondas de tempestade, características da entrada de frentes frias polares. Estas alcançam a praia após refratarem em torno do cabo Frio e, portanto, com menor energia que nas praias de Itacoatiara e Piratininga.

A praia apresenta uma zona de surfe sensivelmente mais larga que as outras praias estudadas, indicando um estado morfodinâmico mais dissipativo. Não foram observadas a presença de cúspides bem desenvolvidas. Estas particularidades podem contribuir para um comportamento morfodinâmico diferenciado das outras praias

estudadas. A Figura 3.3 mostra a localização e a extensão dos perfis topo-batimétricos na praia do Peró.



Figura 3.3: Localização e extensão dos perfis topo-batimétricos na praia do Peró (Cabo Frio, RJ). Modificado de DHN (2008).

As três praias apresentam características particulares, especialmente quanto à geomorfologia local. Itacoatiara é uma praia curta, localizada em um estreito espaço entre dois grandes promontórios rochosos, com uma plataforma continental interna mais estreita, evidenciada pela distância de apenas 700 metros da isóbata de 20 metros até a linha de costa, e voltada para S-SW. A praia de Piratininga, muito próxima de Itacoatiara e, portanto, exposta a um clima de ondas similar, é mais protegida, principalmente pelas ilhas do Pai e da Mãe, das ondas de tempestade vindas do quadrante sul. Sua orientação é similar à de Itacoatiara, mas a isóbata de 20 metros está aproximadamente a 2500 metros da praia. A praia do Peró, em Cabo Frio (RJ), é mais diferenciada por estar voltada grosseiramente para leste. A posição geográfica protege esta praia das ondas de tempestade de SW e a presença de ilhas e do cabo Frio dificultam a incidência de ondas do quadrante sul. Sua orientação a expõe as ondas de leste. A plataforma continental interna é extensa e plana, como indica a isóbata de 20 metros, distante mais de 4000 metros da praia.

4. MÉTODO

4.1. Abordagem de Estudo

Conforme visto anteriormente, existem diversos indicadores que podem auxiliar na determinação da profundidade de fechamento. São eles: (1) superposição de perfis transversais à praia; (2) geometria do perfil da antepraia, em especial a mudança brusca do gradiente na antepraia; (3) características granulométricas ao longo dos perfis; e (4) previsão matemática a partir de informações do clima de ondas.

Cowell *et al.* (1999) afirmam que, mesmo que estejam disponíveis dados detalhados do clima de ondas para dada região, discutir minuciosamente a precisão dos modelos matemáticos não tem sentido já que tais modelos se baseiam em aproximações e são capazes de estimar aproximadamente a profundidade de fechamento. Entretanto, este trabalho não se propõe a verificar a precisão centimétrica dos modelos, mas sim avaliar a viabilidade de aplicação das metodologias descritas. É importante verificar se as metodologias mantêm um grau aceitável de coerência entre as diferentes formas de determinação da profundidade de fechamento, embora não seja necessário, para fins de gerenciamento, determinar este limite precisamente.

Para atingir seus objetivos, o presente trabalho se baseia: (a) no levantamento de perfis topo-batimétricos nas praias de Itacoatiara e Piratininga, em Niterói (RJ), e da praia do Peró, em Cabo Frio (RJ); (b) na coleta de amostras ao longo dos perfis da praia do Peró e na recuperação de dados granulométricos pretéritos nas praias de Niterói; (c) no levantamento de informações sobre o clima de ondas, para aplicação das equações de previsão da profundidade de fechamento; (d) no cálculo da profundidade de fechamento através das equações propostas por Hallermeier (1981) e modificada por outros autores (Birkemeier, 1985; Houston, 1995; Wang & Davis Jr, 2007).

Em termos práticos, as atividades desenvolvidas, descritas em maior detalhe a seguir, foram as seguintes:

 Perfis topo-batimétricos: monitoramento de sete perfis topográficos da praia emersa e extensão destes perfis mar afora por batimetria – estes perfis foram levantados com a maior freqüência possível de acordo com as condições de mar. Simultaneamente ao levantamento dos perfis, foram medidos *in situ* parâmetros oceanográficos e morfodinâmicos, para estimativa do estágio morfodinâmico da praia, bem como acompanhamento da dissipação da energia da onda na zona de surfe; o Granulometria: coleta de amostras na praia emersa (pós-praia e berma) para caracterização das praias, coleta de amostras superficiais de sedimento a cada campanha na face de praia, zona de surfe e, quando possível de acordo com as condições de mar, além da zona de arrebentação em cada perfil monitorado. Na praia do Peró, foi realizada uma campanha de coleta de sedimentos na antepraia, ao longo dos perfis monitorados. Para as praias de Niterói, por razões logísticas, foram recuperadas informações granulométricas para a região da antepraia e plataforma continental interna (Muehe, 1989) e estas informações foram complementadas com coletas de sedimento na praia emersa e antepraia superior;

 Parâmetros de onda por previsão: foram coletadas diariamente, desde fevereiro de 2007 até dezembro de 2009, as informações de ondas disponibilizadas pelos sistemas de previsão de ondas do CPTEC/INPE (Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos) e do LAMMA/UFRJ (Laboratório de Modelagem de Processos Marinhos e Atmosféricos), bem como as condições de mar em sistemas de informação aos surfistas. A previsão de ondas realizada para o mesmo dia é bem realista, pois usa informações meteorológicas recentes, sendo uma boa alternativa de dados para entrada nos modelos matemáticos;

 Cálculo da profundidade de fechamento através das equações propostas por Hallermeier (1981), Birkemeier (1985), Houston (1995) e Wang & Davis Jr (2007) e das informações sobre o clima de ondas para a bacia de Santos (sistemas de previsão) e para a bacia de Campos (Pinho, 2003).

4.2. Metodologias

4.2.1. Perfis Topográficos

A porção emersa da praia pode ser nivelada através do método das balizas de Emery (Emery, 1961) ou por nivelamento topográfico convencional, com o uso de teodolito ou nível topográfico. Este último apresenta vantagens já que a mira topográfica pode ser levada à zona submarina, permitindo o nivelamento da zona de surfe ou ao menos de parte da mesma, de acordo com as condições de mar. Por contar com maior organização estrutural e equipe de campo, os perfis da praia do Peró foram levantados através de nível e mira topográfica. As distâncias foram medidas com trena até o refluxo máximo das ondas na face de praia e por paralaxe na porção submersa do perfil.

Nas praias de Niterói, o método das balizas vem sendo utilizado com sucesso, apesar de seu alcance limitado. O baixo custo e a rapidez e simplicidade de operação certamente são alguns dos atrativos que fazem com que este método seja muito utilizado nos estudos de praia ao redor do mundo. Neste trabalho, o método proposto por Emery foi modificado para fornecer mais um importante benefício: a possibilidade de levantamento de perfis de praia por apenas uma pessoa, reduzindo a dificuldade logística envolvida em trabalhos de campo e tornando mais ágeis as atividades em campo, já que permite a execução de diversas tarefas simultâneas com equipes de apenas dois ou três integrantes.

As balizas foram construídas em tubo de PVC de ³⁄₄" (1,9 cm) de diâmetro. Os tubos foram cortados em comprimento de 1,70 metro. Os primeiros 1,50 metro foram graduados a cada dois centímetros. Os 20 centímetros restantes seriam enterrados na areia da praia para fixar as balizas. Uma base de ferro circular de aproximadamente 25 cm de diâmetro foi instalada no contato entre a parte graduada e a parte não graduada do tubo, garantindo que exatamente a mesma quantidade da baliza fosse enterrada a cada movimento. Para finalizar, esta base foi fabricada com ângulo variável, de forma que é sempre possível manter a baliza em prumo adequado, mantendo a base como referência. A Figura 4.1 mostra um esquema da baliza e fotografias da mesma em uso. A baliza construída com a base metálica inclinável e extensão não só permite a execução de perfil por uma única pessoa, mas também auxilia o posicionamento correto das balizas em regiões de declive.



Figura 4.1: Esquema da baliza de Emery modificada e fotografias do equipamento em uso.

Ainda no intuito de manter o levantamento do perfil com a maior praticidade possível, as distâncias entre as balizas foram medidas acompanhando a inclinação do terreno ao invés da medição horizontal da topografia convencional. Desta forma, considera-se a praia como uma seqüência de segmentos de retas, cujos comprimentos foram lidos por meio da trena. Para calcular a distância horizontal entre os pontos de leitura, foi aplicado o Teorema de Pitágoras já que as balizas fornecem a diferença de altura entre os pontos (Figura 4.2).



Figura 4.2: Construção do perfil emerso através das Balizas de Emery.

Para garantir que perfis sucessivos sejam realmente superpostos, foram instaladas referências de nível (RNs) em todos os perfis monitorados. Estas referências servem como datum vertical e horizontal dos perfis, marcando o início dos mesmos e mantendo uma referência vertical constante. Muehe *et al.* (2003) propõem a utilização de uma referência de nível vertical (RN) ajustada ao nível médio do mar através do levantamento da altura no ponto de refluxo máximo da onda na face de praia e correção desta altura pela previsão de maré mais próxima. Estes ajustes foram efetuados em situações de mar calmo, buscando minimizar erros com *set-up* e *set-down* de ondas na face de praia, e a maré corrigida utilizando a previsão horária local cedida pela Marinha do Brasil. Em Niterói, foi utilizada a previsão para a praia de Itaipu, enquanto que em Cabo Frio foi utilizada a previsão para o porto do Forno.

4.2.2. Perfis Submarinos

A extensão dos perfis batimétricos para além da zona de arrebentação apresenta dificuldades logísticas, por exigir o emprego de embarcação para o levantamento batimétrico, encarecendo o trabalho, além da dificuldade associada ao deslocamento da embarcação. Neste trabalho, vem sendo utilizada uma metodologia que contorna tais dificuldades por meio do emprego de uma embarcação de pequeno porte (caiaque), lançada ao mar no local do levantamento, e uso de um ecobatímetro de mão e um aparelho de posicionamento por satélite (GPS) (Belligotti & Muehe, 2007).

O ecobatímetro utilizado (fabricado pela NorCross Marine Products, modelo DF2200PX) possui dimensões reduzidas (20 cm de comprimento e 6,7 cm de diâmetro máximo) e é capaz de medir de 1 a 61 metros de profundidade. Possui um feixe de 20º de abertura e opera em freqüência de 200 kHz. Tem o formato e a dimensão de uma lanterna de mão típica. Possui um mostrador simples, com três caracteres (uma casa decimal) e não armazena informações – as profundidades devem ser lidas e registradas separadamente.

Previamente ao trabalho de campo, devem ser programadas as coordenadas geográficas dos pontos ao longo do perfil onde se deseja medir a profundidade, atentando à precisão do método de posicionamento e às dimensões de estruturas que se deseja mapear. A partir de duas posições geográficas pré-determinadas (através de cartas, imagens georreferenciadas ou no próprio campo), é possível obter uma direção de perfil perpendicular à linha de costa e calcular as coordenadas geográficas de pontos homogeneamente espaçados ao longo deste perfil. É possível corrigir os

44

inevitáveis erros de posição no momento da coleta de dados através da metodologia descrita por Muehe (2004b, 2006). No presente trabalho, devido à dificuldade logística de execução por apenas uma pessoa da coleta simultânea dos dados batimétricos e de posicionamento, a profundidade foi coletada o mais próximo possível dos pontos programados. Para a construção do perfil transversal, as coordenadas são convertidas em distâncias ao longo do mesmo. Na construção do perfil transversal, as coordenadas são convertidas em distâncias são convertidas em distâncias ao longo do mesmo.

Ao contrário do registro batimétrico contínuo dos ecobatímetros convencionais, as medições são feitas por meio de leituras sucessivas em cada ponto de sondagem, atentando à passagem de trens de ondas, de forma a obter uma profundidade média que exclua os efeitos das mesmas. Por esse motivo, além das questões ligadas à segurança, é recomendado que esta metodologia apenas seja aplicada em condições de mar calmo.

A amarração entre os perfis emersos e submersos pode ser executada através de um *datum* vertical comum, como o nível médio do mar local, quando houver previsão de maré adequada. Muehe *et al.* (2003) propõem a utilização de uma referência de nível vertical (RN) ajustada ao nível médio do mar através do levantamento da altura no ponto de refluxo máximo da onda na face de praia e correção desta altura pela previsão de maré mais próxima. No presente trabalho, foi utilizada a previsão de maré mais próxima do local das medições, cedida pela Marinha do Brasil. Para a praia do Peró, foi utilizada a maré prevista para o porto do Forno, localizado em Arraial do Cabo (Estação 50156, localizada em Latitude 22° 58,3'S Longitude 042° 00,8' W *datum* WGS-84) com 51 constantes harmônicas obtidas entre 01/01/2001 e 31/12/2001. Para as praias de Niterói (RJ), foi utilizada a maré prevista para a praia de Itaipu (Estação 50158, localizada em Latitude 22° 58,4'S Longitude 043° 02,8' W *datum* WGS-84) com 36 constantes harmônicas obtidas entre 20/12/1974 e 20/01/1975.

Dois testes foram realizados no centro da praia de Piratininga (Niterói, RJ) a fim de avaliar a metodologia proposta. O primeiro consistiu da comparação entre o método proposto e a utilização de levantamento topográfico com o uso de nível e mira. Já o segundo consistiu no levantamento de cinco perfis batimétricos consecutivos, abrangendo um período completo de maré vazante. A Figura 3.2 mostra a localização do perfil central da praia de Piratininga (denominado Piratininga C) e da praia de Itaipu, para a qual foi realizada a previsão da maré.

Comparação entre perfil topográfico e batimétrico

O primeiro teste, cujo objetivo era avaliar a precisão do método proposto através da comparação com nivelamento topográfico convencional, foi realizado na praia de Piratininga em abril de 2009. A maré foi considerada constante durante o período de medição (15 minutos) e igual à altura do refluxo máximo da onda na face da praia. Os perfis foram levantados simultaneamente, utilizando os mesmos sete pontos de medição e totalizando aproximadamente 30 m de sobreposição dos dois métodos (Figura 4.3).



Figura 4.3: Comparação entre perfis batimétricos levantados por meio de nivelamento topográfico e ecobatimetria.

O perfil ecobatimétrico indicou profundidades 0,46 m, em média, maiores que o perfil através de nivelamento topográfico com desvio padrão de 0,09 m. A geometria dos perfis, entretanto, manteve-se constante. Este desvio entre o perfil topográfico e o batimétrico está relacionado à determinação da altura do nível do mar que afeta as medições do ecobatímetro, mas não afeta as medições com o nível topográfico.

A Figura 4.4 mostra os mesmos perfis, mas com a aplicação de um fator de correção no perfil ecobatímetrico (+ 0,40 m). É evidente a correspondência entre os perfis, apesar dos pequenos desvios na porção mais profunda.

A Figura 4.5 mostra a relação entre as profundidades determinadas através de cada método. As duas medidas apresentam estreita relação entre si, como mostra

a regressão linear e o coeficiente de correlação (r²) maior que 0,98, entre o perfil por nivelamento topográfico e o perfil ecobatimétrico corrigido.



Figura 4.4: Comparação entre o perfil levantado por meio de nivelamento topográfico e o perfil ecobatimétrico calibrado (+0,40m)



Figura 4.5: Relação entre as profundidades determinadas por ecobatimetria e nivelamento topográfico

Comparação de perfis sucessivos

Em 23 de junho de 2007, foram levantados cinco perfis consecutivos no centro da praia de Piratininga (Piratininga C). O ensaio foi realizado das 07:49 às 14:04 horas e cada levantamento teve duração média de 65 minutos. Este período abrange uma maré vazante completa. A correção da profundidade pela maré foi feita a cada 10 minutos aproximadamente com a utilização de previsão horária de maré, calculada para a praia de Itaipu (Figura 4.6).



Figura 4.6: Previsão horária de maré para a praia de Itaipu em 23/06/2007 e o período de levantamento dos perfis topográficos (linha preta contínua).

A Figura 4.7 mostra o resultado do teste, realizado na praia de Piratininga. O perfil submarino se estendeu por 673 m, com 40 pontos de medição, chegando a uma profundidade de 16,1 m. Estes perfis foram interpolados a cada metro para fins de análise utilizando o software BMAP 2.0 (Beach Morphology Analysis Package), que interpola os perfis de forma linear, não modificando a geometria medida. O desvio padrão médio das profundidades ao longo do perfil foi de 0,07 m, chegando a um máximo de 0,12 m e um mínimo de 0,01 m. Apesar das diferenças, a distribuição do desvio padrão ao longo do perfil não apresentou relação com a profundidade ou distância. A diferença média de profundidade entre o envoltório máximo e mínimo foi de 0,17 m \pm 0,05, sendo a maior diferença 0,31 m e a menor 0,04 m.

Com baseado nesta análise é possível avaliar a aplicabilidade da metodologia proposta em programas de monitoramento, tendo em vista que os erros não têm relação com a profundidade e se apresentam de forma aleatória. O desvio padrão oscilou em torno de 0,07 m, mostrando que variações de 0,14 m são detectadas com 68,27% de confiança. A maior diferença encontrada nesta análise foi de 0,31 m, o que

significa que variações maiores que 0,31 m são seguramente detectadas pelo método, com 100% de confiança. Esta precisão é compatível com os 30 cm definidos por Hallermeier (1981) para fechamento do perfil.



Figura 4.7: Superposição de cinco perfis batimétricos levantados no centro da praia de Piratininga de forma consecutiva em um período de 6 horas, corrigidos em relação à variação de altura da maré.

Avaliação preliminar da metodologia

A metodologia apresentada possui algumas limitações. Uma destas limitações é a extensão mar afora dos levantamentos devido ao pequeno tamanho da embarcação, razão pela qual se restringe à antepraia, principalmente à antepraia média, isto é da zona de arrebentação à profundidade de fechamento. As incertezas envolvidas no levantamento da profundidade e da distância (posicionamento por GPS portátil) tornam a aplicação deste método limitada para processos sedimentares de pequena magnitude.

Apesar de não apresentar o refinamento dos registros ecobatimétricos continuos, a metodologia vem se mostrando satisfatória na caracterização e monitoramento da antepraia, permitindo a avaliação da mobilidade morfológica do fundo através de superposição de perfis, da identificação de bancos, da configuração do perfil e de mudanças de gradiente, muitas vezes associadas à localização da profundidade de fechamento ou do limite da antepraia e início da plataforma continental interna.

4.2.3. Profundidade de mudança do gradiente

Os perfis submarinos transversais à costa podem ser divididos em duas zonas de diferentes declividades: uma zona mais rasa de maior gradiente e outra mais profunda, de menor gradiente. Esta mudança de declividade em direção ao mar geralmente acontece de forma relativamente brusca.

As zonas de diferentes declividades foram definidas visualmente para todos os perfis investigados, sempre representados pela mesma escala gráfica. Um ensaio foi realizado para assegurar que esta definição visual não é tendenciosa. A Tabela 4.1 apresenta o resultado médio da determinação do limite entre as zonas de diferentes declividades em cada um dos perfis estudados, a partir da definição visual por 13 observadores, onde σ é o desvio padrão das médias (\bar{x}) e o coeficiente de variação (*CV*) é a medida relativa de dispersão, expresso como percentagem e calculado por $CV = 100 * (\sigma/\bar{X})$.

Perfil	Distância (m) *			Cota (m) **		
	Média	σ	Coef. Var. (%)	Média	σ	Coef. Var. (%)
Piratininga W	298,9	7,9	2,7	11,6	0,14	1,2
Piratininga C	324,3	6,1	1,9	11,7	0,12	1,0
Piratininga E	327,3	8,9	2,7	11,9	0,24	2,0
Itacoatiara C	424,7	23,8	5,6	13,4	0,60	4,5
Peró S	294,0	10,4	3,6	8,6	0,16	1,9
Peró C	394,3	10,4	2,6	10,8	0,14	1,3
Peró N	485,3	11,4	2,4	11,5	0,07	0,6

 Tabela 4.1: Determinação dos valores médios do limite entre duas zonas de declividade dos perfis transversais à costa (N=13).

* Distância a partir do início do perfil, marcado pela presença de uma referência de nível (RN);

** Profundidade reduzida pela maré.

Os resultados mostram que há boa concordância na determinação do ponto de mudança do gradiente por diferentes observadores. Na praia de Itacoatiara, esta concordância foi bem menor (σ = 24 m), tanto na determinação da distância horizontal onde ocorre a mudança quanto na profundidade. Isto se deve à geometria do perfil transversal, onde a mudança de gradiente não acontece de forma tão brusca quanto nos outros perfis estudados e, portanto, não é tão evidente. Esta característica será discutida mais adiante.

Embora os desvios na determinação da distância do ponto de mudança de gradiente sejam relativamente altos (uma ordem de grandeza acima dos desvios na determinação das profundidades), isto ocorre apenas em função das escalas. As profundidades aproximadas onde ocorre uma mudança relativamente brusca de declividade foram determinadas com desvio padrão médio de 15 cm, sendo o maior desvio 24 cm, exceto Itacoatiara – onde o desvio padrão foi de 60 cm. O desvio padrão médio das distâncias, em relação ao início do perfil, onde ocorre a mudança de gradiente foi de 9,2 m, com um máximo de 11,4 m, exceto na praia de Itacoatiara, onde o desvio foi muito maior (23,4 m). O coeficiente de variação mostra que a dispersão em relação às médias dos dois parâmetros (distância e profundidade) são comparáveis, com valores oscilando em torno de 2,0%.

A Figura 4.8 exemplifica o processo de determinação do ponto de mudança do gradiente por diferentes observadores.



Figura 4.8: Exemplo da determinação do ponto de mudança do gradiente por dois observadores distintos no perfil central da praia de Piratininga.

4.2.4. Análise Granulométrica

O estudo da granulometria dos sedimentos de praia é importante na avaliação das condições de deposição e transporte dos mesmos. O tamanho do grão de um ambiente, ou mais precisamente a distribuição granulométrica das amostras de um ambiente, está freqüentemente associado a outros parâmetros como ocorrência e distribuição da fauna, permeabilidade e porosidade. Muitos destes parâmetros têm importantes implicações nos processos sedimentares.

As amostras de sedimento vêm sendo analisadas através de peneiramento a seco. Este método é adequado à análise das classes de diâmetro encontradas nas amostras das praias estudadas, tipicamente areia média a grossa (Muehe *et al.,* 1977). O método de peneiramento também permite boa definição da distribuição do tamanho de grãos em dada amostra, além de possibilitar o cálculo de parâmetros estatísticos importantes na caracterização e diferenciação das amostras, bem como na interpretação de aspectos de transporte e sedimentação. No Quadro I são mostradas as etapas de processamento das amostras para análise granulométrica por peneiramento.



Quadro I: Fluxograma das etapas de processamento, passo-a-passo, da análise granulométrica por peneiramento.

A primeira etapa acontece no campo. As amostras de sedimento foram coletadas a cada campanha em cinco posições: pós-praia, berma, face de praia, zona de surfe e *nearshore* (imediatamente ao mar da linha de arrebentação, quando permitido pelas condições de mar). As três amostras da praia emersa foram coletadas

através do uso de espátula, buscando a camada mais superficial (até 5 cm). As amostras submersas foram coletadas com o uso de draga tipo *Gibbs*, que também funciona "raspando" a camada superficial.

As amostras coletadas devem ter seu volume reduzido, se necessário, através do quarteamento (homogeneização da amostra, seguido de descarte de dois quartos opostos da amostra espalhada em uma bacia). No laboratório, o volume das amostras é reduzido por quarteamento até atingir o volume que será efetivamente analisado (o equivalente a aproximadamente 60 g). O sedimento descartado é armazenado caso haja necessidade de repetir a análise de alguma amostra.

A amostra a ser analisada é lavada com água destilada para retirada de sais solúveis, que podem agregar grãos e dificultar o peneiramento, além de absorverem a umidade ambiente, influenciando na pesagem das frações. Após a lavagem, as amostras são secas em estufa à 60°C. A massa de sedimento, seca e resfriada a temperatura ambiente, é pesada em balança digital de precisão (±0,001 g).

Após a pesagem inicial, a amostra é separada por diâmetro em uma bateria de peneiras montadas num peneirador automático por 15 minutos. O tempo de agitação deve ser suficiente para haver separação das classes de diâmetro, mas não excessivo o bastante para causar fragmentação dos grãos. As peneiras são empilhadas diminuindo o diâmetro da malha do topo até a base, conforme a Figura 4.9.



Figura 4.9: Diagrama esquemático do peneiramento a seco. Adaptado de Lindholm, 1987.

O tamanho ou diâmetro dos grãos pode ser expresso em milímetros (mm), mas é comum o uso da unidade adimensional fi (Φ), o logaritmo negativo de base dois do diâmetro em milímetros.

$$\phi = -\log_2 mm$$

O principal benefício do uso da escala fi é a simplificação do cálculo dos parâmetros granulométricos (como média e desvio padrão) que serão discutidos mais adiante. Além disso, o uso da escala logarítmica permite uma melhor e mais conveniente representação gráfica da distribuição granulométrica (Friedman e Johnson, 1982)

Para as análises granulométricas deste trabalho, o intervalo de diâmetro entre sucessivas peneiras foi de 0,5 fi (Φ) e a seqüência de peneiras é mostrada na tabela 2, juntamente com a classificação proposta por Wentworth (1922) para diferentes tamanhos de grão. Esta tabela divide o contínuo de diâmetros de grão em *classes granulométricas*, onde os limites das classes, a partir da base 1 mm, incrementam por um fator de 2 ou diminuem por um fator de 1/2. Com o uso da escala fi, os limites das classes são convenientemente expressos como números inteiros, ao contrário da representação em milímetros, que resulta em limites fracionários.

Φ	mm	Classificação
-2,0 a -1,0	4,00 a 2,00	Grânulo
-1,0 a 0,0	2,00 a 1,00	Areia muito grossa
0,0 a 1,0	1,00 a 0,50	Areia grossa
1,0 a 2,0	0,50 a 0,25	Areia média
2,0 a 3,0	0,25 a 0,125	Areia fina
3,0 a 4,0	0,125 a 0,0625	Areia muito fina
> 4,0	< 0,0625	Silte e Argila

Tabela 4.2: Classificação de Wentworth (1922) (apud Lindholm, 1987) e peneiras utilizadas na
análise granulométrica.

A peneira de malha mais fina (4,0 fi ou 0,0625 mm) representa o limite entre os grãos classificados como grossos e os finos (ou lama, composta pelas classes silte e argila), cujo comportamento hidrodinâmico é distinto do comportamento dos sedimentos grossos devido à interação eletrostática entre as partículas, formando agregados chamados flocos. A análise destas classes granulométricas é geralmente feita por métodos de sedimentação, sendo a pipetagem a forma tradicional. Este método mede o *diâmetro equivalente*, ou seja, o diâmetro de uma esfera de quartzo
com a mesma velocidade de decantação que a partícula e se baseia na lei de Stokes, onde a velocidade de decantação da partícula é função da diferença de densidade entre a partícula e o meio (água), da viscosidade dinâmica do meio e do diâmetro da partícula. Por tratar de ambientes de energia moderada ou alta, as amostras coletadas neste trabalho possuem baixa ou nula proporção de sedimentos finos e as análises não buscam separar as diferentes classes de silte.

Após o peneiramento, cada fração retida nas peneiras é pesada separadamente a fim de construir uma distribuição de massa da amostra pelas diferentes classes de tamanho definidas pelas peneiras. Nesta etapa, é possível fazer um controle de qualidade do procedimento, avaliando se houve perdas excessivas durante o processo de análise.

4.2.5. Parâmetros Estatísticos de Granulometria

O resultado do peneiramento da fração grossa é representado graficamente para a demonstração das distribuições granulométricas sob a forma de histogramas de freqüência e curvas de freqüência acumulada, permitindo uma avaliação mais adequada das características texturais dos sedimentos. O uso dos parâmetros estatísticos permite identificar com maior detalhe similaridades e diferenças entre duas ou mais amostras. Através dos parâmetros estatísticos, é possível também identificar diferentes processos de transporte e sedimentação (Lindholm, 1987; Friedman & Johnson, 1982).

O cálculo dos diferentes parâmetros estatísticos é tradicionalmente feito graficamente, utilizando *percentis* interpolados a partir da curva de freqüência acumulada desenhada em papel de probabilidade e utilizando a escala fi. Esta é uma aproximação do método estatístico de momentos. Lindholm (1987) argumenta que o cálculo dos parâmetros estatísticos pelo método gráfico é inferior àquele que utiliza o método de momentos, com escala em milímetros. Ao longo das últimas décadas, diversos modelos de transporte de sedimentos e outros processos litorâneos foram desenvolvidos através do uso de parâmetros granulométricos calculados a partir do método gráfico (*i.e.* Hallermeier, 1981). É importante que o método de cálculo destes parâmetros seja mantido para que os resultados obtidos da aplicação de tais modelos se mantenham válidos. Apesar da disponibilidade atual de computadores e *softwares* com alta capacidade de processamento, optou-se neste trabalho por utilizar o método gráfico, embora automatizado através do *software* Anased, desenvolvido para o Laboratório de Geografia Marinha (UFRJ). Lindholm (1987) admite que o abandono

da escala fi e do método gráfico só deverá acontecer a partir da construção de um sistema de nomenclatura abrangente e geologicamente significante, com base em unidades métricas.

A determinação dos parâmetros estatísticos através do método gráfico é feito através de fórmulas que buscam aproximar os resultados àqueles obtidos pelo método dos momentos. Folk & Ward (1957) aprimoraram a forma de cálculo dos principais parâmetros, gerando as equações utilizadas até hoje (Tabela 4.3), onde os diferentes *percentis* são obtidos a partir da curva de freqüência acumulada do percentual de massa das frações granulométricas.

Tabela 4.3: Fórmulas para cálculo dos parâmetros estatísticos de distribuição granulométrica(Folk & Ward, 1957)

Parâmetro Estatístico	Fórmula
Média	$Mz = (\frac{\phi_{16} + \phi_{50} + \phi_{84}}{3})$
Mediana	$Md = \phi_{50}$
Desvio Padrão	$\sigma_g = (\frac{\phi_{84} - \phi_{16}}{4}) + (\frac{\phi_{95} - \phi_5}{6,6})$
Assimetria	$Sk_1 = (\frac{\phi_{16} + \phi_{84} - 2.\phi_{50}}{2(\phi_{84} - \phi_{16})}) + (\frac{\phi_5 + \phi_{95} - 2.\phi_{50}}{2(\phi_{95} - \phi_5)})$
Curtose	$K_G = (\frac{\phi_{95} - \phi_5}{2,44(\phi_{75} - \phi_{25})})$

O cálculo gráfico dos parâmetros estatísticos geralmente utiliza o *percentil* 16 e o *percentil* 84 que, em uma distribuição normal, representam um desvio padrão em cada sentido da curva de distribuição granulométrica (grãos mais grossos e grãos mais finos), a partir da medida central. Alguns autores utilizaram os *quartis*, ou seja, os *percentis* 25 e 75. Estes valores podem ser combinados com os *percentis* 5 e 95 para melhor representação dos extremos da curva de distribuição.

Moda: Classe de sedimento mais abundante na amostra, ou tamanho de grão mais freqüente. É tomada diretamente do histograma.

Média: É uma das medidas de tendência central e busca representar, em um único valor de diâmetro, a dimensão de partícula mais relevante em dada amostra.

Folk & Ward (1957) aumentaram o peso da moda no cálculo gráfico da média, incluindo o 50° *percentil*.

Mediana: A mediana é o tamanho do grão que reparte a população exatamente ao meio, dividindo a amostra, por peso, em uma metade mais fina e uma metade mais grossa.

Desvio padrão: Medida de dispersão em relação à média, o desvio padrão avalia o grau de selecionamento ou uniformidade da distribuição granulométrica da amostra, evidenciando a amplitude da faixa de tamanhos de grão presente numa amostra. Proposta por Folk & Ward (1957), a inclusão dos *percentis* 5 e 95 com menor peso torna o método gráfico mais eficiente em considerar as caudas da distribuição.

Assimetria: É, como o nome diz, uma medida de assimetria da curva de distribuição granulométrica (em relação à distribuição normal, *Gaussiana*). A assimetria pode ser positiva, indicando um "excesso" de material fino, ou negativa, representando um "excesso" de material grosso.

Curtose: A curtose mede a razão entre o selecionamento dos 90% centrais da curva e os 50% centrais. Efetivamente, mede a esbeltez da curva de distribuição granulométrica, podendo ser leptocúrtica quando muito esbelta (maior selecionamento na parte central da curva) ou platicúrtica quando "achatada" (menor selecionamento na parte central da curva).

4.2.6. Parâmetros de onda por previsão (meteo-oceanográficos)

As praias estudadas neste trabalho possuem grau de exposição a ondas de gravidade relativamente elevado, sendo sujeitas às variações sazonais na incidência de ondas. A dinâmica sedimentar de praias expostas a ondas está intimamente relacionada ao clima de ondas dominante (*i.e.* Hallermeier, 1981; Nicholls *et al.*, 1998). Além disso, diversos modelos utilizam informações do clima de ondas, como as equações empíricas de Hallermeier (1981) para previsão da profundidade de fechamento. Infelizmente, não há no Brasil um acompanhamento de dados oceanográficos da região costeira disponível para pesquisadores.

Entretanto, existem disponíveis diversos sistemas de previsão de dados meteo-oceanográficos. Tais sistemas utilizam informações meteorológicas atuais para alimentar modelos de previsão de ondas e ventos. Estas informações devem ser utilizadas com cautela, mas podem fornecer dados com razoável confiabilidade onde até há pouco tempo nenhuma informação estava disponível.

Durante o monitoramento realizado neste trabalho, foram coletadas as informações disponibilizadas em dois centros de previsão meteo-oceanográfica: o Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos do Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (CPTEC/INPE) e o Laboratório de Modelagem de Processos Marinhos e Atmosféricos da Universidade Federal do Rio de Janeiro (LAMMA/UFRJ). Para a previsão de agitação marinha, ambas as instituições utilizam a terceira geração do modelo WAVEWATCH desenvolvido pelo órgão dos Estados Unidos de administração oceânica e atmosférica NOAA/NCEP (National Oceanic and Atmospheric Administration). As previsões são calculadas diariamente, utilizando como forçantes os campos de vento produzidos pelo modelo atmosférico global AVN do NCEP.

O modelo WAVEWATCH III se baseia na equação de conservação da energia de ação espectral (*spectral action density balance equation*). Os resultados são expressos através dos componentes espectrais da energia da agitação do mar. Parâmetros como altura significativa, período médio, direção de propagação, *etc.* são obtidos a partir do espectro de onda. O modelo não é capaz de resolver situações onde as ondas são limitadas pela profundidade. Assim, o CPTEC sugere que as informações derivadas de seu modelo não sejam aplicadas em "águas rasas, abaixo de 40 m de profundidade".

As seguintes informações são armazenadas diaramente:

CPTEC/INPE: O CPTEC oferece saída de informações do modelo a cada três horas em localidades indicadas pela cidade mais próxima. Foram utilizadas as saídas para a cidade de Niterói (RJ). Os dados disponibilizados são mostrados em forma de tabela, contendo a altura significativa de onda e direção, além de intensidade (velocidade) e direção do vento.

LAMMA/UFRJ: Através do Sistema de Previsão de Ondas (SPO), o LAMMA oferece uma série de produtos de previsão, com saída a cada 6 horas. O modelo regional ATLASUL oferece saída em forma de mapa para o litoral sudeste, incluindo mapas dos seguintes parâmetros: (1) Altura significativa e direção média; (2) Altura de swell e direção; (3) Intensidade e direção do vento a 10 m acima do nível do mar; (4) Período médio e direção; (5) Período de pico e direção. Além disso, o sistema oferece saída para algumas "bóias virtuais", incluindo uma figura contendo 5 gráficos em duas dimensões: altura significativa, direção e período de onda, além de velocidade e direção de vento. A bóia escolhida foi a SANTOS6, por estar localizada imediatamente ao sul de Niterói (RJ) nas coordenadas 24°S e 43°W. Para a mesma localidade, é obtido o espectro de onda em coordenadas polares, também a cada seis horas.

Além do acompanhamento dos modelos de previsão, são armazenados os relatórios diários das condições de mar publicados em dois endereços relacionados ao

surfe, http://www.ricosurf.com.br/ e http://www.waves.com.br/. Estes endereços publicam diariamente um relatório com imagens das praias do Rio de Janeiro e estimativas de altura de onda. As fotografias da praia de Itacoatiara, além da estimativa de altura da onda, são armazenadas diariamente. Não há relatórios para a praia de Piratininga e os serviços para a região dos lagos não são regulares. Estas informações, apesar de simplistas, fornecem a única possibilidade de acompanhamento diário das condições de mar.

4.2.7. Parâmetros morfodinâmicos e oceanográficos in situ

Durante o levantamento dos perfis de praia, foram adquiridas informações que permitem caracterizar a praia em relação aos processos morfodinâmicos e oceanográficos. Os seguintes parâmetros foram mensurados ou estimados em campo:

Altura da onda na arrebentação (Hb): A energia das ondas é proporcional a sua altura. Conhecer a altura de onda na arrebentação significa conhecer o nível de energia nesta porção da praia e, potencialmente, avaliar o comportamento desta energia até seu encontro com a face de praia. A medição da altura da onda é feita com o uso de mira topográfica ou da própria baliza de Emery posicionada no ponto de refluxo máximo na face de praia (Muehe, 2002). A linha que liga a crista da onda no momento da quebra ao horizonte cruza a régua, permitindo a leitura direta da altura da onda na arrebentação.

Período da onda: O período da onda é o tempo necessário para que um comprimento de onda passe por um ponto fixo. A determinação do período é feita através da medição do tempo necessário para que 11 cristas de onda passem por um ponto fixo na zona de arrebentação – ou seja, levando em conta a passagem de 10 comprimentos de onda (Muehe, 2002). O resultado dividido por dez irá fornecer o período médio em segundos. Na praia do Peró, o ponto de referência utilizado é um nadador integrante da equipe que busca manter sua posição estável. Alternativamente, a arrebentação das ondas pode ser utilizada como referência. Por contar com equipe mais reduzida, foi esse o método utilizado nas praias de Niterói. A medição do tempo é repetida no mínimo três vezes para que se tenha uma avaliação do período médio determinado – especialmente importante quando se usa a arrebentação como ponto de referência.

Incidência de ondas: O ângulo de incidência de ondas é importante na dinâmica da praia, pois pode determinar a formação de correntes de retorno e longitudinais. A ocorrência de transporte longitudinal é extremamente dependente do

ângulo com que as praias são atingidas pelas ondas. A direção das correntes longitudinais é determinada através de observação visual do trem de ondas e da presença ou não de deriva longitudinal na zona de surfe.

Distância do espraiamento: A energia das ondas que chega à face da praia gera uma zona chamada de zona de espraiamento, onde a energia das ondas se dissipa. A extensão desta zona é resultado (1) da quantidade inicial da energia da onda antes da arrebentação; (2) da dissipação desta energia durante a arrebentação e na sua propagação pela zona de surfe; e (3) da infiltração de água na face de praia, que depende da granulometria. Determinar a intensidade com a qual a energia das ondas atinge a face de praia é, portanto, fundamental para caracterizar a dinâmica da praia. A medição é feita com trena métrica, do refluxo máximo até o alcance máximo da onda na face de praia.

Período e duração do espraiamento e refluxo (regime de *swash*): Não basta determinar o alcance máximo das ondas na face da praia – é necessário estimar a intensidade do fluxo gerado na zona de espraiamento. A corrente gerada durante o espraiamento e durante o refluxo é capaz de mobilizar sedimentos e influenciar a dinâmica sedimentar da praia. Além disso, a velocidade deste fluxo pode evidenciar informações sobre a permeabilidade dos sedimentos e da energia de onda que efetivamente atingiu a face de praia. A duração do espraiamento é o tempo gasto início do espraiamento até o alcance máximo na face de praia. O período de espraiamento é o tempo gasto por todo o ciclo de espraiamento-refluxo, ou seja, desde o início do espraiamento, chegando ao alcance máximo e o retorno até o ponto de refluxo. Na praia do Peró, estas medidas são feitas em relação a uma onda específica, significativa, que é observada desde a quebra até o espraiamento e refluxo são observados sucessivas vezes, buscando atingir uma média que represente o mar no momento da medição.

Maré: A maré tem importante papel no acoplamento entre os perfis topográficos da praia emersa e os perfis batimétricos da antepraia média e superior. As informações batimétricas são reduzidas ao NMM local, obtido da previsão de maré, e o perfil topográfico da praia foi referenciado ao mesmo NMM local em dias de mar calmo, com pouca influência das ondas. A maré não é medida *in situ*, mas estimada a partir da previsão horária fornecida pela Marinha do Brasil para a praia de Itaipu (Niterói, RJ) e para o porto do Forno (Arraial do Cabo, RJ). Para a praia do Peró, foi utilizada a maré prevista para o porto do Forno, localizado em Arraial do Cabo (Estação 50156, localizada em Latitude 22º 58,3'S Longitude 042º 00,8' W *datum* WGS-84) com 51 constantes harmônicas obtidas entre 01/01/2001 e 31/12/2001. Para

as praias de Niterói (RJ), foi utilizada a maré prevista para a praia de Itaipu (Estação 50158, localizada em Latitude 22° 58,4'S Longitude 043° 02,8' W *datum* WGS-84) com 36 constantes harmônicas obtidas entre 20/12/1974 e 20/01/1975.

4.2.8. Cobertura Sedimentar

Uma importante informação no estudo de transporte de sedimento em praias e sistemas praia-antepraia é a cobertura sedimentar da antepraia e da plataforma continental adjacente. As características do sedimento que recobre essa área podem indicar direções preferenciais de transporte, áreas de deposição e outras características da dinâmica sedimentar. Alguns estudos também indicam que diferenças nas características do sedimento podem ser utilizadas como indicadores da posição da profundidade de fechamento (Hallermeier, 1981; Cowell *et al.*, 1999).

Na praia do Peró, foi realizada uma campanha de amostragem de sedimentos na antepraia e plataforma continental interna, incluindo 6 amostras ao longo de cada perfil monitorado, espaçadas a cada 100 metros. A Figura 4.10 mostra a posição das amostras, em superposição aos perfis batimétricos. Amostras foram coletadas desde a praia até profundidades de aproximadamente 18 metros. Neste trabalho, apenas as amostras ao longo dos perfis transversais serão analisadas.



Figura 4.10: Mapa de amostragem de sedimentos e localização dos perfis batimétricos na enseada da praia do Peró (Cabo Frio, RJ).

Nas praias de Niterói (RJ), foram recuperadas as fichas de análise granulométrica e posição de amostras da plataforma continental interna e antepraia adjacentes às praias de Piratininga, Camboinhas, Itaipu e Itacoatiara (Muehe, 1989). Neste caso, estão disponíveis apenas 3 amostras ao longo de cada perfil. Estas amostras foram complementadas com amostras coletadas na zona de surfe e antepraia superior ao longo do monitoramento. Mesmo com a baixa densidade amostral (Figura 4.11), as informações disponíveis são suficientes para caracterizar a cobertura sedimentar ao longo do perfil, contribuindo para o reconhecimento da profundidade de fechamento.



Figura 4.11: Mapa de amostragem de sedimentos e localização dos perfis monitorados na Região Oceânica de Niterói, RJ.

As amostras que coincidem com a posição dos perfis transversais à costa serão discutidas neste trabalho. O uso das informações granulométricas de amostras coletadas em 1989 pode apresentar complicações. Entretanto, das três amostras utilizadas, duas estão localizadas a mais de 13 metros de profundidade, em uma região onde a dinâmica sedimentar já não é tão ativa. As amostras mais rasas coletadas por Muehe (1989) devem ser utilizadas com cautela.

Em 16 de janeiro de 2008, duas amostras foram coletadas em Piratininga, nos perfis oeste e central, que aproximadamente coincidem com as amostras

62

coletadas por Muehe (1989). A Tabela 4.4 mostra que as amostras coletadas em 1989 e 2008 em lugares próximos e a uma profundidade aproximada de 6 a 7 metros apresentam valores de parâmetros estatísticos muito similares, exceto pela assimetria. As amostras coletadas no perfil oeste de Piratininga, distantes aproximadamente 25 metros, apresentaram excelente relação entre si, como pode ser visto pelo baixo desvio padrão e coeficiente de variação. Já as amostras no perfil central, com 39 metros de distância entre si, mostraram diferenças maiores, porém aceitáveis, com coeficiente de variação de até 16% entre as duas datas. As medidas de tendência central, média e mediana, apresentaram boa correlação, com CV menor que 7% no perfil oeste e entre 10 e 16% no perfil central. O desvio padrão, importante parâmetro de descrição das amostras, também obteve baixo coeficiente de variação (entre 12 e 18%). Nos dois perfis, a assimetria é o parâmetro estatístico que apresentou menor relação entre as duas datas, com coeficientes de variação maiores que 50% no perfil central e de guase 80% no perfil oeste. A assimetria de amostras antigas não deve, portanto, ser aplicada no presente trabalho. Por outro lado, a curtose apresentou excelente relação, com coeficiente de variação menor que 1% nos dois casos.

		Pirati	ninga W		Piratininga C				
	Muehe (1989)	Jan- 2008	Média ± DP	CV (%)	Muehe (1989)	Jan- 2008	Média ± DP	CV (%)	
Distância no perfil (m)	170	195	-	-	170	209	-	-	
Média (fi)	2,06	2,16	2,11 ± 0,07	3,4	1,80	2,13	1,97 ± 0,24	11,9	
Média (mm)	0,24	0,22	0,23 ± 0,01	4,9	0,29	0,23	0,26 ± 0,04	16,2	
Mediana (fi)	2,20	2,19	2,19 ± 0,01	0,5	1,85	2,15	2,00 ± 0,22	10,8	
Mediana (mm)	0,22	0,22	0,22 ± 0,00	0,7	0,28	0,28	0,25 ± 0,04	14,9	
Desvio Padrão	0,45	0,55	0,51 ± 0,07	12,9	0,44	0,57	0,50 ± 0,09	18,1	
Assimetria	-0,38	-0,11	-0,24 ± 0,19	79,9	-0,23	-0,11	-0,17 ± 0,09	52,5	
Curtose Normalizada	0,45	0,50	0,47 ± 0,03	6,9	0,51	0,51	0,51 ± 0,00	0,6	

Tabela 4.4: Comparação entre amostras coletadas em 1989 e 2008

4.2.9. Dados de ondas para aplicação dos modelos

As equações descritas anteriormente para a previsão da profundidade de fechamento utilizam informações sobre o clima de onda para fornecer seus resultados. Esta seção descreve os procedimentos para determinação dos parâmetros utilizados nos cálculos.

Em primeiro lugar, é importante identificar os parâmetros necessários à aplicação dos modelos:

 H_{sx} – Altura de onda extrema, cujo valor é excedido apenas 12 horas por ano; T_{e} – Período associado a H_{sx} ;

Alternativamente, Hallermeier (1981) sugere utilizar a equação 16 proposta por Thompson & Harris (1972) para calcular a altura de onda extrema a partir da altura significativa e desvio padrão associado, parâmetros mais comumente encontrados na literatura. Quanto ao período de onda, Hallermeier (1981) argumenta que pode ser utilizado o próprio período de onda significativa para entrada em sua equação, já que este termo da equação tem menor influência no resultado final e não foi possível encontrar uma forma largamente aplicável para prever período extremo. Os parâmetros restantes são:

 $H_{\rm s}$ – Altura de onda significativa, definida pela média do terço superior da população amostrada;

 σ – Desvio padrão associado à altura significativa;

 $T_{\rm s}$ – Período associado à altura de onda significativa.

Os perfis monitorados se localizam em duas porções distintas do litoral fluminense. As praias estudadas em Niterói (RJ) são voltadas para a bacia de Santos, numa porção do litoral de orientação E-W. Já a praia do Peró, está a norte do cabo Frio, numa porção da costa de orientação SW-NE, e mais próximo da bacia de Campos.

As informações coletadas pelo sistema de previsão de ondas do CPTEC/INPE são referentes à bacia de Santos e não possuem uma forma precisa o bastante para estimar o período de onda. Esta série de dados está, portanto, limitada ao cálculo das equações simplificadas, que não envolvem o período de onda (equações 19, 21, 22 e 23). Sua aplicação é prática já que os dados diários, disponíveis em intervalos de três horas, são apresentados em forma de tabela, facilitando o processamento e cálculo da altura significativa e do desvio padrão. Além disso, as informações são disponibilizadas por cidade e foram utilizadas as tabelas para a cidade de Niterói (RJ).

As informações disponibilizadas pelo sistema de previsão de ondas do LAMMA/UFRJ são apresentadas em forma de mapa, a cada 6 horas. Isto dificulta o processamento, pois é necessário, através da escala de cores, estimar os valores desejados. Por outro lado, a apresentação em forma de mapa permite uma estimativa de ondas ao largo que podem ser aplicadas em ambas as bacias. A Figura 4.12 ilustra o procedimento de estimativa da altura de onda significativa e período médio em mapas disponibilizados a cada seis horas. Como os mapas são apresentados em uma

escala de cor que delimita faixas de valores numéricos, foi utilizada a média aritmética de cada faixa.



Figura 4.12: Exemplo de saída gráfica do sistema de previsão de ondas do LAMMA/UFRJ para os parâmetros período de pico (à esquerda) e altura de onda significativa (à direita), indicando o local (em vermelho) de observação dos valores numéricos.

A Tabela 4.5 exemplifica o resultado do procedimento descrito acima, onde as informações lidas no mapa são transformadas em valores numéricos para processamento dos parâmetros necessários. Tendo em mãos uma tabela como esta, incluindo todas as informações coletadas desde 7 de fevereiro de 2007, é possível calcular a altura de onda significativa para todo o período (H_s), a altura de onda significativa anual ($H_{s.anual}$), o desvio padrão associado ao cálculo destas médias (σ) e o período de onda relacionado à onda significativa (T). Também é possível calcular a altura de onda significativa (T).

Embora as duas áreas de estudo estejam relativamente próximas (~130 km), a utilização de informações de ondas específicas para cada bacia poderia ser vantajosa. As áreas estão localizadas em porções do litoral cuja orientação é diferente e os sistemas de previsão não consideram os padrões distintos de refração, principalmente das ondas de SE e SW. A partir dos mapas de previsão de ondas, é possível estimar os parâmetros de onda para a bacia de Santos e Campos individualmente. Entretanto, como mostra a Tabela 4.5, a escala dos mapas não permite uma diferenciação significativa e as diferenças observadas são desprezíveis.

	Bac	ia de Sant	0S	Bacia de Campos			
	Altura			Altura			
	significativa		Período	significativa		Período	
Data	(m)	Direção	médio (s)	(m)	Direção	médio (s)	
13/02/2007 00:00	2,75	S	8,5	2,5	S	8,5	
13/02/2007 06:00	2,25	S	8,5	2,25	S	8,5	
13/02/2007 12:00	2,25	SSE	8,5	2,25	S	8,5	
13/02/2007 18:00	2,25	SSE	9,5	2,25	SSE	9,5	
14/02/2007 00:00	2,25	SSE	9,5	2,25	SSE	9,5	
14/02/2007 06:00	2,25	SSE	9,5	2,25	SSE	9,5	
14/02/2007 12:00	2,25	SSE	9,5	2,25	SSE	9,5	
14/02/2007 18:00	2,25	SSE	9,5	2,25	SSE	9,5	

 Tabela 4.5: Exemplo de tabela construída a partir das imagens do sistema de previsão de ondas do LAMMA/UFRJ.

Uma alternativa à coleta de informações do clima de ondas, pela medição direta por instrumentos adequados ou pelo uso de previsão como descrito neste trabalho, é a utilização de informações disponibilizadas na literatura. O benefício é a agilidade, pois não é necessário formar uma base de dados oceanográficos – de pelo menos um ano de observações, para atender ao critério de um fechamento anual estabelecido por Hallermeier (1981). É importante observar que o uso de dados pretéritos deve ser feito com cautela já que as condições típicas de um ano não são necessariamente as condições típicas do ano seguinte. Entretanto, para fins de avaliação da ordem de grandeza da profundidade de fechamento e sua aplicação no gerenciamento costeiro, utilizar informações publicadas sobre o clima de ondas de dada localidade é válido – outras ciências, como a climatologia, têm feito isso há anos.

Pinho (2003) analisou dados direcionais não totalmente contínuos de ondas e ventos coletados na bacia de Campos de março de 1991 a junho de 1995. A bóia responsável pelas medições foi localizada em profundidades superiores a 1.000 metros. A partir desta série de dados, Pinho (2003) identificou quatro estados de mar associados aos sistemas meteorológicos dominantes e caracterizou cada condição em relação à altura significativa e período associado e altura significativa máxima e período associado (Tabela 4.6). Estes resultados são utilizados neste trabalho como, respectivamente, altura de onda significativa (H_s) e período associado (T) e altura de onda extrema (H_{sx}) e período associado (T_e). Estes dados são aplicáveis às equações sugeridas por Hallermeier (1981) para determinação da profundidade de fechamento, exceto nas equações que dependem do desvio padrão associado à altura de onda significativa (como as equações 16 e 19).

Os valores são fornecidos por Pinho (2003) em faixas de ocorrência. Para determinação dos parâmetros de interesse pode-se usar a média aritmética da faixa ou usá-los em seus pares extremos (menor altura significativa juntamente com menor período e maior altura significativa com o maior período). Por exemplo, a condição de "bom tempo com marulhos" poderia ser caracterizada simplesmente como tendo altura significativa de 1,75 m e período de 11,5 s. Usando os extremos das faixas determinados por Pinho (2003), pode-se dizer que esta condição oscila entre altura de onda de 1,5 m e período 11,0 s e altura de 2,0 m e período 12,0 s. Estas diferentes formas de caracterizar cada condição de mar em termos de altura e período de onda tornam possível calcular valores máximos e mínimos da profundidade de fechamento para cada condição estabelecida por Pinho (2003), determinando uma *faixa* na qual estaria localizado o fechamento do perfil transversal.

Tabela 4.6: Clima de ondas na bacia de Campos em associação às condições meteorológicas
predominantes (Pinho, 2003).

	Bom tempo	Bom tempo com marulhos	Mau tempo de SW	Mau tempo de SE
Altura significativa (m)	1,5 a 2,0	1,5 a 2,0	1,5 a 2,0	2,0 a 3,0
Período (s)	6,0 a 7,0	11,0 a 12,0	8,0 a 12,0	9,0 a 12,0
Altura significativa máxima (m)	3,0 a 4,0	2,5 a 3,5	6,0	4,0 a 4,5
Período significativo máximo (s)	8,0	16,0 a 18,0	16,0	14,0

5. RESULTADOS E DISCUSSÃO

5.1. Ondas

Como descrito na seção anterior, este trabalho considera três fontes de informação sobre o clima de ondas no litoral do Rio de Janeiro. Os resultados de Pinho (2003) caracterizam, a partir de uma série descontínua de quatro anos na bacia de Campos, parâmetros estatísticos para diferentes condições de mar. Além dessas informações de caracterização, foram registradas durante dois anos (2007 e 2008) as previsões diárias das condições de mar fornecidas por dois sistemas de previsão (CPTEC/INPE e LAMMA/UFRJ). As alturas de onda significativas estimadas ao longo deste período de monitoramento estão representadas a seguir (Figura 5.1 e Figura 5.3). Apesar de diferenças na magnitude, ambos os modelos foram igualmente capazes de prever as maiores tempestades, principalmente no ano de 2007. No ano de 2008, as previsões apresentaram menor relação, como evidenciado pela regressão linear evidenciada na Figura 5.2 e Figura 5.4. O fator de correlação R² entre os sistemas de previsão foi de 0,79 em 2007 e 0,42 em 2008. Isto ocorreu, parcialmente, em função de menor regularidade no fornecimento da previsão dos sistemas e em função de dificuldades logísticas de registro diário destas informações.



LAMMA/UFRJ.



Figura 5.2: Relação entre a altura de onda prevista em 2007 pelos sistemas CPTEC/INPE e LAMMA/UFRJ.



Figura 5.3: Série temporal da altura de onda prevista em 2008 pelos sistemas CPTEC/INPE e LAMMA/UFRJ.



Figura 5.4: Relação entre a altura de onda prevista em 2008 pelos sistemas CPTEC/INPE e LAMMA/UFRJ.

As tempestades e calmarias são coincidentes no tempo, embora no ano de 2008 seja possível observar algumas discrepâncias ocasionais (Figura 5.3). Não só os modelos prevêem as ondas com coerência entre si, mas suas previsões estão de acordo com as observações visuais do estado de mar (Ricosurf e Waves). Durante o período de estudo, foram observadas quatro grandes tempestades em 2007 e quatro grandes tempestades em 2008 (Figura 5.5 e Figura 5.6). É evidente que em 2008 as tempestades não foram tão intensas quanto em 2007 e, apesar da dificuldade de avaliação em função da intermitência de dados, a freqüência de tempestades também foi menor em 2008. Isto é evidenciado pela escassez de eventos de alta energia no mês de maio de 2008 em comparação ao mesmo mês em 2007.

A maior tempestade do período aconteceu no dia 10 de maio de 2007. Pela previsão do CPTEC, a altura de onda atingiu 4,7 metros, com média de 4,5 metros. A previsão do LAMMA indicou alturas em torno de 4,0 a 4,25 metros e período de onda de 8,75 a 9,0 segundos. A segunda maior condição de mar também aconteceu em 2007, mais precisamente em 30 de junho, com alturas de onda entre 4,0 e 4,5 m pelo CPTEC e ente 3,5 e 3,75 m pelo LAMMA, com período de até 10 s. O acompanhamento diário das condições de mar é fundamental para essa análise e, as fotografias diárias mostram concordância com esses dados (Figura 5.5 e Figura 5.6).

As tempestades em 2008 não foram tão intensas quanto em 2007, como mostra a Tabela 5.1.

Ambos os sistemas de previsão são capazes de determinar com precisão a data em que as ondas surgem no litoral. Já as diferenças quanto à magnitude da altura de onda prevista são maiores. Durante os eventos de maior energia, o modelo de previsão de ondas do CPTEC prevê alturas de onda em torno de 10 a 20% maiores que o modelo do LAMMA (Tabela 5.1).



Figura 5.5: Fotografias da praia de Itacoatiara em (a) 10/05/2007, (b) 01/06/2007, (c) 30/07/2007 e (d) 25/09/2007. Fonte: Ricosurf (a, b, c) e Waves (d).



Figura 5.6: Fotografias da praia de Itacoatiara em (a) 16/06/2008, (b) 06/09/2008, (c) 19/10/2008 e (d) 18/11/2008. Fonte: Ricosurf (b) e Waves (a, c, d).

	CPTEC	LAMM	4
Data	Altura Significativa (m)	Altura Significativa (m)	Período (s)
10/maio/2007	4,5	4,0 - 4,25	8,75 - 9,0
01/junho/2007	3,4	3,15	10,0
30/julho/2007	4,0 - 4,5	3,5 - 3,75	10,0
25/setembro/2007	3,8	3,5	9,0
16/junho/2008	3,8	3,2	8,75
06/setembro/2008	3,8	3,2	11,5
19/outubro/2008	3,7	3,4	8,25
18/novembro/2008	3,6	3,0	10,5

Tabela 5.1: Tempestades de maior energia do período, segundo a previsão de ondas doCPTEC e LAMMA.

Apesar da previsão do CPTEC apresentar valores de altura de onda maiores durante os eventos de tempestades, é a previsão do LAMMA que fornece uma ocorrência maior de ondas de maior altura (Figura 5.7). A Figura 5.7 mostra o percentual de ocorrência de ondas de diferentes alturas ao longo de dois anos, segundo os modelos de previsão de ondas. É importante notar que a curva da previsão do LAMMA foi filtrada através de média ponderada. Devido à menor freqüência de dados (uma previsão de ondas a cada 6 horas contra 3 horas do CPTEC) a curva apresentava muito ruído, dificultando a visualização. A altura de onda

média ao longo dos dois anos foi determinada pela previsão do CPTEC como 1,53 m e pelo LAMMA como 1,74 m.



Figura 5.7: Percentual de registro de ondas de diferentes alturas pela previsão do CPTEC e LAMMA nos anos de 2007 e 2008 na bacia de Santos.

Através da Figura 5.7, é evidente que ambos os sistemas apresentaram uma distribuição de ocorrência de alturas de onda similar. Como pode ser visto nas caudas da curva, o CPTEC também foi responsável por prever ondas maiores e menores. Já a previsão do LAMMA apresenta grosso modo o mesmo formato de distribuição de alturas de onda que a previsão do CPTEC, mas sua curva é ligeiramente deslocada em direção a ondas maiores. Isto pode ser um efeito da transformação das informações fornecidas na forma de mapas de escala regional em tabelas. Como as informações são fornecidas em escalas de cores, a identificação de valores intermediários aos limites entre as cores é difícil e requer interpretação.

O período de onda é uma informação só disponível no sistema de previsão do LAMMA e em estudos de estatísticas do clima de ondas (*i.e.* Pinho, 2003), entretanto é de fundamental importância para uma correta avaliação das características do mar e do potencial de ressuspensão dos sedimentos na plataforma continental. A Figura 5.8 mostra o período médio ao longo dos dois anos de estudo. Como esperado, o período de onda é sazonal, oscilando ciclicamente em função das estações do ano. Durante o verão, há menor ocorrência de tempestades e uma predominância de vagas nas condições de mar. Com isso, o período de onda tende a apresentar valores menores,

em torno de 6 a 7 segundos. Já no inverno, com a intensificação de tempestades, principalmente do quadrante sul, há um predomínio de condições de mar de maior desenvolvimento, com marulhos mais longos e de maior energia. O período, nesse caso, apresenta valores em torno de 9 a 10 segundos, chegando a mais de 12 segundos em algumas ocasiões.



LAMMA/UFRJ)

A distribuição do período de onda ao longo de 2007 e 2008 segue uma distribuição aproximadamente normal, centrada em aproximadamente 7,75 s. A Figura 5.9 ilustra essa distribuição, mostrando a curva bruta e outra curva filtrada por média ponderada, que evidencia essa distribuição aproximadamente normal. O pico da distribuição ocorre aproximadamente a 7,75 s, mas a informação bruta mostra uma menor ocorrência de ondas deste período. Como já foi dito anteriormente, a extração de informações dos mapas de cores fornecidos pelo LAMMA pode apresentar dificuldades, principalmente quanto à resolução dos resultados. Neste caso, a escala de cores é fornecida em intervalos de 1 segundo. De qualquer forma é evidente que os períodos mais freqüentes oscilam entre 7 e 8,5 segundos.



Figura 5.9: Percentual de ocorrência de períodos de onda na bacia de Santos em 2007 e 2008 (Fonte: LAMMA/UFRJ)

Ambos os sistemas fornecem previsão direcional das ondas. Mais uma vez, o resultado fornecido pelo LAMMA foi extraído dos mapas e são apresentados sob a forma de vetores. As informações do CPTEC são fornecidas em tabela, com intervalos de 22,5°, mas descritos pelo quadrante, como sul (S), sudeste (SE) ou sul-sudeste (SSE). A Figura 5.10 mostra a distribuição destas direções previstas por ambos os sistemas. O sistema de previsão do LAMMA indica uma distribuição bimodal das direções de onda. As maiores ocorrências são referentes a ondas de sul e ondas de leste, indicando uma dualidade entre ondas gerada por condições de tempo bom e condições de tempestade (geralmente do quadrante sul). A previsão do CPTEC mostra uma ocorrência grande de ondas de sul, seguida de ondas progressivamente mais de leste (sul-sudeste, sudeste, este-sudeste). A importância das ondas de leste nesta previsão é reduzida. Embora ambos os centros de previsão argumentem que suas previsões são válidas apenas para regiões profundas (acima de 40 metros), a previsão do CPTEC é fornecida por municípios (foi utilizada a previsão para Niterói, RJ) e não apenas em mapas de escala regional como a previsão do LAMMA. Em função da saída mais local do modelo CPTEC, é razoável supor que as ondas previstas por este modelo estejam mais próximas do litoral que as ondas previstas pelo LAMMA (ver local de extração dos dados na Figura 4.12) e, com isso, a importância das ondas de leste é reduzida.



Figura 5.10: Percentual de ocorrência de direções de onda na bacia de Santos em 2007 e 2008 (Fonte: CPTEC/INPE e LAMMA/UFRJ)

A partir destes dados, é possível descrever as condições de mar a partir dos parâmetros estatísticos de interesse. São eles: altura significativa (H_s), desvio padrão (σ), período de onda associado à onda significativa (T), altura de onda extrema (H_{sx}) e período associado (T_e). A altura de onda extrema pode ser obtida de duas formas: (1) por medição direta da altura excedida 0,137% do tempo considerado ou (2) através da equação 16, que relaciona a altura de onda extrema à altura significativa e ao desvio padrão (Thompson & Harris, 1972 *apud* Hallermeier, 1981). A Tabela 5.2 lista o resultado desta estatística descritiva para a série de ondas previstas pelo CPTEC e pelo LAMMA em 2007, 2008 e no conjunto dos dois anos, além dos parâmetros estatísticos (máximos, médios e mínimos) das condições de mar encontradas por Pinho (2003).

	Fon	Fonte de dados		σ (m)	T (s)	H . (m)	T . (s)	$H_{ m sx}$ (m)
	Fonte de dados		H _S (III)	O (III)	I (S)	• • _{SX} (111)	• e (S)	(eq. 16)
	LA	MMA: 2007	2,40	0,44	8,51	4,13	9,00	4,86
tos	LA	MMA: 2008	2,32	0,36	8,34	3,40	8,25	4,34
Sant	LAM	MA: 2007-2008	2,36	0,40	8,42	4,00	9,19	4,60
de	CF	PTEC: 2007	2,50	0,62	х	4,73	х	5,97
acia	CF	PTEC: 2008	2,04	0,47	х	3,73	х	4,67
ä	CPTE	EC: 2007-2008	2,31	0,59	х	4,65	х	5,61
	Bom tempo	Média aritmética	1,75	х	6,5	3,5	8,0	х
		Valores maiores	2,0	х	7,0	4,0	8,0	х
03)		Valores menores	1,5	x	6,0	3,0	8,0	x
20	Bom	Média aritmética	1,75	Х	11,5	3,0	17,0	x
nho,	tempo	Valores maiores	2,0	х	12,0	3,5	18,0	х
s (Pin	marulhos	Valores menores	1,5	x	11,0	2,5	16,0	x
sod	Mau	Média aritmética	1,75	Х	10,0	6,0	16,0	х
Can	tempo de	Valores maiores	2,0	х	12,0	6,0	16,0	х
de (SW	Valores menores	1,5	x	8,0	6,0	16,0	x
acia	Mau	Média aritmética	2,5	x	10,5	4,25	14,0	x
ß	tempo de	Valores maiores	3,0	х	12,0	4,5	14,0	х
	SE	Valores menores	2,0	x	9,0	4,0	14,0	х

Tabela 5.2: Relação dos parâmetros estatísticos do clima de ondas nas bacias de Campos eSantos a partir de três fontes de dados (CPTEC, LAMMA e Pinho, 2003)

Como analisado através da Figura 5.1, da Figura 5.3 e da Tabela 5.1, as ondas previstas tiveram maior altura em 2007 que em 2008. Pela Tabela 5.2, o LAMMA previu ondas 3% maiores em 2007, mas a diferença foi ainda maior pela previsão do CPTEC (23%). Por outro lado, as alturas de onda extrema previstas para 2007 foram mais 20% superiores através de ambos os sistemas. Isto é evidenciado também pela Tabela 5.1, onde as maiores tempestades de 2007 foram sensivelmente mais intensas que as maiores tempestades de 2008.

A partir da Figura 5.7 nota-se que, apesar da previsão do CPTEC prever ondas maiores durante tempestades, há uma tendência da previsão do LAMMA em estimar maiores alturas de onda. Em relação às alturas de onda significativas, isto é verdadeiro para a série de dados de 2008, onde as tempestades foram menos intensas, e para a série temporal completa, onde as tempestades maiores de 2007 têm sua importância diminuída em função da quantidade de dados. Entretanto, a altura significativa no ano de 2007 foi maior quando calculada através da série de dados do CPTEC, certamente em função do efeito das tempestades.

A altura de onda extrema para todas as combinações de tempo foram maiores pela previsão do CPTEC. Na Figura 5.7 é possível observar a extensão da curva de ocorrência de ondas pelo CPTEC para alturas maiores. Essa característica tem grande efeito na determinação da altura de onda extrema definida por Hallermeier

(1981), já que esta onda, relativamente rara (0,137% do tempo considerado ou 12 h em um ano), está estreitamente relacionada às alturas de onda máximas observadas no período. Por outro lado, a altura de onda extrema calculada através da equação 16, proposta por Thompson & Harris (1972 *apud* Hallermeier, 1981), apresentou valores consistentemente superiores à altura de onda extrema calculada a partir da série de dados. Espera-se que esta estimativa elevada (entre 15 e 30% maior que a calculada diretamente) tenha efeitos significativos sobre a profundidade de fechamento. A questão de maior importância, e de difícil resolução, é determinar se a diferença entre a altura de onda extrema calculada pela equação 16 e a prevista pelos sistemas de previsão é resultado de uma inadequação dos modelos na previsão destas ondas episódicas de curta duração ou da equação desenvolvida por Thompson & Harris (1972 *apud* Hallermeier, 1981), que assume uma distribuição exponencial modificada das alturas de onda.

A altura de onda extrema descrita por Hallermeier (1981) é aquela onda cuja altura é excedida apenas durante 12 horas ao longo de um ano. Evidencia, portanto, a ocorrência de ondas episódicas e subentende, pela aplicação deste parâmetro estatístico em sua equação, que a profundidade de fechamento é controlada pelos eventos de maior intensidade.

O desvio padrão é um importante parâmetro de descrição estatística das ondas. Pode-se observar na Tabela 5.2 que o desvio padrão da altura de ondas em 2007 foi sempre maior que em 2008. Isso pode ser explicado pelo valor comparativamente mais acentuado da altura de onda durante as maiores tempestades de 2007, o que tende a aumentar o desvio padrão. Uma característica da série de dados que não pode ser ignorada é o fato de que há um número maior de previsões em 2007 que em 2008 (em torno de 6% a mais para a previsão do LAMMA e 18% a mais para a previsão do CPTEC). Um maior número de dados em 2007 são capazes de, potencialmente, elevar o desvio padrão, embora não seja possível quantificar esses efeitos. De qualquer forma, um desvio padrão entre 0,40 e 0,60 m está dentro do esperado (*i.e.* Caires *et al.*, 2008).

A descrição de Pinho (2003) do clima de ondas na bacia de Campos possui grande valor prático, já que possibilita o uso instantâneo da descrição estatística de diferentes estados de mar. A disponibilidade de informações deste tipo é essencial para práticas de gerenciamento eficientes. A separação estatística em diferentes estados de mar é útil em diversas aplicações, pois possibilita maiores detalhes sobre o clima de ondas sazonal. Entretanto, Hallermeier (1981) sugere que a profundidade de fechamento seja determinada em função de um clima de ondas anual típico. A estatística determinada por Pinho (2003) determina condições *sazonais* típicas e cria um problema referente à escolha da condição de mar que será considerada em determinado estudo. Pela comparação com os dados retirados dos centros de previsão (LAMMA e CPTEC), a situação "Mau tempo de SE" é a que melhor corresponde à altura significativa calculada pelas séries temporais. Há uma melhor correspondência também entre essa condição de mar e as alturas extremas determinadas pelas séries temporais.

Os períodos de ondas extremas desta condição de "Mau tempo de SE" são sensivelmente maiores na descrição de Pinho (2003) – em torno de 50 a 70% maior que o período previsto para ondas significativas pela série de dados do LAMMA. Já os períodos de onda significativa estão em melhor acordo com a previsão do LAMMA e oscilam entre 5 e 40% acima dos valores determinados pelo centro de previsão. Entretanto, Hallermeier (1981) sugere que o uso do período de onda significativa é uma alternativa conveniente e perfeitamente aceitável, sobretudo quando considerado o pequeno efeito do período de onda no cálculo da profundidade de fechamento. Portanto, uma alternativa viável é a utilização da altura de onda extrema da condição "Mau tempo de SE" em conjunto com o período de onda significativa desta mesma condição de mar.

5.2. Transformação de ondas em águas rasas

As informações de onda descritas na seção anterior são referentes a ondas em águas profundas, acima de 40 m. A previsão do CPTEC e LAMMA utilizam o mesmo modelo, mas as saídas de dados são diferentes. Ambos os modelos prevêem ondas ao largo. As informações disponibilizadas por Pinho (2003) para descrição do clima de ondas na bacia de Campos utilizam dados de uma bóia oceanográfica situada em lâmina d'água maior que 1.000 metros. Outras descrições do clima de ondas na literatura (*i.e.* Hogben & Lumb, 1967 *apud* Oliveira, 2002; Caires *et al.*, 2008) também fornecem ondas ao largo. Em função desta relativa disponibilidade de informações de ondas em águas profundas e das dificuldades associadas ao levantamento sistemático de dados de ondas, muitos estudos se baseiam nas características de ondas ao largo. Entretanto, é necessário cautela ao utilizar tais informações.

Ao aproximar-se da costa, as ondas vindas de águas profundas sofrem transformações de acordo com obstruções (como ilhas, responsáveis pela difração das ondas) e com a batimetria da plataforma continental interna e antepraia (empinamento e refração). A refração é resultado de ondas que chegam oblíquas às

linhas batimétricas, de forma que uma porção da onda se desloca em águas menos profundas e sofre desaceleração. Com isso, a onda muda de direção de forma análoga à lei de Snell, que descreve a mudança de direção de raios de luz em ambientes de diferentes densidades (Komar, 1976) (Figura 5.11a). A refração é um dos mais importantes fenômenos de transformação de ondas em águas rasas, já que a energia da onda pode ser dispersa ou concentrada. A concentração ou dispersão da energia desta onda, bem como os efeitos de seu deslocamento sobre profundidades progressivamente menores, têm como resultado a modificação da altura da onda. Um estudo de refração detalhado é capaz de identificar um *fator de amplificação de onda* que define uma relação entre a altura da onda em águas rasas e altura da onda ao largo.

Difração ocorre quando a onda encontra um obstáculo a sua propagação, mas parte da crista de onda não é obstruída (Figura 5.11b). A energia da onda que ultrapassou o obstáculo é transferida lateralmente ao longo da crista, criando ondas na "zona de sombra geométrica" do obstáculo – que pode ser uma ilha ou mesmo um quebra-mar.





O estudo destes processos é complexo, envolvendo modelos numéricos, e exige conhecimento detalhado da batimetria local. Neste trabalho, principalmente as praias de Piratininga e do Peró, circundadas por ilhas e promontórios rochosos, são potencialmente afetadas pela transformação das ondas em águas rasas.

Oliveira (2002) analisou a transformação de ondas defronte às praias de Ipanema e Leblon (Rio de Janeiro), localizadas relativamente próximas à praia de Piratininga e a oeste da baía de Guanabara. Defronte a Ipanema e Leblon estão a Ilha Redonda e as Ilhas Cagarras. Mais a SE, está a Ilha Rasa, protegendo esta praia das ondas desse quadrante (Figura 5.12). Oliveira (2002) considerou como mais freqüentes as ondas de sul e utilizou altura de 4 metros e período de 13 segundos (o que está de acordo com as condições extremas da situação "Mau tempo de SE" definida por Pinho, 2003). Seus resultados indicam que as ondas podem chegar na praia até 20% maiores onde não há atenuação (porção oeste) e até 40% menores na porção leste, em função das ilhas. Por outro lado, as ondas de SE são bastante atenuadas em função da presença da Ilha Rasa e da batimetria local, mostrando que o problema da refração deve ser abordado com cuidado.



Figura 5.12: Área de estudo de Oliveira (2002), a oeste da baía de Guanabara, Rio de Janeiro.

Apesar de toda a importância das transformações de ondas em águas rasas, Hallermeier (1981) explicitamente ignora, ao desenvolver suas equações, diversos fatores de importância como viscosidade, correntes, não linearidade das ondas, formas de fundo e inclinação do fundo. Ignora, também, a maior parte dos efeitos de empinamento de onda, exceto pelo comprimento de onda. Com isso, a altura de onda utilizada em suas equações é análoga à altura de onda ao largo. Entretanto, utilizou dados de ondógrafos localizados a profundidades menores que a profundidade de fechamento (em torno de 5 metros em sua área de estudo) para testar suas equações.

Por outro lado, Birkemeier (1985) avaliou as equações de Hallermeier (1981) e desenvolveu ajustes empíricos às mesmas através do uso de dados de ondas coletados a 18 metros de profundidade. Nicholls *et al.* (1998) utilizam dados de ondas na mesma profundidade ao validar as equações de Hallermeier (1981).

Sendo o objetivo deste trabalho avaliar a aplicabilidade das equações de determinação da profundidade de fechamento a partir de informações disponíveis ou de fácil obtenção, não foi feito um estudo de refração nas praias estudadas. A precisão desta determinação não é fundamental, já que as equações partem de simplificações e aproximações (Cowell *et al.*, 1999). Um dos benefícios da refração seria avaliar a importância de diferentes alturas e direção de onda nas praias estudadas ou mesmo em diferentes porções da praia. Durante este estudo, por ocasião dos levantamentos topo-batimétricos, foram observadas ondas maiores na praia de Itacoatiara que na praia de Piratininga, embora estas observações tenham sido feitas no mesmo dia e as praias estejam muito próximas entre si e orientadas de forma semelhante para sul ou sul-sudoeste. Itacoatiara se localiza entre dois promontórios rochosos, voltada ligeiramente para sul-sudoeste e a isóbata de 20 metros se localiza mais próxima da linha de costa do que nas outras praias (Figura 3.2). Além disso, o promontório a leste da praia não se estende demais em direção ao mar. Com essa orientação, ausência de ilhas e diferente geomorfologia local, é razoável supor que, apesar de expostas ao mesmo clima oceanográfico, a praia de Itacoatiara receberá a energia das ondas de forma distinta à praia de Piratininga. Por sua vez, nesta última praia, uma onda de SE potencialmente terá maior influência sobre o perfil central que sobre o perfil leste, embora isto só possa ser determinado com confiança através de um estudo detalhado destes processos.

5.3. Modelos de profundidade de fechamento

O cálculo da profundidade de fechamento em função do clima de ondas anual que incide em uma praia, como proposto por Hallermeier (1981), é de grande valia e praticidade. Utilizando a influência da propagação de ondas em águas rasas sobre o fundo e a teoria linear de ondas (teoria de Airy), Hallermeier (1981) sugere um procedimento para determinação da profundidade de fechamento em função de parâmetros estatísticos do clima de ondas anual. De forma simplista, este procedimento utiliza a velocidade orbital de ondas para determinar a movimentação incipiente de grãos e, em conseqüência, o aumento da ocorrência de transporte sedimentar. Hallermeier (1981) sugere duas simplificações analíticas deste procedimento para praias oceânicas constituídas por grãos de quartzo com diâmetro entre 0,16 e 0,42 mm (2,6 e 1,2 fi), explicitando a altura e período de onda em uma das equações e a altura significativa e o desvio padrão em outra, na tentativa de fornecer um procedimento baseado em informações sobre o clima de ondas mais

facilmente disponíveis. Outros autores analisaram este procedimento analítico de Hallermeier (1981) e sugeriram ajustes empíricos à suas equações ou ainda equações alternativas de maior simplificação, dependentes apenas da altura de onda. As equações utilizadas neste trabalho para determinação da profundidade de fechamento são reapresentadas a seguir (Tabela 5.3).

(15) $h_c \cong 2,28.H_s - 68,5.(\frac{H_s^2}{g.T^2})$ Hallermeier (1981)(17) $h_c \cong 2,28.H_{sx} - 68,5.(\frac{H_{sx}^2}{g.T_e^2})$ Hallermeier (1981)(19) $h_c \cong 2.H_s + 11.\sigma_{Hs}$ Hallermeier (1981)(20) $h_c \cong 1,75.H_{sx} - 57,9.(\frac{H_{sx}^2}{g.T_e^2})$ Birkemeier (1985)(21) $h_c \cong 1,57.H_{sx}$ Birkemeier (1985)(22) $h_c \cong 1,57.H_{sx} = 6,75.H_{s.anual}$ Houston (1995)(23) $h_c \cong 12,25.H_{s.anual}$ Wang & Davis Jr (2007)	Equação	Profundidade d	le Fechamento (m)
(17) $h_c \cong 2,28.H_{sx} - 68,5.(\frac{H_{sx}^2}{g.T_e^2})$ Hallermeier (1981)(19) $h_c \cong 2.H_s + 11.\sigma_{Hs}$ Hallermeier (1981)(20) $h_c \cong 1,75.H_{sx} - 57,9.(\frac{H_{sx}^2}{g.T_e^2})$ Birkemeier (1985)(21) $h_c \cong 1,57.H_{sx}$ Birkemeier (1985)(22) $h_c \cong 1,57.H_{sx} = 6,75.H_{s.anual}$ Houston (1995)(23) $h_c \cong 12,25.H_{s.anual}$ Wang & Davis Jr (2007)	(15)	$h_c \cong 2,28.H_s - 68,5.(\frac{H_s^2}{g.T^2})$	Hallermeier (1981)
(19) $h_c \cong 2.H_s + 11.\sigma_{Hs}$ Hallermeier (1981) (20) $h_c \cong 1,75.H_{sx} - 57,9.(\frac{H_{sx}^2}{g.T_e^2})$ Birkemeier (1985) (21) $h_c \cong 1,57.H_{sx}$ Birkemeier (1985) (22) $h_c \cong 1,57.H_{sx} = 6,75.H_{s.anual}$ Houston (1995) (23) $h_c \cong 12,25.H_{s.anual}$ Wang & Davis Jr (2007)	(17)	$h_c \cong 2,28.H_{sx} - 68,5.(\frac{H_{sx}^2}{g.T_e^2})$	Hallermeier (1981)
(20) $h_c \cong 1,75.H_{sx} - 57,9.(\frac{H_{sx}^2}{g.T_e^2})$ Birkemeier (1985)(21) $h_c \cong 1,57.H_{sx}$ Birkemeier (1985)(22) $h_c \cong 1,57.H_{sx} = 6,75.H_{s.anual}$ Houston (1995)(23) $h_c \cong 12,25.H_{s.anual}$ Wang & Davis Jr (2007)	(19)	$h_c \cong 2.H_s + 11.\sigma_{Hs}$	Hallermeier (1981)
(21) $h_c \cong 1,57.H_{sx}$ Birkemeier (1985) (22) $h_c \cong 1,57.H_{sx} = 6,75.H_{s.anual}$ Houston (1995) (23) $h_c \cong 12,25.H_{s.anual}$ Wang & Davis Jr (2007)	(20)	$h_c \cong 1,75.H_{sx} - 57,9.(\frac{H_{sx}^2}{g.T_e^2})$	Birkemeier (1985)
(22) $h_c \cong 1,57.H_{sx} = 6,75.H_{s.anual}$ Houston (1995) (23) $h_c \cong 12,25.H_{s.anual}$ Wang & Davis Jr (2007)	(21)	$h_c \cong 1,57.H_{sx}$	Birkemeier (1985)
(23) $h_c \cong 12,25.H_{s.anual}$ Wang & Davis Jr (2007)	(22)	$h_c \cong 1,57.H_{sx} = 6,75.H_{s.anual}$	Houston (1995)
	(23)	$h_c \cong 12,25.H_{s.anual}$	Wang & Davis Jr (2007)

Tabela 5.3: Resumo das equações de determinação da profundidade de fechamento.

A determinação da profundidade de fechamento através das equações listadas na Tabela 5.3 é dependente da altura de onda ou da altura de onda e do desvio padrão. Mesmo quando o período de onda é considerado, sua influência é pequena, como um ajuste a esbeltez da onda (H_s/T) (Hallermeier, 1981; Nicholls *et al.*, 1998). Com isso, a definição deste limite de mobilidade do perfil é extremamente dependente da fonte de dados do clima de ondas. Não só a fonte de dados é importante, mas também a escolha dos parâmetros estatísticos de descrição deste clima de ondas. Hallermeier (1981) desenvolve a equação 15, dependente da altura de onda significativa, mas encontra resultados mais condizentes com observações de campo através da equação 17, dependente da altura de onda extrema. Este capítulo dedica-se a apresentar e avaliar a profundidade de fechamento através das equações apresentadas na Tabela 5.3 e das informações de ondas disponibilizadas pelos sistemas de previsão (CPTEC e LAMMA, para os anos de 2007 e 2008) e por Pinho (2003) a partir da análise de dados pretéritos.

5.3.1. Profundidade de fechamento a partir da previsão de ondas

O registro diário da previsão de ondas pode fornecer informações detalhadas do clima de ondas. Seu principal benefício é a ausência de custo, embora necessite de registros longos para fornecer informações confiáveis. Há ainda, como discutido na seção 5.1, a dificuldade na previsão dos eventos de maior hidrodinâmica e a necessidade de transportar estas informações de ondas previstas ao largo para as proximidades das praias de interesse.

Neste trabalho, é avaliada a aplicação da previsão diária de ondas por dois anos na determinação da profundidade de fechamento. A Tabela 5.4 e a Tabela 5.5 relacionam a profundidade de fechamento calculada utilizando, respectivamente, a altura significativa e a altura de onda extrema como fonte para as equações. As equações que dependem do período de onda (15, 17 e 20) foram calculadas somente a partir dos dados do LAMMA (2007 e 2008). Além disso, as equações que utilizam a altura extrema de onda foram calculadas a partir da onda extrema determinada a partir da série e para a onda extrema calculada a partir da equação 16 (Thompson & Harris, 1972 *apud* Hallermeier, 1981), que relaciona essa altura à onda significativa e ao desvio padrão das alturas de onda. Assim como o clima de ondas foi analisado a cada ano individualmente e ao longo de todo o período (dois anos), a profundidade de fechamento foi calculada através de cada equação para cada um desses períodos, associando o fechamento a uma escala temporal definida (Nicholls *et al.*, 1996 *apud* Dean & Dalrymple, 2002).

	Dados de Entrada			Profundidade de Fechamento (h _c)					
	H _s (m)	σ (m)	Т (s)	Eq. 15	Eq. 20	Eq. 19	Eq. 22	Eq. 23	
LAMMA: 2007	2,40	0,44	8,51	4,92	3,73	9,64	16,20	29,40	
LAMMA: 2008	2,.32	0,36	8,34	4,75	3,60	8,60	15,66	28,42	
LAMMA: 2007-2008	2,36	0,40	8,42	4,83	3,67	9,12	15,93	28,91	
CPTEC: 2007	2,50	0,62	х	х	x	11,82	16,88	30,63	
CPTEC: 2008	2,04	0,47	х	х	x	9,25	13,77	24,99	
CPTEC: 2007-2008	2,31	0,59	х	x	x	11,11	15,59	28,30	

 Tabela 5.4: Profundidade de fechamento calculada através de informações de altura de onda

 significativa a partir das informações do CPTEC e LAMMA.

	Dados de Entrada		Eq. 17		Eq. 20		Eq. 21		
	H _{sx} (m)	T _e (s)	* <i>H</i> _{sx} (m)	(H _{sx})	(* <i>H</i> sx)	(H _{sx})	(* <i>H</i> sx)	(H _{sx})	(* <i>H</i> sx)
LAMMA: 2007	4,13	9,00	4,86	7,94	9,04	5,98	6,78	6,48	7,63
LAMMA: 2008	3,40	8,25	4,34	6,56	7,96	4,95	5,96	5,34	6,81
LAMMA: 2007-2008	4,00	9,19	4,60	7,80	8,74	5,88	6,57	6,28	7,22
CPTEC: 2007	4,73	х	5,97	х	х	х	х	7,43	9,37
CPTEC: 2008	3,73	х	4,67	х	х	х	х	5,86	7,33
CPTEC: 2007-2008	4,65	х	5,61	х	х	х	x	7,30	8,81

Tabela 5.5: Profundidade de fechamento calculada através de informações de altura de ondaextrema a partir das informações do CPTEC e LAMMA.

* H_{xx} calculado pela equação 16.

A partir destes resultados, pode-se observar que a profundidade de fechamento foi sempre maior no ano de 2007, intermediária no conjunto de dois anos e menor no ano de 2008. Este resultado ilustra a íntima relação da profundidade de fechamento determinada pelas equações com a altura de onda. As maiores alturas de ondas e mais intensas tempestades em 2007 se desdobram em uma profundidade de fechamento maior, como esperado.

As profundidades de fechamento determinadas a partir das informações de onda previstas pelo CPTEC são freqüentemente maiores que aquelas determinadas pela previsão de ondas do LAMMA (Figura 5.13). A equação 19, dependente da altura significativa e desvio padrão, resulta em torno de 9 metros pelo LAMMA e 11 metros pelo CPTEC. A equação 21, dependente apenas da altura de onda extrema, resulta em valores em torno de 6 a 7 metros pelo LAMMA e de 7 a 8 metros pelo CPTEC, de acordo com a altura de onda extrema utilizada (observada ou calculada pela equação 16). Com isso, a profundidade de fechamento determinada pelas ondas previstas pelo CPTEC (e equações 19 e 21) são em média 16% maiores que pelo LAMMA (oscilando entre 8 e 23% maiores).

A profundidade de fechamento determinada pelas equações 22 e 23, que dependem exclusivamente da altura de onda significativa, não apresentou o mesmo padrão. Apenas para o ano de 2007 o fechamento foi maior através das ondas previstas pelo CPTEC. Em ambas as equações, a profundidade de fechamento foi 4% maior a partir das ondas previstas pelo CPTEC em 2007, 14% maior a partir das ondas previstas pelo LAMMA em 2008 e, em ambos os anos, as ondas do LAMMA geraram profundidades de fechamento 2% maiores. Este resultado mostra que os elevados desvios e maiores alturas previstas pelo CPTEC em 2007 têm maior influência nas equações que utilizam o desvio padrão ou a altura de onda extrema.



Figura 5.13: Profundidade de fechamento a partir de ondas previstas pelo CPTEC e LAMMA (2007 e 2008). Entre parênteses, está o parâmetro de maior influência no cálculo.

Ainda sobre a Figura 5.13, é evidente a diferença entre os valores previstos para profundidade de fechamento através das diferentes equações. A equação 19 fornece valores da ordem de 9 metros, com a exceção do ano de 2007 pela previsão do CPTEC, cujos valores de fechamento de 11,8 metros indicam uma forte influência das tempestades na altura significativa e no desvio padrão. A equação 21 fornece valores de 6,5 m em média a partir da onda extrema mensurada e 7,9 m a partir da onda extrema calculada, uma diferença de 22%. Este resultado ilustra bem a importância da escolha do parâmetro estatístico de descrição das ondas na determinação analítica da profundidade de fechamento. A equação 22 fornece valores

em torno de 15,7 m e a equação 23 em torno de 28,4 m. A equação proposta por Houston (1995) fornece valores elevados de profundidade de fechamento. A equação de Wang & Davis Jr (2007), ajustada a uma praia de baixa energia, fornece profundidades de fechamento surpreendentemente altas e não foram encontradas indicações na literatura de limites tão elevados para esta zona do litoral. Estas equações devem ser observadas com cautela. A equação 22 se baseia nas equações 16 e 21 e aproxima uma relação entre altura significativa e desvio padrão. Houston (1995) recomenda que tal aproximação não deva ser feita quando há disponibilidade de dados. Wang & Davis Jr (2007), por sua vez, modificam a equação 22 empiricamente a partir de informações em uma praia de baixa energia na Flórida (Estados Unidos) para determinar a equação 23. Sua aplicação a outras praias, principalmente de maior energia, deve apresentar reservas. Os valores muito elevados são mais compatíveis com o esperado para o limite entre antepraia inferior e a plataforma continental interna (Cowell *et al.*, 1999).



Figura 5.14: Profundidade de fechamento a partir de ondas previstas pelo LAMMA (2007 e 2008). Entre parênteses, está o parâmetro de maior influência no cálculo.

A Figura 5.14 ilustra a profundidade de fechamento calculada a partir das equações que utilizam o período de onda e, portanto, apenas as informações previstas pelo LAMMA foram utilizadas. Hallermeier (1981) define a equação 15 como uma relação entre a profundidade de fechamento e a altura de onda, ajustada à esbeltez da onda. Entretanto, ao testar a equações contra perfis superpostos, o mesmo autor sugere o uso da equação 17, substituindo a altura de onda extrema e período associado pela altura significativa e período. Birkemeier (1985) sugere um ajuste

empírico dos coeficientes da equação 17 a partir de perfis levantados na Carolina do Norte (Estados Unidos), gerando a equação 20. As equações 15, 17 e 20 foram utilizadas para o cálculo da profundidade de fechamento através da altura de onda significativa (equação 15 e equação 20 modificada), a altura de onda extrema e altura de onda extrema calculada (equações 17 e 20) (Figura 5.14).

Mais uma vez, a influência das maiores alturas de onda em 2007 é percebida na profundidade de fechamento, principalmente quando este limite é calculado através da altura de onda extrema. A profundidade de fechamento calculada para ambos os anos é muito próxima à calculada apenas para 2007, em função da importância das maiores tempestades de 2007 nessa série de dados.

As profundidades de fechamento determinadas pela equação 20 de Birkemeier (1985) são, em média, 25% menores que aquelas calculadas pelas equações de Hallermeier (1981). Este resultado é esperado, já que a equação de Birkemeier (1985) apenas reduz os coeficientes da equação de Hallermeier (1981). Wang & Davis Jr (2007) encontraram resultados similares em uma praia de baixa energia, com diferença de aproximadamente 20%.

O uso da altura de onda extrema calculada pela equação 16 na determinação da profundidade de fechamento através das equações 17 e 20 resultou em profundidades de 11 a 21% maiores. Isto é conseqüência da estimativa elevada da altura de onda extrema através da equação 16 para esta série de dados.

Como esperado, a aplicação das equações 17 e 20 com o uso da altura significativa ao invés da altura de onda extrema recomendada por Hallermeier (1981) resultou em profundidades de fechamento de 30 a 50% inferiores.

Com isso, é possível determinar profundidades de fechamento de 4 a 30 metros de acordo com a escolha da equação e do parâmetro estatístico do clima de ondas. Entretanto, é razoável assumir o seguinte procedimento: (a) considerar a recomendação de Hallermeier (1981) para uso de altura de onda extrema na equação 17; (b) desconsiderar o ajuste empírico de Wang & Davis Jr (2007) (equação 23), pelo menos até a verificação destes ajustes para as praias de estudo; (c) desconsiderar a equação 22 de Houston (1995), já que o próprio autor não recomenda as aproximações quando há disponibilidade de dados do clima de ondas. Ao assumir estas limitações, apenas as equações de Hallermeier (1981) podem ser aplicadas e os resultados oscilam entre uma profundidade de fechamento em torno de 8 metros pela equação 17 e de 9 a 11 metros pela equação 19. Os ajustes empíricos de Birkemeier (1985) resultam em valores mais rasos, em torno de 6 metros. Estas equações dependem de parâmetros descritivos do clima de ondas que nem sempre estão disponíveis (altura de onda extrema e período associado ou altura significativa e

desvio padrão). A equação 21 de Birkemeier (1981), empírica, depende apenas da altura de onda extrema e fornece profundidades de fechamento em torno de 6,8 metros ou 8 metros quando usada a altura de onda extrema calculada pela equação 16, como recomendado por Hallermeier (1981). Mesmo que não seja fundamental uma análise da precisão destas equações (Cowell *et al.*, 1999), esta grande variedade de resultados evidencia a necessidade de verificar a aplicação destas equações ao litoral do Rio de Janeiro e seu clima de ondas.

5.3.2. Profundidade de fechamento a partir de estatísticas de ondas

A íntima relação da profundidade de fechamento determinada analiticamente com a altura das maiores ondas no período considerado faz com que seja necessário avaliar em maior detalhe o clima de ondas. Os valores de profundidade de fechamento calculadas na seção anterior para 2007 são, em média, 18% maiores que os calculados para 2008. O uso de estatísticas anuais descritivas a partir de série mais longas pode ser a solução para este problema, gerando uma profundidade de fechamento para um clima de ondas anual *típico* (Hallermeier, 1981). As informações de ondas na bacia de Campos disponibilizadas por Pinho (2003) podem ser utilizadas.

Como visto na seção 5.1, Pinho (2003) descreve uma estatística sazonal de ondas na bacia de Campos. Nesta seção será analisada a profundidade de fechamento a partir da descrição de onda em cada um dos quatro estados de mar, embora tenha sido possível observar uma boa correspondência entre as ondas previstas pelo CPTEC e LAMMA e a situação de "Mau tempo de SE".

A descrição de Pinho (2003) para cada condição de mar inclui valores médios, máximos e mínimos de altura de onda significativa e período de onda associado. O autor também descreve, nos mesmos termos, valores de altura significativa máxima. Este último será considerado, para fins de análise, como equivalente à altura de onda extrema definida por Hallermeier (1981) como a altura cuja altura é excedida 0,137% do tempo, embora não seja descrito desta forma por Pinho (2003). Estes resultados estão listados na

A partir destas informações de ondas, é possível calcular a profundidade de fechamento através das diversas equações, embora não seja possível utilizar a equação 16 para determinação da altura de onda extrema, nem a equação 19 de profundidade de fechamento já que estas dependem do desvio padrão.

A Tabela 5.6 relaciona a profundidade de fechamento calculada através das faixas de altura de onda significativa. Com isso, há uma faixa de ocorrência da profundidade de fechamento em função de cada condição de mar.

			Dados de Entrada		Profur	o (m)		
			$H_{ m s}$ (m)	T (s)	Eq. 15	Eq. 20	Eq. 22	Eq. 23
		Média aritmética	1,75	6,50	3,48	2,63	11,81	21,44
	Bom tempo	Valores maiores	2,00	7,00	3,99	3,02	13,50	24,50
		Valores menores	1,50	6,00	2,98	2,26	10,13	18,38
	Bom tempo marulhos	Média aritmética	1,75	11,50	3,83	2,93	11,81	21,44
soc		Valores maiores	2,00	12,00	4,37	3,34	13,50	24,50
Cam		Valores menores	1,50	11,00	3,29	2,52	10,13	18,38
de (Mau tempo	Média aritmética	1,75	10,00	3,78	2,88	11,81	21,44
lcia	do SW	Valores maiores	2,00	12,00	4,37	3,34	13,50	24,50
Ba	ue Sw	Valores menores	1,50	8,00	3,17	2,42	10,13	18,38
	Mau tempo	Média aritmética	2,50	10,50	5,30	4,04	16,88	30,63
		Valores maiores	3,00	12,00	6,40	4,88	20,25	36,75
	UE SE	Valores menores	2,00	9,00	4,21	3,21	13,50	24,50

Tabela 5.6: Profundidade de fechamento calculada através de informações de altura de ondasignificativa a partir das informações de Pinho (2003).

As profundidades de fechamento calculadas para cada condição de mar, considerando a faixa de ocorrência de alturas de onda significativa, resultaram em valores significativamente maiores (em torno de 40%) para a condição de "Mau tempo de SE". Como as alturas de onda significativas são iguais para as outras três condições de mar, a profundidade de fechamento calculada através das equações 22 e 23, que dependem apenas da altura de onda significativa, também são iguais. Mesmo a profundidade de fechamento calculada a partir das equações 15 e 20, que dependem também do período de onda, apresentou valores muito próximos para as condições "Bom tempo", "Bom tempo com marulhos" e "Mau tempo de SW", com diferenças da ordem de 5%. Desta forma, a profundidade de fechamento estaria controlada pela situação de maior energia ("Mau tempo de SE"). A Figura 5.15 ilustra as informações da Tabela 5.6.


Figura 5.15: Profundidade de fechamento calculada através de informações de altura de onda significativa a partir das informações de Pinho (2003).

Assim como foi observado a partir das informações de previsão de ondas, a equação de Houston (1995) (equação 22) e o ajuste empírico de Wang & Davis Jr (2007) para uma praia de baixa energia (equação 23) forneceram profundidades de fechamento elevadas. A equação 23 resultou em fechamento de até 36 metros em condição de "Mau tempo de SE" e valores em torno de 24,5 metros nas outras condições de mar. A equação 22 resultou em profundidades de fechamento em torno

de 17 metros para a condição "mau tempo de SE" e em torno de 12 metros para as demais.

As equações 15 e 20, respectivamente de Hallermeier (1981) e Birkemeier (1985) utilizam a altura de onda significativa apesar da recomendação de Hallermeier (1981) de utilização da altura de onda extrema nestas equações. A equação de Hallermeier (1981) apresenta valores aproximadamente 50% menores quando utilizam a altura de onda significativa ao invés da altura de onda extrema (Tabela 5.6 e Tabela 5.7). A equação de Birkemeier (1985) resulta em valores 50% menores através da altura de onda significativa. Este resultado também foi observado na profundidade de fechamento calculada a partir dos dados de CPTEC e LAMMA.

A Tabela 5.7 lista o resultado da profundidade de fechamento calculada através da altura de onda extrema e da equação 17 (Hallermeier, 1981) e das equações 20 e 21 (Birkemeier, 1985). As profundidades de fechamento calculadas através da equação 20, modificada empiricamente por Birkemeier (1985), são aproximadamente 31% menores que a equação 17 de Hallermeier (1981). A equação simplificada de Birkemeier (1985) (eq. 21), desenvolvida para os mesmos dados que a equação 20, calcula valores aproximadamente 33% menores que a equação 17 para todas as situações de mar.

			Dados de Entrada		Profundidade de Fechamento (m)		
			H _{sx} (m)	T _e (s)	Eq. 17	Eq. 20	Eq. 21
	Bom tempo	Média aritmética	3,50	8,00	6,64	4,99	5,50
		Valores maiores	4,00	8,00	7,37	5,52	6,28
		Valores menores	3,00	8,00	5,86	4,42	4,71
Campos	Bom tempo marulhos	Média aritmética	3,00	17,00	6,62	5,07	4,71
		Valores maiores	3,50	18,00	7,72	5,90	5,50
		Valores menores	2,50	16,00	5,53	4,23	3,93
de (Mau tempo de SW	Média aritmética	6,00	16,00	12,70	9,67	9,42
Bacia		Valores maiores	6,00	16,00	12,70	9,67	9,42
		Valores menores	6,00	16,00	12,70	9,67	9,42
	Mau tempo de SE	Média aritmética	4,25	14,00	9,05	6,89	6,67
		Valores maiores	4,50	14,00	9,54	7,26	7,07
		Valores menores	4,00	14,,00	8,55	6,52	6,28

 Tabela 5.7: Profundidade de fechamento calculada através de informações de altura de onda

 extrema a partir das informações de Pinho (2003).



Figura 5.16: Profundidade de fechamento calculada através de informações de altura de onda *extrema* a partir das informações de Pinho (2003).

A Figura 5.16 ilustra os resultados da Tabela 5.7. A profundidade de fechamento calculada pela equação de Hallermeier (1981) é de aproximadamente 6,6 metros para as condições de "bom tempo" e "bom tempo com marulhos", 12,7 metros para "mau tempo de SW" e 9,1 metros para "mau tempo de SE". Alternativamente, Hallermeier (1981) sugere a utilização da altura de onda extrema e do período de onda médio ou significativo para o cálculo da profundidade de fechamento. Isto resultaria em um fechamento em torno de 8,5 metros. As maiores profundidades de fechamento estão relacionadas à condição de "mau tempo de SW" em função da maior altura de onda extrema e longo período. Entretanto, os valores de altura de onda significativa para esta situação não refletem esta alta energia. Neste caso, a situação de "mau tempo de SE" é responsável pelas maiores alturas de onda e, conseqüentemente, pelas maiores profundidades de fechamento. De qualquer forma, a implicação é de que, segundo a equação de Hallermeier (1981), a profundidade de fechamento está relacionada à ação de ondas episódicas de maior magnitude.

5.4. Perfis e granulometria de praias

Durante este trabalho, foram monitorados perfis topo-batimétricos do sistema praia-antepraia em três praias – duas em Niterói, RJ (praia de Piratininga e Itacoatiara) e uma em Cabo Frio, RJ (praia do Peró). Além disso, foram analisadas amostras de sedimento ao longo dos perfis. Nesta seção, estas informações são analisadas a cada perfil a fim de identificar características que possam auxiliar na determinação da profundidade de fechamento.

5.4.1. Praia de Piratininga – Perfil Oeste

O gráfico da Figura 5.17 mostra os perfis superpostos e o desvio padrão entre os perfis batimétricos. A linha tracejada cinza marca o limite de desvio padrão de 0,3 m determinado por Hallermeier (1981) como limite de convergência dos perfis, de acordo com a precisão das técnicas de levantamento. A partir de aproximadamente 205 m de distância, o desvio padrão é consistentemente menor que 0,30 m, com valor médio de 0,24 m. Esta diminuição do desvio padrão ocorre a uma profundidade de aproximadamente 7,6 m. De acordo com a definição de Hallermeier (1981), esta seria a profundidade de fechamento ao longo do monitoramento.



Figura 5.17: Perfis superpostos na porção oeste da praia de Piratininga, incluindo o desvio padrão de altura sedimentar ao longo do perfil.

Ao gráfico anterior são adicionadas duas linhas que decompõem a forma hiperbólica da antepraia em duas retas de inclinação distintas (Figura 5.18). A porção mais próxima à costa possui ângulo de mergulho mais elevado, de aproximadamente 2,8°. Já a porção mais profunda tem ângulo em torno de 0,7°. Esta mudança de gradiente ocorre de forma relativamente brusca e estas retas de inclinação distintas se encontram num ponto do perfil cuja profundidade é de aproximadamente 11,6 metros. Como esta mudança de declividade é relativamente brusca, é possível determinar uma profundidade onde ocorre a transição de declividade. No entanto, é possível observar que existe uma zona de transição entre os dois ambientes, ocorrendo entre 260 e 370 metros de distância ao longo do perfil.



Figura 5.18: Perfis superpostos na porção oeste da praia de Piratininga, mostrando a decomposição da antepraia em dois gradientes distintos.

A Figura 5.19 mostra as mesmas informações, mas adiciona os valores de diâmetro médio dos sedimentos ao longo do perfil a partir de amostras coletadas durante o monitoramento e a partir da recuperação de análises de sedimento (Muehe, 1989) em localização próxima ao perfil oeste da praia de Piratininga. Embora uma análise mais detalhada se torne difícil em função da baixa densidade de amostras, é possível observar grãos mais grossos na face de praia, com um afinamento gradativo em direção ao mar. Este padrão é consistente com o descrito por Niedoroda *et al.* (1985). Entre a amostra coletada a 195 metros de distância ao longo do perfil e a amostra coletada a 370 metros, ocorre um aumento do diâmetro de 0,22 mm (2,16 fi) para 0,36 mm (1,46 fi). Esse aumento de diâmetro também é consistente com o descrito por Niedoroda *et al.* (1985) e Cowell *et al.* (1999) afirmam que a profundidade onde ocorre a transição é, grosso modo, equivalente à profundidade de fechamento descrita por Hallermeier (1981). A baixa densidade de amostras torna difícil uma

localização precisa desta transição, que poderia estar associada ao ponto de convergência dos perfis (a 7,6 m de profundidade) ou ao ponto de mudança de declividade (a 11,6 m de profundidade).



Figura 5.19: Perfis superpostos na porção oeste da praia de Piratininga, mostrando o diâmetro médio ao longo do perfil.

A Figura 5.20 acrescenta os parâmetros granulométricos desvio padrão e assimetria ao longo do perfil. As amostras ao longo do perfil são moderadamente bem selecionadas. O desvio padrão granulométrico é mais alto na zona de surfe (em torno de 0,61) e decresce em direção ao mar até 0,46 a uma distância de 175 m. Entre 195 m e 370 m, o desvio padrão aumenta de 0,55 para 0,60. Esta diminuição do selecionamento é esperada (Niedoroda *et al.*, 1985; Cowell *et al.*, 1999), já que a influência das ondas é gradativamente menor a maiores profundidades, diminuindo o transporte seletivo de grãos. Grosso modo, o selecionamento começa a diminuir num ponto aproximadamente coincidente com a convergência dos perfis a 7,6 m de profundidade. No entanto, as diferenças são pequenas (em torno de 10%) e as amostras são todas moderadamente bem selecionadas, tornando difícil avaliar a significância deste parâmetro.

A assimetria é positiva na face de praia, tornando-se gradativamente mais negativa em direção ao mar. A assimetria negativa na zona de surfe indica um excesso de grossos como esperado. A agitação das ondas nesta região do perfil é muito eficiente na suspensão dos grãos mais finos, resultando em depósitos com um aparente excesso de grãos mais grossos (Masselink & Hughes, 2002). Além disso, a assimetria mais negativa em direção ao mar pode ser indicativa de depósitos residuais de condições de maior energia (tempestades). A 170 m ao longo do perfil ocorre a amostra de assimetria mais negativa (-0,38). A amostra a 195 m já apresenta

assimetria de -0,11 e em direção ao mar as amostras são aproximadamente simétricas. Essa transição brusca é aproximadamente coincidente com o ponto de convergência dos perfis. Entretanto, como visto na Tabela 4.4, o uso do valor absoluto da assimetria das amostras analisadas por Muehe (1989) pode ser problemático.



Figura 5.20: Perfis superpostos na porção oeste da praia de Piratininga, mostrando também o desvio padrão granulométrico e a assimetria ao longo do perfil.

A convergência dos perfis acontece a aproximadamente 7,6 m de profundidade e a mudança de declividade a 11,6 m. O diâmetro médio ao longo do perfil mostra uma mudança entre dois ambientes, mas é difícil posicionar o limite precisamente em função da baixa densidade de amostras ao longo do perfil. O desvio padrão indica modestamente um menor selecionamento a partir da convergência dos perfis e mais acentuadamente a partir da mudança de declividade. As diferenças, entretanto, são pequenas demais para serem conclusivas. A assimetria claramente indica amostras de sedimentos aproximadamente assimétricas a partir da profundidade de convergência dos perfis.

5.4.2. Praia de Piratininga – Perfil Central

No perfil central da praia de Piratininga, a convergência dos perfis não é marcada tão claramente quanto no perfil oeste (Figura 5.21). Utilizando o limite de desvio padrão de 0,3 m rigidamente, esta convergência estaria localizada a aproximadamente 4,0 m de profundidade. Em direção ao mar, o desvio padrão se mantém no limiar de 0,3 m até a profundidade de 6,0 m e volta a exceder este limite em torno de 10,5 m de profundidade. Este caso mostra claramente a dificuldade de

utilização de um método de levantamento de precisão próxima àquela que se deseja determinar. Isto põe em dúvida a significância dos valores encontrados. A convergência do perfil definida entre 4,0 e 6,0 m é significativamente inferior àquela encontrada no perfil oeste da mesma praia – de 21 a 47% menor. Apesar do desvio padrão ao longo do perfil permitir a interpretação de erros durante o levantamento, é importante notar que este perfil está localizado defronte à Ilha do Pai e, possivelmente, é protegido das ondas de sul por esta ilha e das ondas de SE pela Ilha da Mãe. O perfil oeste possui menor proteção das ondas de sul e maior exposição a ondas de SW e, portanto, é esperado que a ação de ondas de tempestade seja mais intensa neste extremo da praia.



Figura 5.21: Perfis superpostos na porção central da praia de Piratininga, incluindo o desvio padrão de altura sedimentar ao longo do perfil.

A Figura 5.22 mostra a decomposição do perfil da antepraia em dois segmentos de reta de diferentes inclinações. A porção mais rasa tem ângulo de inclinação aproximado de 2,5°, enquanto a parte mais profunda e plana tem ângulo de 0,6°. As retas se encontram num ponto do perfil cuja profundidade é aproximadamente 11,7 metros e a transição ocorre entre a distância de 280 m e 380 m ao longo do perfil. A profundidade de mudança do gradiente é semelhante àquela encontrada no perfil oeste.



Figura 5.22: Perfis superpostos na porção central da praia de Piratininga, mostrando a decomposição da antepraia em dois gradientes distintos.

Na Figura 5.23 é possível visualizar as informações de granulometria disponíveis em conjunto com os perfis superpostos. O diâmetro médio é maior na face de praia e zona de surfe, diminuindo gradativamente com o aumento da profundidade até 209 m de distância ao longo do perfil – diâmetro de 0,23 mm (2,13 fi). A amostra a 370 m ao longo do perfil apresenta diâmetro médio de 0,22 mm (2,16 fi), aumentando a dimensão granulométrica a 570 m para 0,38 mm (1,38 fi). Assim como observado por Niedoroda *et al.* (1985), existe um aumento da granulometria na porção mais profunda do perfil, embora neste caso esse aumento aconteça de forma gradativa e além da profundidade de mudança do gradiente. A baixa densidade de amostras torna difícil a determinação precisa da profundidade onde ocorre a mudança da dimensão granulométrica. Este ponto só pode ser determinado com confiabilidade a partir da ocorrência da primeira amostra mais grossa a aproximadamente 15 m de profundidade, embora esse aumento aparente se iniciar a profundidades de 12,5 m.

A partir do desvio padrão, observam-se amostras bem selecionadas ou moderadamente bem selecionadas ao longo de todo o perfil, com desvios em torno de 0,5. Ainda assim, a esperada diminuição do grau de selecionamento em profundidades maiores pode ser observada em coincidência com o aumento da granulometria.

A partir da face de praia até além da zona de surfe, a assimetria se apresenta aproximadamente simétrica, oscilando entre uma assimetria ligeiramente positiva e ligeiramente negativa dependendo da data de coleta (com valores máximos de +0,2 e -0,2). A partir de aproximadamente 7 m de profundidade, a assimetria se estabiliza em torno de -0,14, indicando um excesso de sedimentos grossos ao longo do perfil. Essa porção do perfil de assimetria relativamente estável pode estar associada ao uso de

informações pretéritas (Muehe, 1989), já que este parâmetro é intimamente relacionado com as condições de transporte à época da coleta.



Figura 5.23: Perfis superpostos na porção central da praia de Piratininga, mostrando os parâmetros granulométricos ao longo do perfil.

5.4.3. Praia de Piratininga – Perfil Leste

No perfil leste da praia de Piratininga, não foi possível definir claramente uma profundidade de fechamento a partir do desvio padrão. A Figura 5.24 mostra os perfis superpostos e o desvio padrão associados a esta superposição. O desvio padrão ao longo de todo o perfil se manteve abaixo dos 0,30 m, exceto por alguns picos em torno de 5 a 8 metros de profundidade e na região mais oceânica do perfil. Nesta última, o desvio elevado é claramente em função do perfil coletado em julho de 2008, cujas profundidades são sistematicamente menores, apesar de manter a mesma morfologia. Isto pode estar associado, possivelmente, a erros de previsão de maré. As razões para isto não são claras, mas podem indicar desde uma maior estabilidade do perfil. Este perfil está localizado na região da praia entre as ilhas do Pai e da Mãe, relativamente abrigado, mas susceptível a ação de tempestades.



Figura 5.24: Perfis superpostos na porção leste da praia de Piratininga, incluindo o desvio padrão de altura sedimentar ao longo do perfil.

A Figura 5.25 mostra a decomposição da antepraia em duas regiões de inclinação distintas, com a região mais rasa apresentando ângulo médio de 2,3° e a região mais profunda de 0,7°. A transição entre estas regiões ocorre entre 290 e 410 metros de distância ao longo do perfil. Esta mudança de gradiente ocorre a uma profundidade de 11,9 m, apenas ligeiramente maior que nos perfis no centro e a oeste (em torno de 2% maior).



Figura 5.25: Perfis superpostos na porção leste da praia de Piratininga, mostrando a decomposição da antepraia em dois gradientes distintos.

A Figura 5.26 mostra as mesmas informações, mas adiciona os valores de parâmetros granulométricos ao longo do perfil. O diâmetro médio diminui da face de praia em direção ao mar, com valor máximo de 0,45 mm (1,19 fi) e mínimo de 0,17 mm (2,60 fi) a 6,2 m de profundidade. A aproximadamente 3,9 m de profundidade há

uma amostra de maior diâmetro (0,38 mm ou 1,38 fi) que interrompe esta tendência. De qualquer forma, após um mínimo de dimensão granulométrica a 6,2 m de profundidade, o diâmetro aumenta para 0,36 mm (1,40 fi) em uma profundidade aproximada de 12,9 m. Este aumento no diâmetro pode ser, grosso modo, relacionado com a mudança de declividade, embora a baixa densidade de amostras torne difícil uma localização precisa deste limite.



Figura 5.26: Perfis superpostos na porção leste da praia de Piratininga, mostrando os parâmetros granulométricos ao longo do perfil.

Assim como nos outros perfis desta praia, o desvio padrão oscila em torno de 0,5, indicando amostras bem selecionadas ou moderadamente bem selecionadas. O grau de selecionamento diminui ligeiramente na porção mais profunda do perfil, com desvio de 0,56 a 12,9 m de profundidade e 0,74 a quase 15 m. Este último desvio padrão indica uma amostra de selecionamento moderado. Aproximadamente a partir da mudança do gradiente, as amostras apresentam maior diâmetro e menor grau de selecionamento, corroborando com as informações disponíveis na literatura (Niedoroda *et al.*, 1985; Cowell *et al.*, 1999). Mais uma vez, vale ressaltar que a baixa densidade de amostras é uma limitação, mas este resultado é importante por somar evidências onde a mudança de gradiente pode ser um importante limite na zonação do perfil da antepraia.

Assim como no perfil central de Piratininga, a assimetria ao longo do perfil leste oscila entre ligeiramente positiva e ligeiramente negativa da face de praia até além da zona de surfe. Entretanto, no restante do perfil a assimetria apresenta um padrão distinto. A uma profundidade de aproximadamente 6 m, a assimetria é bem negativa (-0,25), mas é positiva (+0,20) a 12,9 m, tornando-se gradativamente negativa em direção ao mar. Este pico de assimetria positiva pode estar relacionado a

profundidade de mudança do gradiente, mas, como visto anteriormente, o uso de informações pretéritas de assimetria deve ser feito com cautela.

5.4.4. Praia de Itacoatiara – Perfil Central

No centro da praia de Itacoatiara, os 7 perfis coletados ao longo de 2007 e 2008 convergem em uma profundidade de aproximadamente 7 a 8 metros, considerando o limite de 0,30 m. O desvio padrão apresenta valores maiores que este limite em torno de 15 a 16 metros de profundidade, possivelmente associado a erros de medição da profundidade ou de posicionamento da mini-embarcação (caiaque) durante as medições. A partir da Figura 5.27, é evidente que os perfis submarinos foram geralmente levantados a partir de 5 metros de profundidade e apenas três perfis foram iniciados em profundidades menores que 4 metros. Nesta praia, a zona de surfe é geralmente mais extensa, dificultando a medição na parte mais rasa do perfil em função do empinamento das ondas. Além disso, como dito anteriormente, as ondas geralmente se apresentam mais acentuadas. Com isso, a análise da porção mais rasa do perfil é dificultada em função da existência de menos perfis. De qualquer forma, a profundidade de convergência se localiza além dessa zona, entre 7 e 8 m de profundidade, apresentando boa concordância com a convergência no perfil oeste de Piratininga.



Figura 5.27: Perfis superpostos na porção central da praia de Itacoatiara, incluindo o desvio padrão de altura sedimentar ao longo do perfil.

Como dito anteriormente, uma característica particular a Itacoatiara, dentre as praias estudadas, é a proximidade da isóbata de 20 metros da linha de costa, indicando uma plataforma interna mais estreita. Isto é evidente nos perfis mostrados na Figura 5.28, onde a região mais profunda possui maior declividade e a diferença de inclinação entre a porção mais rasa e a mais funda é menor que nos outros perfis estudados. O perfil desta praia alcança profundidades maiores que os perfis anteriores, apesar da distância da linha de costa ser equivalente. A antepraia do perfil monitorado em Itacoatiara possui uma forma hiperbólica menos acentuada, tornando mais difícil a simplificação deste ambiente em segmentos de reta (evidenciado pela dificuldade estatística de determinar o ponto de mudança de inclinação no capítulo 4). Apesar disto, foi possível encontrar duas porções diferenciadas, conforme mostra a Figura 5.28. A porção mais rasa tem mergulho aproximado de 2º enquanto a porção mais ao mar tem inclinação de 1,1º.



Figura 5.28: Perfis superpostos na porção central da praia de Itacoatiara, mostrando a decomposição da antepraia em dois gradientes distintos.

A transição entre os dois ambientes ocorre entre 400 e 500 m de distância ao longo do perfil e a profundidade definida como limiar de transição foi de 13,4 m. Mesmo tendo sido possível identificar dois ambientes, fica claro tanto pela geometria quanto pela pequena diferença de gradiente entre cada porção que estes ambientes não podem ser claramente diferenciados. Apesar da dificuldade de determinação, esta maior profundidade mudança de gradiente (14% maior que no perfil oeste de Piratininga ou 1,8 m) é um resultado esperado em função da maior exposição da praia de Itacoatiara a ondas do quadrante sul, por não estar protegida por ilhas.

A Figura 5.29 adiciona os parâmetros granulométricos de amostras de sedimento coletadas por Muehe (1989) em localização próxima ao levantamento do

104

perfil em Itacoatiara. O diâmetro médio decresce da face de praia em direção ao mar. Este diâmetro aumenta ligeiramente entre 4,0 e 11,5 m de profundidade, de 0,29 mm (1,79 fi) para 0,34 mm (1,54 fi). Apesar do aumento de diâmetro em profundidades além da zona de surfe ser esperado, a magnitude deste aumento foi muito baixa como ilustra a Figura 5.29. Além disso, como dito anteriormente, a baixa densidade de amostras torna difícil o uso desta informação para indicar com resolução razoável mudanças importantes ao longo do perfil. A partir destas informações, a zona de areias mais grossas além da zona de surfe ocorre a profundidades menores que a mudança de declividade, embora também não seja possível associá-la a profundidade



Figura 5.29: Perfis superpostos na porção central da praia de Itacoatiara, mostrando os parâmetros granulométricos ao longo do perfil.

As amostras ao longo do perfil são, em geral, bem selecionadas ou moderadamente bem selecionadas. Ao contrário do esperado (Niedoroda *et al.*, 1985; Cowell *et al.*, 1999), o desvio padrão decresce continuamente a partir da zona de surfe, mostrando apenas uma pequena tendência de aumento na amostra de maior profundidade. Isto pode indicar a existência de transporte seletivo, seja por ondas ou correntes, a profundidades maiores. No entanto, estas amostras se apresentam relativamente bem selecionadas ao longo de todo o perfil, dificultando a identificação de processos que provocam amostras de menor selecionamento.

A distribuição dos sedimentos nas amostras é aproximadamente simétrica. Assim como nos perfis descritos anteriormente, a assimetria das amostras do perfil emerso oscila entre ligeiramente positiva e negativa. A amostra de assimetria mais positiva (+0,15) ocorre a 12 m de profundidade, tornando-se negativa (até -0,17) com o aumento da profundidade. Este aumento da assimetria ocorre aproximadamente junto a mudança de gradiente. Este resultado indica um excesso de sedimentos finos em torno da mudança de gradiente, podendo indicar uma menor influência das ondas nesta profundidade. A assimetria deve sempre ser mais negativa em profundidades menores que a profundidade de fechamento, indicando um excesso de grossos, j´pa que a agitação causada pelas ondas tem muita eficiência em ressuspender e impedir a deposição de sedimentos finos. Entretanto, o uso da assimetria de amostras pretéritas possivelmente não é válido.

5.4.5. Praia do Peró – Perfil Sul

Na praia do Peró, foi realizada uma coleta de amostras superficiais de sedimento ao longo dos três perfis topo-batimétricos avaliados. Além de amostras na face de praia e na zona de surfe, foram coletadas 6 amostras ao longo do perfil, espaçadas aproximadamente 100 metros. Apesar de terem sido mensalmente levantados perfis na praia do Peró entre setembro de 2007 e outubro de 2008, a realização do perfil batimétrico com mini-embarcação (caiaque) foi extremamente difícil, principalmente em função do forte vento de NE tão comum nessa região. Com isso, poucos perfis foram levantados ao longo do tempo para superposição e estimativa da profundidade de convergência. A análise do desvio padrão da superposição dos perfis batimétricos é difícil em função da baixa quantidade de perfis superpostos (apenas três superposições no perfil sul e duas no perfil central e no perfil norte). Esta baixa quantidade de amostras diminui o significado do desvio padrão da altura do fundo passa a ser desprezível.

A Figura 5.30 mostra a superposição de três perfis no sul da praia do Peró. O desvio padrão de altura sedimentar entre esses perfis se mantém abaixo de 0,20 m por quase todo o perfil, sendo maior na porção mais rasa (0,32 m a 2,2 m de profundidade e 0,24 m a 3,8 m de profundidade). Com isso, não há definição de uma profundidade de convergência desta série de perfis utilizando o critério de variações menores que ± 15 cm ou desvio padrão de 0,30 m. A partir de profundidades menores que 3,8 m, o desvio padrão apresenta-se maior que no resto do perfil, indicando uma possível convergência utilizando um critério de desvio menor que 0,20 m. Entretanto, não é recomendado modificar o limite adotado, principalmente ao comparar diferentes perfis. A partir desta série de dados, pode-se definir que não há convergência. Entretanto, a superposição de apenas três perfis diminui o significado do desvio padrão.



Figura 5.30: Perfis superpostos na porção sul da praia do Peró, incluindo o desvio padrão de altura sedimentar ao longo do perfil.

Quando há escassez de perfis temporalmente espaçados para superposição e avaliação da convergência, seja por falta de tempo ou recursos, a geometria do perfil pode potencialmente fornecer informações sobre a dinâmica do perfil submerso da praia. No perfil sul da praia do Peró (Figura 5.31), a decomposição da antepraia em duas porções resulta em uma quebra de gradiente na profundidade de aproximadamente 8,5 metros. A porção mais rasa apresenta ângulo de inclinação em torno de 2,7°, enquanto a porção mais ao mar possui inclinação de 0,7°. A transição entre estes ambiente acontece entre 260 m e 370 m de distância ao longo do perfil.



Figura 5.31: Perfis superpostos na porção sul da praia do Peró, mostrando a decomposição da antepraia em dois gradientes distintos.

A Figura 5.32 inclui os valores de parâmetros granulométricos das amostras coletadas durante este trabalho. O diâmetro médio dos grãos ao longo do perfil é

relativamente pouco variável, sendo máximo na face de praia (0,20 mm ou 2,31 fi) e mínimo na zona de surfe (0,10 mm ou 3,26 fi). Além da zona de surfe, o diâmetro médio aumenta para 0,15 mm (2,76 fi), decresce para 0,13 mm (2,94 fi) a 9,5 m de profundidade e volta a crescer para 0,14 mm (2,88 fi) nas duas amostras mais profundas. Esta homogeneidade do diâmetro dos grãos ao longo do perfil torna difícil identificar a profundidade de ocorrência de areias mais grossas na antepraia, como descrito por Niedoroda *et al.* (1985) e Cowell *et al.* (1999).



Figura 5.32: Perfis superpostos na porção sul da praia do Peró, mostrando os parâmetros granulométricos ao longo do perfil.

As amostras são bem selecionadas ou muito bem selecionadas, com a exceção da amostra na face de praia, moderadamente bem selecionada. O desvio padrão granulométrico é mínimo próximo à zona de surfe (0,29) e aumenta conforme aumenta a profundidade (0,40 a 7 metros de profundidade e 0,47 a 9,5 m). Esta diminuição do grau de selecionamento ocorre a aproximadamente 7 metros de profundidade, com um aumento de aproximadamente 30% no desvio padrão. Ainda assim, a diferença absoluta é pequena e significa a transição entre uma amostra muito bem selecionada e uma amostra bem selecionada.

As amostras ao longo de todo o perfil apresentaram assimetria ligeiramente negativa. Na face de praia as amostras são mais assimétricas (-0,29), tornando-se aproximadamente simétricas da zona de surfe até 6 m de profundidade (-0,05). A 9,5 m, o sedimento volta a apresentar distribuição negativamente assimétrica (-0,22). Essa transição ocorre aproximadamente em concordância com a profundidade de mudança do gradiente da antepraia. Com isso, observa-se uma maior quantidade relativa de grãos mais grossos na face de praia e além da mudança de gradiente, com

distribuição aproximadamente simétrica na antepraia superior e média, ao contrário do esperado.

5.4.6. Praia do Peró – Perfil Central

Como dito anteriormente, o uso do desvio padrão de perfis superpostos como forma de determinar a profundidade de convergência a partir da qual as variações de altura do fundo são desprezíveis é condicionado a uma quantidade razoável de perfis para superposição. Na praia do Peró, no perfil central e norte, apenas dois perfis foram mensurados. Além da baixa quantidade de amostras, existem diferenças grandes entre os dois perfis até aproximadamente 12,5 m de profundidade. Estas diferenças podem estar associadas a erros de medição, principalmente a erros de posicionamento em função do vento constante, ou a erros de correção pela maré. Este último é pouco provável, já que na porção mais profunda ambos os perfis alinham perfeitamente.



Figura 5.33: Perfis superpostos na porção central da praia do Peró, incluindo o desvio padrão de altura sedimentar ao longo do perfil.

A Figura 5.34 mostra a decomposição da porção central da praia do Peró em duas regiões de inclinação distintas. A região mais próxima ao continente possui ângulo de mergulho de 1,9° enquanto a região mais ao mar, de 0,6°. A interseção dos seguimentos de reta marca a mudança relativamente brusca de gradiente, a uma profundidade de aproximadamente 10,8 m, entre 360 e 440 m de distância ao longo do perfil. Esta profundidade de mudança do gradiente é maior que no perfil sul, mais abrigado da incidência de ondas de todas as direções.



Figura 5.34: Perfis superpostos na porção central da praia do Peró, mostrando a decomposição da antepraia em dois gradientes distintos.

O diâmetro médio das amostras ao longo do perfil mostra uma redução do tamanho granulométrico médio a partir da face de praia (0,31 mm ou 1,68 fi) até imediatamente além da zona de surfe a 2,5 m de profundidade e diâmetro médio de 0,15 mm (2,74 fi). A partir dessa profundidade as amostras se mantêm homogêneas pelo restante do perfil. Embora Niedoroda *et al.* (1985) e Cowell *et al.* (1999) indiquem que a profundidade de fechamento possa ser indicada por um aumento da dimensão dos grãos a profundidades além do fechamento, estes últimos autores mostram que a ocorrência destas areias mais grossas não é universal. Neste caso, mesmo através do uso da escala logarítmica fi, as amostras mostraram-se homogêneas ao longo do perfil além da zona de surfe.



Figura 5.35: Perfis superpostos na porção central da praia do Peró, mostrando os parâmetros granulométricos ao longo do perfil.

As amostras ao longo do perfil são moderadamente selecionadas na face de praia e zona de surfe (com desvio padrão de 0,79 e 0,70, respectivamente) e tornamse bem selecionadas a partir de 5 m de profundidade. Embora exista uma tendência de diminuição do grau de selecionamento (e aumento do desvio padrão) a partir da mudança de declividade dos perfis, essa tendência é muito sutil – o desvio padrão aumenta gradativamente de 0,39 a 9,5 m de profundidade para 0,49 a 14 m. Assim, não é possível identificar a profundidade a partir da qual as ondas deixam de exercer influência no selecionamento dos grãos depositados.

A assimetria é positiva na face de praia (+0,20) e bastante negativa na zona de surfe (-0,46), indicando deposição de finos na face de praia e elevada turbulência na zona de surfe, indicado por excesso de grossos nas amostras. Imediatamente além da zona de surfe, o sedimento apresenta distribuição aproximadamente simétrica (-0,06), tornando-se negativamente assimétrica (-0,30) a 5,5 m de profundidade. Além desse ponto, as amostras são aproximadamente simétricas, tornando-se gradativamente mais negativamente assimétricas em direção ao mar (-0,17 a 14 m de profundidade). Embora a amostra imediatamente além da zona de surfe represente uma ruptura desse padrão, em geral as amostras apresentam excesso de sedimentos grossos até um limite entre 5,5 m e 9,5 m de profundidade (assimetria -0,30 e 0,00, respectivamente). Para determinar com mais detalhe essa mudança de característica granulométrica, seria necessário um menor espaçamento entre amostras. De gualguer forma, esta transição entre excesso de grossos em profundidades menores e amostras relativamente simétricas em direção ao mar parece acontecer em torno de 8 metros de profundidade. O aumento gradual da assimetria em direção ao mar é resultado do aumento do diâmetro médio. Nesse caso, a assimetria indica com maior ênfase este aumento do tamanho granulométrico, embora ainda não seja possível encontrar a mudança brusca descrita por Niedoroda et al. (1985).

5.4.7. Praia do Peró – Perfil Norte

Assim como no perfil central, o perfil norte da praia do Peró teve apenas duas superposições de perfis batimétricos, impossibilitando a identificação de uma profundidade de convergência dos perfis. Estes perfis estão ilustrados na Figura 5.36. Ao longo do perfil, os perfis apresentaram geometria semelhante, mas com altura sedimentar absoluta distinta, resultando em um desvio padrão relativamente alto (entre 0,3 e 0,4 m). Os perfis efetivamente convergem a uma profundidade aproximada de 12,5 m.



Figura 5.36: Perfis superpostos na porção norte da praia do Peró, incluindo o desvio padrão de altura sedimentar ao longo do perfil.

Entre 11 e 12,5 m de profundidade, aproximadamente coincidente com a mudança de gradiente, há uma grande discrepância entre os dois perfis, onde um deles descreve uma elevação da altura sedimentar semelhante a um banco. Em função disso, o desvio padrão é muito elevado (0,67 m) nesta área. Embora um estudo das condições meteo-oceanográficas anteriores ao levantamento do perfil possam fornecer respostas mais definitivas, esta morfologia inesperada possivelmente está associada a erros extraordinários de medição, principalmente erros de posicionamento já que os ventos constantes impedem a manutenção da posição por longo tempo.



Figura 5.37: Perfis superpostos na porção norte da praia do Peró, mostrando a decomposição da antepraia em dois gradientes distintos.

A Figura 5.37 ilustra a decomposição da antepraia em dois segmentos de reta de inclinações diferentes cuja interseção ocorre num ponto do perfil de aproximadamente 11,5 metros de profundidade. Na porção mais rasa, o ângulo é de 1,8º e na porção mais profunda, de 0,6º.



Figura 5.38: Perfis superpostos na porção norte da praia do Peró, mostrando os parâmetros granulométricos ao longo do perfil.

Assim como no perfil central desta praia, o diâmetro médio ao longo do perfil é bastante homogêneo (Figura 5.38). Na face de praia, o diâmetro é de 0,40 mm (1,34 fi), enquanto que na zona de surfe é de 0,15 mm (2,76 fi). No restante do perfil, o diâmetro é aproximadamente 0,16 mm (2,65 fi) com um pequeno acréscimo para 0,19 mm (2,40 fi) imediatamente além da mudança de gradiente, numa profundidade em torno de 12,8 m. Este acréscimo na dimensão granulométrica está de acordo com o descrito por Niedoroda *et al.* (1985), mas a pequena magnitude deste acréscimo diminui o significado físico deste indicador.

Em geral, as amostras neste perfil são menos selecionadas que em todos os outros perfis estudados. Na face de praia, os sedimentos são pobremente selecionados, com desvio padrão de 1,04. Em direção ao mar, o desvio padrão decresce, resultando em sedimentos bem selecionados até aproximadamente a profundidade de mudança de gradiente (11,5 m), a partir da qual o desvio padrão aumenta e o grau de selecionamento diminui. Este aumento ocorre entre a amostra a 9 metros de profundidade (0,42) e a 11,5 (0,60), chegando a um máximo de desvio padrão a 12,5 m (0,68).

A assimetria é bastante positiva (+0,38) na face de praia, decresce para uma amostra quase simétrica na zona de surfe (-0,01) e torna-se negativa pelo resto do perfil submarino, mantendo-se em -0,15 até 9 metros de profundidade. A partir da amostra seguinte em direção ao mar a assimetria se torna ainda mais negativa (em torno de -0,29). Isto indica que há um excesso de sedimentos grossos em profundidades maiores.

5.5. Análise Final

A profundidade de fechamento é definida como a profundidade a partir da qual variações na altura sedimentar de perfis sucessivos temporalmente são desprezíveis (Hallermeier, 1981). Este autor argumenta que essa profundidade pode ser estimada em função do clima de ondas, a partir da velocidade de cisalhamento crítica para mobilização do sedimento. A partir da teoria linear de ondas, Hallermeier (1981) sugere duas equações analíticas que simplificam o procedimento de cálculo da profundidade de fechamento para praias oceânicas de areias quartzosas e diâmetro mediano entre 0,16 e 0,42 mm (2,6 e 1,3 fi). Outros autores, como Birkemeier (1985) e Houston (1995), realizaram ajustes às equações de Hallermeier (1981). Estas equações são muito utilizadas na definição deste importante limite morfodinâmico para projetos de engenharia costeira e de recuperação de praias por aterro.

Apesar disso, como visto na seção 5.3, a profundidade de fechamento calculada analiticamente está intimamente relacionada às informações descritivas do clima de ondas e com a equação escolhida. Em função da diversidade de informação de ondas (dois sistemas de previsão de ondas para dois anos distintos e uma descrição estatística do clima oceanográfico ao largo) e das diferentes características das equações, a profundidade de fechamento encontrada variou entre um mínimo de 2,2 m e um máximo de 36,8 m, ou seja, abrangeu desde a zona pouco além da arrebentação até quase toda a plataforma continental interna. Assim sendo, é importante definir aqueles resultados que têm maior significado físico e concordância com outros indicadores. A Tabela 5.8 lista os resultados da profundidade de fechamento calculada através de diferentes equações e diferentes parâmetros de onda obtidos das diversas fontes (previsão do CPTEC e LAMMA e Pinho, 2003).

Como foi observado anteriormente, ao utilizar a altura significativa no lugar da onda extrema nas equações 15 e 20, o resultado da profundidade de fechamento é muito baixo. Os valores oscilam entre 2 e 5 metros, valores muito mais coerentes com praias de baixa energia (*i.e.* Wang & Davis Jr, 2007) do que com as praias estudadas neste trabalho. É por esta razão que Hallermeier (1981) recomenda a utilização da onda extrema na equação 15, reescrita como equação 17. Birkemeier (1985) também utiliza a altura de onda extrema na equação 20, ajustada empiricamente.

		Profundidade de Fechamento (m)					
		LAMMA CPTEC Pinho (2003)					
			5	Bom	Bom	Mau	Mau
	Variáveis	2007-2008	2007-2008	tempo	tempo	tempo	tempo
				tempo	marulho	de SW	de SE
Equação 15	H _s ; T	4,83	x	3,48	3,83	3,78	5,30
Equação 20	H _s ; T	3,67	x	2,63	2,93	2,88	4,04
Equação 17	H _{sx} ; T _e	7,80	x	6,64	6,62	12,70	9,05
Equação 17	H _{sx} *; T _e	8,74	x	x	x	x	x
Equação 17	H _{sx} ; T	7,54	x	x	x	11,16	8,54
Equação 20	H _{sx} ; T _e	5,88	x	4,99	5,07	9,67	6,89
Equação 20	H _{sx} *; T _e	6,57	X	х	x	х	х
Equação 21	H _{sx}	6,28	7,30	5,50	4,71	9,42	6,67
Equação 21	H _{sx} *	7,22	8,81	х	x	х	x
Equação 19	<i>Η</i> s; σ	9,12	11,11	X	x	X	x
Equação 22	H _s	15,93	15,59	11,81	11,81	11,81	16,88
Equação 23	Hs	28,91	28,30	21,44	21,44	21,44	30,63

 Tabela 5.8: Resumo dos cálculos da profundidade de fechamento através de diferentes

 equações e dados de ondas.

Wang & Davis Jr (2007) fazem um ajuste empírico da equação de Houston (1995) para uma praia de baixa energia (equação 23). Ao aplicar esta equação ao clima oceanográfico de maior energia das praias estudadas neste trabalho, a profundidade de fechamento resulta em valores acima de 20 metros, além do alcance dos levantamentos topo-batimétricos efetuados. Estes valores são muito superiores àqueles relatados para outras praias (Hallermeier, 1981; Cowell *et al.*, 1999), inclusive no Brasil (Gruber *et al.*, 2003; Muehe, 2004a; Toldo *et al.*, 2006). No Rio Grande do Sul, em local de altíssima energia de ondas, Gruber *et al.* (2003 e 2004) determinaram o limite da antepraia a aproximadamente 18 m de profundidade (de 16 a 25 m).

Como a profundidade de fechamento é controlada pela altura de onda incidente sobre uma praia, é razoável supor que este limite será tanto maior quanto maior for a altura de onda. Ao longo de uma escala de tempo pré-determinada, espera-se que a profundidade de fechamento seja determinada em função das maiores alturas de onda do período. Esse argumento é utilizado por Hallermeier (1981) para indicar o uso da altura de onda extrema na equação 17. Pinho (2003) descreve o clima de ondas na bacia de Campos em função de quatro condições meteo-oceanográficas predominantes. Assumindo que a profundidade de fechamento é controlada pelas maiores ondas anuais, são as condições de "mau tempo de SW" ou "mau tempo de SE" que possivelmente determinam este limite.

Com isso, a profundidade de fechamento, prevista pelas equações e ondas utilizadas neste trabalho, se localiza entre 5,9 e 16,9 m – já que podem ser desconsiderados os resultados das equações 15, 20 (com o uso da altura significativa) e 23, além das condições brandas de "bom tempo" e "bom tempo com marulhos". Mesmo que Cowell *et al.* (1999) argumentem que não seja necessário definir a profundidade de fechamento com grande detalhe, essa incerteza de mais de 10 metros é muito importante, já que pode representar que o limite de atuação das ondas se encontra a menos de 100 metros da linha de costa ou a até mais de 800 metros nos perfis estudados.

A equação 22 (Houston, 1995) assume uma relação entre a altura de onda significativa e o desvio padrão. A partir dessa relação e da relação entre altura de onda extrema em função da altura significativa e desvio padrão (equação 16), este autor simplifica a equação 21, ajustada empiricamente por Birkemeier (1985). O mesmo autor afirma que a relação entre desvio padrão e altura significativa só deve ser feita na ausência de informações mais confiáveis do clima de ondas. Desconsiderando também os resultados da equação 22, a profundidade de fechamento calculada se localiza entre 5,9 e 12,7 m (entre 100 e 300 m da linha de costa). O uso de outros indicadores pode ajudar a determinar a profundidade de fechamento.

Um importante indicador morfológico da profundidade de fechamento é a redução da declividade dos perfis mar afora (Everts, 1978 *apud* Hallermeier, 1981). Cowell *et al.* (1999) indicam que a existência de uma evidência geomorfológica deste limite é improvável, visto que ainda existe transporte de sedimento além da profundidade de fechamento apesar da falta de evidências deste transporte em um ano típico. O uso de técnicas de levantamento de maior resolução poderia oferecer mais detalhes sobre estes processos de movimentação incipiente de grãos na antepraia inferior. Assim, é importante determinar se existe relação entre a mudança de declividade do perfil e a zonação do mesmo.

A profundidade aproximada de redução da declividade da antepraia ocorre em torno de 11 a 12 metros em todas as praias estudadas, exceto no perfil sul da praia do Peró – onde a mudança ocorre com apenas 8,6 metros – e na praia de Itacoatiara, onde a mudança ocorre a 13,4 metros de profundidade e cuja antepraia não se decompõe tão claramente em duas zonas de diferentes gradientes. A Tabela 5.9 mostra as inclinações médias de cada setor das praias estudadas.

116

Observa-se uma relação entre a profundidade de mudança de gradiente e o grau de exposição dos perfis estudados. A praia de Itacoatiara é, dentre as praias estudadas, a mais exposta às ondas do quadrante sul. O promontório a oeste da praia não representa um obstáculo às ondas de SW e o promontório a leste apenas moderadamente protege da incidência de ondas de SE. Nesta praia, a isóbata de 20 m se encontra mais próxima da linha de costa, resultando em um perfil mais íngreme na antepraia inferior. A diferença entre o ângulo da antepraia média e inferior é menor em Itacoatiara que em qualquer outro perfil monitorado neste trabalho.

	Ângulo da	antepraia		
Perfil	Antepraia Média	Antepraia Inferior	Orientação do perfil	Exposição a ondas e presença de ilhas
Piratininga W	2,8°	0,7°	SSW	Exposto às ondas de SW e S. Protegido por ilhas das ondas de SE.
Piratininga C	2,5°	0,6°	SSW	Exposto às ondas de SW. Protegido por ilhas das ondas de S e SE.
Piratininga E	2,3°	0,7°	SSW	Ligeiramente exposto às ondas de SW. Protegido por ilhas e promontório.
Itacoatiara	2,0°	1,1°	SSW	Exposto às ondas de SW, S e ligeiramente menos exposto às ondas de SE.
Peró S	2,7°	0,7°	ENE	Protegidos das ondas do guadrante sul
Peró C	1,9°	0,6°	ESE	Presence de várias ilhas
Peró N	1,8°	0,6°	ESE	

 Tabela 5.9: Orientação dos perfis, ângulo da antepraia média e inferior e características da geomorfologia local.

Os perfis da praia de Piratininga possuem orientação similar aos de Itacoatiara, mas tem-se a presença das ilhas do Pai, da Mãe e da Menina defronte à praia (Figura 3.2). Além disso, o promontório a leste se estende mar afora. O perfil oeste é exposto às ondas de SW e S, mas as ilhas podem ter influência na incidência de ondas de SE. Defronte ao perfil central, a ilha do Pai impede a incidência direta de ondas de S. O perfil leste é abrigado pelas ilhas e pelo promontório rochoso. Em termos gerais, a praia de Piratininga é mais abrigada que Itacoatiara, resultando em uma menor profundidade de mudança do gradiente. Entretanto, na praia de Piratininga não há relação entre grau de exposição e a profundidade de mudança da declividade. Embora o perfil leste seja o mais abrigado, a profundidade de ruptura do gradiente é ligeiramente maior. A diferença é pequena (de 0,10 a 0,30 m) e os erros de determinação desta profundidade são da mesma ordem (de 0,12 a 0,24 m de desvio padrão conforme estimativa por 13 observadores). Não só a diferença é pequena, mas

apenas a posição geométrica das ilhas em relação ao perfil não é suficiente para determinar o grau de proteção destas praias. Como dito anteriormente, a presença de ilhas torna complexa a propagação de ondas próximas à praia. Os efeitos da refração podem aumentar ou reduzir a altura de onda incidente sobre diferentes setores da praia.

A praia do Peró é orientada SW-NE, delimitada por extensos promontórios e sua plataforma interna é caracterizada pela presença de diversas ilhas. A profundidade de mudança do gradiente é menor nesta praia que nas praias de Niterói. No perfil sul, essa profundidade é ainda menor. Este perfil se localiza no extremo sul da praia, voltado para ENE, numa porção da praia abrigada de ondas de quase todas as direções. Os perfis central e norte apresentam gradativamente maior profundidade de mudança do gradiente e maior exposição. O perfil norte é relativamente exposto às ondas de leste. Apesar de neste caso haver concordância entre o grau de exposição e a profundidade onde ocorre uma mudança brusca do gradiente da antepraia, apenas um estudo de refração poderia fornecer respostas mais detalhadas quanto à energia incidente sobre cada perfil. Segundo Pinho (2003), as maiores ondas na bacia de Campos são relacionadas às condições "mau tempo de SW" e "mau tempo de SE". Por ser relativamente abrigada das ondas do quadrante sul, o efeito destas ondas na praia do Peró será reduzido, mas quantificar estes efeitos depende de um estudo detalhado da propagação de ondas na enseada.

Por outro lado, nas praias de Niterói a superposição de perfis indicou uma profundidade de convergência máxima de 8 m, considerando o limite rígido de desvio padrão de 0,30 m. Este limite é o recomendado por Hallermeier (1981), pois representa a resolução das técnicas de levantamento utilizadas em seu trabalho (±15 cm). Na praia do Peró, a baixa quantidade de perfis levantados ao longo do tempo não permite uma análise da profundidade de convergência em função do desvio padrão da altura sedimentar. A mudança relativamente brusca da declividade ocorre a uma profundidade aproximadamente 50 a 100% maior que a convergência dos perfis. Apesar dessa grande diferença, duas questões são importantes quanto às definições desses limites. Mesmo com a adoção de um limite rígido (0,30 m), o desvio padrão nem sempre definiu uma única profundidade de convergência, existindo uma transição entre o desvio mais alto na antepraia superior e a diminuição deste desvio com o aumento da profundidade. Uma maior quantidade de perfis possivelmente poderia resolver esta questão. A definição da mudança brusca de gradiente é claramente artificial, já que na realidade ocorre uma transição. Embora estatisticamente diferentes observadores concluam consistentemente que esta transição ocorre a uma determinada profundidade, a mudança de gradiente seria mais bem descrita como

uma faixa de transição. Mesmo além da profundidade de fechamento, ainda há influência da velocidade orbital das ondas sobre o fundo. É possível que a ruptura do gradiente esteja associada ao fechamento do perfil em uma escala temporal mais longa, enquanto a convergência pela superposição de perfis está limitada ao período de levantamento de perfis (de 18 a 20 meses).

A Tabela 5.10 mostra a profundidade de fechamento indicada pelos parâmetros morfológicos (ruptura do gradiente da antepraia e desvio padrão da altura sedimentar de perfis temporalmente sucessivos) e granulométricos (diâmetro médio, desvio padrão e assimetria de amostras coletadas ao longo dos perfis). A interrogação indica dúvida quanto à definição deste limite pelo parâmetro, como no uso da assimetria a partir das amostras de Muehe (1989) ou como na pequena magnitude de diferença entre o grau de selecionamento ao longo do perfil (desvio padrão granulométrico).

Tabela 5.10: Resultado dos diferentes indicadores da profundidade de fechamento, incluin	do a
faixa de transição entre gradientes. A interrogação indica dúvida na significância do resulta	ado.

Profundidade de fechamento (m) indicada por diferentes parâmetros						
	Perf	il	Granulometria			
Mudança d		Desvio	Desvio Desvio			
	Gradiente	Padrão	Diâmetro	Padrão	Assimetria	
Piratininga W	11,6 (11,0 – 13,0)	7,6	7,6 – 11,6	7,6 (?)	7,6 (?)	
Piratininga C	11,7 (11,0 – 13,0)	4,0 - 6,0	~12,5	~12,5 (?)	7,0 (?)	
Piratininga E	11,9 (11,0 – 13,0)	x	~11,9	~11,9 (?)	~11,9 (?)	
Itacoatiara	13,4 (12,5 – 15,0)	7,0 – 8,0	Entre 4,0 e 11,5 (?)	?	~13,4 (?)	
Peró S	8,6 (7,5 – 10,0)	x	x	7,0 (?)	~8,6	
Peró C	10,8 (10,0 – 12,0)	x	x	~10,8 (?)	~8,0	
Peró N	11,5 (11,0 – 12,5)	x	x	9,0 – 11,5	9,0 – 11,5	

Os parâmetros de granulometria, mesmo a partir da boa densidade de amostras ao longo dos perfis na praia do Peró, mostram apenas indicações aproximadas da diferenciação entre um ambiente mais raso, dominado pelo movimento de grãos em função das ondas, e outro mais fundo, onde a influência das ondas sobre a altura sedimentar não é mensurável. Em geral, o aumento da granulometria e diminuição do grau de selecionamento, esperado para além da profundidade de fechamento, aconteceu em concordância aproximada com a profundidade de mudança de gradiente, embora em alguns casos houvesse concordância com a profundidade de convergência dos perfis.

Em todos os perfis estudados, as amostras se apresentaram pelo menos moderadamente selecionadas. Com isso, o significado físico do desvio padrão granulométrico deve ser reavaliado, pois uma amostra bem selecionada por processos pretéritos não representará o mau selecionamento que processos atuais poderiam ocasionar. Exceto em Itacoatiara e no perfil oeste de Piratininga, houve boa concordância entre o aumento do desvio padrão mar afora e a profundidade de mudança de gradiente. Embora tenha sido observada uma diminuição no grau de selecionamento na porção mar afora de quase todos os perfis como descrito por Niedoroda *et al.* (1985) e Cowell *et al.* (1999), essa diminuição foi sutil. O bom selecionamento prévio dos sedimentos faz com o desvio padrão granulométrico seja um parâmetro menos sensível na indicação da profundidade de fechamento. Além disso, ainda há transporte de sedimentos na antepraia inferior, diminuindo a significância deste parâmetro.

Na praia do Peró, o diâmetro médio se apresentou homogêneo ao longo do perfil a partir da zona de surfe. Não foi possível identificar dois ambientes através desse parâmetro. Já a assimetria e o desvio padrão indicaram uma mudança, mesmo que pequena, das características granulométricas a partir aproximadamente da profundidade de ruptura do gradiente. Ao avaliar a profundidade de fechamento ao longo de perfis transversais à costa, existe a idéia de transporte de grãos nesse sentido. Na realidade, a profundidade de convergência na superposição de perfis e o registro granulométrico transversalmente à costa resultam de diferentes processos, incluindo a ação das ondas sobre o perfil, mas também os efeitos de correntes longitudinais, induzidas por ondas ou ventos, de correntes de retorno induzidas por ondas e de correntes de maré. A praia do Peró, mais abrigada e menos exposta a ação direta de ondas, possivelmente tem grande influência do transporte longitudinal na distribuição de sedimentos.

Na praia de Itacoatiara não foi possível identificar uma profundidade de ocorrência de areais mais grossas, mas nos perfis da praia de Piratininga houve boa concordância entre o aumento da granulometria mar afora e a faixa de profundidade de mudança do gradiente.

120

Em profundidades menores que h_c , espera-se que a assimetria seja negativa, indicando um excesso de grossos já que o movimento orbital das ondas sobre o fundo é capaz de mobilizar grãos mais finos com maior facilidade, disponibilizando-os para transporte. Embora o uso da assimetria de amostras pretéritas em comparação com amostras atuais seja problemático (seção 4.2.8), a análise de maior importância é a comparação entre amostras ao longo do perfil e não seus valores absolutos. Nas praias de Niterói, a assimetria indicou uma diferenciação de ambientes em torno da profundidade de mudança do gradiente (leste de Piratininga e Itacoatiara) ou em torno da profundidade de convergência dos perfis superpostos (oeste e centro de Piratininga). No Peró, houve relação do comportamento da assimetria com a profundidade de mudança do gradiente, exceto no perfil central.

Apesar de a assimetria ter indicado uma distinção entre a porção mais rasa e porção mais profunda do perfil, os valores nem sempre mostraram o resultado esperado (excesso de grossos na região da zona de surfe). Nos perfis sul e norte da praia do Peró, as amostras apresentaram-se ligeiramente negativas na antepraia superior e média, tornando-se ainda mais negativas imediatamente além da quebra do gradiente. No perfil central de Piratininga, também ocorre um ligeiro aumento na quantidade relativa de grãos mais grossos além da mudança de gradiente. No restante dos perfis, observou-se a tendência esperada de excesso de grossos na parte mais rasa do perfil, principalmente na antepraia superior, embora o comportamento seja variável na face de praia. Através de amostras coletadas ao longo do monitoramento de perfis, a assimetria mostra-se temporalmente muito variável, provavelmente em resposta a eventos hidrodinâmicos anteriores.

Apesar de todas as incertezas, os parâmetros granulométricos ao longo do perfil indicam, grosso modo, uma modificação do ambiente a partir aproximadamente da profundidade de mudança da declividade da antepraia (em torno de 12 m na maior parte dos perfis). Através do desvio padrão entre perfis temporalmente sucessivos nas praias de Niterói pode-se determinar uma profundidade de convergência de aproximadamente 7,5 m nos perfis oeste de Piratininga e Itacoatiara (mais expostos à ondulação de SW) e ainda menor (em torno de 5,0 m) no perfil central de Piratininga (mais abrigado). A equação 17, proposta originalmente por Hallermeier (1981), resulta em profundidades de fechamento em torno de 8,5 m, embora a mesma equação produza valores da ordem de 12 m a partir das ondas extremas de "mau tempo de SW" (Pinho, 2003). A equação 19, que depende da altura significativa e desvio padrão, resulta em um fechamento em torno de 10,1 m. As equações 20 e 21 de Birkemeier (1985), ajustadas empiricamente, resultam em profundidades de fechamento menores

em função da diminuição dos coeficientes. Para o clima de ondas previsto em 2007 e 2008, a profundidade de fechamento é definida em torno de 7 m, mas a equação de Birkemeier (1985) prevê um fechamento em torno de 9,5 m para ondas extremas de "mau tempo de SW". A Tabela 5.11 lista a profundidade de fechamento determinada por outros autores para diferentes localidades.

Fonte	Localidade	h c (m)			
No Brasil					
Almeida et al. (1999)	Tramandaí (RS)	7,5			
Muehe (2004a)	Camboriú (SC)	7,0			
Machado (2007)	Parque Nacional de Jurubatiba (RJ)	8,0			
Muehe (2004a)	Itaipuaçu (RJ)	10,7			
Roso (2003)	Espírito Santo	4,5			
Muehe (2004a)	Recife (PE)	4,1			
Muehe (2004a)	Natal (RN)	5,8			
Muehe (2004a)	Pecém (CE)	5,8			
Muehe (2004a)	Mucuripe (CE)	4,8			
	Outros Países				
Cowell et al. (1999)	Países Baixos	10,7			
Cowell et al. (1999)	Austrália (Costa SE)	12,1			
Costa O	este dos Estados Unidos (Oceano Pacífico)				
Hallermeier (1981)	Huntington Beach	5,3			
Cowell et al. (1999)	La Jolla	7,7			
Cowell et al. (1999)	Point Mugu	5,0			
Costa	Leste dos Estados Unidos (Oceano Índico)				
Hallermeier (1981)	Atlantic City (NJ)	7,0			
Hallermeier (1981)	Nags Head (NC)	7,9			
Hallermeier (1981)	Carolina do Norte (NC)	7,0			
Hallermeier (1981)	Virginia Beach (VA)	6,2			
Costa do Golfo do México (Estados Unidos)					
Hallermeier (1981)	Naples (FL)	3,2			
Wang & Davis Jr (2007)	Sand Key (FL)	4,0			
Hallermeier (1981)	Destin (FL)	4,5			

 Tabela 5.11: Profundidade de fechamento calculada para diferentes localidades.

Hallermeier (1981) usa a equação 19 para encontrar a profundidade de fechamento nas localidades onde Thompson (1977) descreveu o clima de ondas. Cowell *et al.* (1999) utilizam a mesma equação e informações publicadas sobre o clima de ondas para calcular o fechamento. Wang & Davis Jr (2007) utilizam cinco anos de monitoramento de perfis para encontrar a profundidade a partir da qual variações na altura sedimentar deixam de ser significativas.

No Brasil, Almeida *et al.* (1999) encontraram a profundidade de fechamento para o litoral norte do Rio Grande do Sul a partir das equações de Hallermeier (1981) e Birkemeier (1985) e de medições de ondas nos anos de 1962, 1963 e 1996. Machado (2007) usa estatísticas de ondas publicadas e as equações de Hallermeier (1981) para determinar a profundidade de fechamento para o litoral norte do Rio de Janeiro. Neste caso, houve boa concordância entre a profundidade de fechamento (8 m) e a mudança de declividade do perfil transversal (de 6 a 8 m). Roso (2003) usa 4 anos de informações de ondas a uma profundidade de 14 m no Porto de Tubarão (ES) e as equações de Hallermeier (1981) e Birkemeier (1985). A região estudada apresenta baixa energia, com altura de onda significativa de 0,3 a 0,5 m e período de 3 a 5 s, com valores máximos de 1,35 m e 12 s no inverno. Muehe (2004a) utiliza a equação 19 e informações sobre o clima de ondas incidente sobre diferentes partes da costa do Brasil. Este autor mostra que, segundo a equação 19 de Hallermeier (1981), o desvio padrão associado à altura significativa tem mais efeito sobre a profundidade calculada que a própria altura de onda. Com isso, faz-se necessário o uso de informações detalhadas sobre as ondas para aplicação deste método, já que é necessário conhecer o desvio padrão com certa precisão.

Nota-se, portanto, que a profundidade de fechamento oscila em torno de aproximadamente 7,5 m nas praias de maior energia, podendo ser ainda maior em regiões mais expostas (10,7 m em Itaipuaçu, RJ e 12,1 m na costa sudeste da Austrália), e menor em praias de menor energia (região nordeste e na costa da Flórida no Golfo do México) (Tabela 5.11). Estes valores estão de acordo com os resultados obtidos neste trabalho para praias expostas à energia das ondas (Tabela 5.8 e Tabela 5.10).

Uma dificuldade associada à aplicação destas equações está relacionada à disponibilidade de informações sobre o clima de ondas anual de cada região. Geralmente, tais informações estão disponíveis apenas para águas profundas, acima de 40 metros, não sendo possível especificar a condição oceanográfica em cada praia. Estas informações de ondas ao largo podem ser transportadas para a plataforma continental interna e antepraia externa de cada praia através de modelos numéricos de refração e difração de ondas, que considerem o deslocamento das ondas em profundidades progressivamente mais rasas, com a presença de obstáculos como ilhas e promontórios rochosos. Seria possível gerar, a partir de informações de ondas ao largo, informações mais detalhadas para cada praia. Assim, as equações poderiam ser aplicadas para cada praia (ou perfil) específica, resultando em maior sensibilidade na determinação da profundidade de fechamento.

Embora as equações sejam formas simples e diretas de determinação da profundidade de fechamento, sua aplicação pressupõe um conhecimento relativamente detalhado do clima de ondas local. Isso significa a aquisição de dados de ondas em diferentes praias, tarefa de grande custo, ou a transposição matemática de ondas ao largo para as praias, o que ainda depende de informações detalhadas do

123

clima de ondas e da batimetria. Os parâmetros granulométricos indicam, mas não localizam este limite precisamente. A redução de declividade da antepraia é superior ao fechamento calculado pelas equações ou mensurado pela superposição de perfis, indicando uma resposta a processos cuja escala temporal ultrapassa a definição de Hallermeier (1981) de um ano *típico*.

6. CONCLUSÕES

Em praias oceânicas, a profundidade de fechamento marca um importante limite da morfodinâmica do perfil transversal à praia. Em profundidades menores, a dinâmica sedimentar da praia é muito ativa e perfis levantados sucessivamente apresentam variações sazonais de grande amplitude. Mar afora deste limite, a variabilidade topográfica passa a ser desprezível, embora ainda haja movimentação de grãos. A forma tradicional de encontrar este limite é através da superposição de perfis ao longo do tempo, considerando a resolução das técnicas de levantamento. Em praias expostas às ondas, este limite é extremamente dependente do clima oceanográfico que incide sobre a praia. As características dos sedimentos ao longo do perfil podem indicar mudanças no efeito das ondas sobre o fundo, notadamente o diâmetro e o desvio padrão. Além disso, a topografia do perfil também pode indicar a posição deste limite.

Em função da grande influência das ondas sobre a dinâmica das praias, Hallermeier (1981) desenvolveu simplificações analíticas baseadas na velocidade de fluxo junto ao fundo causada pelas ondas e na capacidade de remobilização de sedimentos quartzosos por este fluxo. É evidente que as profundidades de fechamento calculadas através das equações de Hallermeier (1981) consideram apenas o clima de ondas para fornecer seus resultados, ignorando fatores que certamente têm alguma influência na dinâmica sedimentar da praia (Cowell *et al.*, 1999). Hallermeier (1981) usa a teoria linear de ondas e uma distribuição exponencial da altura de onda acumulada. Ignora explicitamente: viscosidade, correntes, não linearidade das ondas, efeitos de empinamento de onda (exceto comprimento de onda), formas de fundo, permeabilidade e inclinação do fundo. Esta ênfase no clima de ondas para determinação da profundidade de fechamento do perfil transversal demonstra a importância das ondas na morfodinâmica da antepraia.

Hallermeier (1981) e Birkemeier (1985) sugerem o uso da altura de onda extrema em suas equações (17 e 20), implicando que a profundidade de fechamento esteja relacionada aos eventos de maior energia dentro do período considerado. Esta recomendação foi verificada. Nicholls *et al.* (1998) afirmam que as equações de Hallermeier (1981) são válidas, mas há uma tendência de aumento da profundidade de fechamento em função da escala temporal considerada. Estes autores recomendam que h_c seja sempre relatado com uma escala explícita. Hallermeier (1981) define a profundidade de fechamento como conseqüência da ação das maiores ondas em um ano *típico* sobre o fundo, definindo uma escala temporal a partir dos dados de ondas utilizados.

Além das equações propostas por Hallermeier (1981), diversos autores fornecem aproximações e ajustes empíricos na tentativa de simplificar e refinar o uso da previsão da profundidade de fechamento sem a necessidade de realização de perfis topo-batimétricos por longos períodos de tempo. Essas equações devem ser vistas com restrição já que as aproximações e os ajustes empíricos podem não ser aplicáveis universalmente. Além disso, Cowell *et al.* (1999) argumentam que as equações de Hallermeier (1981) são suficientes para definir aproximadamente a profundidade de fechamento, não sendo necessário debater sobre a precisão das equações.

O cálculo da profundidade de fechamento forneceu um intervalo de valores possíveis para a profundidade de fechamento bem grande em função: (a) da equação escolhida; (b) do parâmetro estatístico do clima de ondas (i.e. altura de onda significativa e desvio padrão ou altura de onda extrema e período associado); (c) da forma de obtenção desse parâmetro (previsão de ondas ao largo pelo CPTEC ou LAMMA ou descrição estatística de estados de mar por Pinho, 2003). As equações cujos ajustes empíricos foram mais extremos apresentaram resultados incoerentes com os ambientes estudados. As equações de Hallermeier (1981), e mesmo os ajustes empíricos de Birkemeier (1985), forneceram profundidades de fechamento coerentes com outros indicadores do fechamento e com informações descritas para ambientes similares. Grosso modo, houve correspondência entre a profundidade de fechamento calculada e a profundidade de convergência dos perfis superpostos. Ao utilizar as ondas extremas descritas por Pinho (2003) para a situação de "mau tempo de SW", a profundidade de fechamento calculada é similar à profundidade de redução da declividade. A equação simplificada de Hallermeier (1981), que depende da altura significativa e desvio padrão, prevê valores intermediários para a profundidade de fechamento. Espera-se que resultados ainda mais coerentes possam ser obtidos caso haja disponibilidade de informações sobre ondas em cada perfil (através de medição direta ou mesmo por análise das transformações de ondas em águas mais rasas).

Embora os parâmetros granulométricos ao longo do perfil auxiliem na determinação da profundidade de fechamento, apenas a sua aplicação não é suficiente para demarcar este limite. Conforme descrito acima a diminuição esperada do grau de selecionamento mar afora ocorre de forma muito sutil, indicando uma menor sensibilidade deste parâmetro em função dos valores de desvio padrão muito baixos. Cowell *et al.* (1999) apresentam resultados onde a ocorrência de areias mais grossas em maiores profundidades não é necessariamente coincidente com a

126
profundidade de fechamento prevista. Realmente, as maiores concordâncias observadas foram com a profundidade de redução da declividade. No Peró, o diâmetro dos grãos não mostrou a presença de areias mais grossas mar afora, como descrito por Niedoroda *et al.* (1985). Apesar do modelo de Hallermeier (1981) considerar somente o efeito das ondas na localização da profundidade de fechamento, outros fatores podem influenciar a dinâmica sedimentar da antepraia média e inferior. Na praia do Peró, é possível que a enseada caracterizada por muitas ilhas reduza a influência das ondas e aumente a importância das correntes longitudinais na distribuição de sedimentos.

Os perfis apresentados neste trabalho foram levantados ao longo de 2007 e 2008, englobando um período de 18 a 20 meses. As tempestades foram maiores no ano de 2007. Nos perfis onde foi possível definir uma profundidade de convergência, esta foi ligeiramente menor (em torno de 7 m) que o fechamento calculado pela equação 17, originalmente proposta por Hallermeier (1978 *apud* Hallermeier, 1981) (em torno de 8,5 m, porém em torno de 12 m para a situação "mau tempo de SW").

Na superposição de perfis batimétricos, fica claro que o desvio padrão é maior nas partes mais rasas. A convergência dos perfis (desvio padrão da altura sedimentar menor que 30 cm) ocorre a uma profundidade aproximada de 7 m. Embora não tenha sido observada nos testes de metodologia qualquer tendência de maior ou menor erro em função da profundidade, é razoável supor que o empinamento das ondas próximo à costa possa ter efeitos na precisão das medidas de profundidade. bem como no posicionamento da mini-embarcação. Avaliar a profundidade de fechamento através da superposição de perfis levantados através da metodologia proposta pode ser difícil em função dos erros acumulados. As possíveis fontes de erro são: (a) Posicionamento por GPS, que possui precisão nominal de alguns metros, podendo ser maior ou menor de acordo com a constelação de satélites disponível no momento do levantamento; (b) Ecobatímetro portátil: apesar de apresentar a mesma freqüência sonora que ecobatímetros tradicionais, o ecobatímetro portátil tem menor potência por ser operado a pilhas e possui feixe de abertura mais larga que o comum por ser destinado a encontrar cardumes; (c) Falta de um registro contínuo de profundidade ao longo do perfil torna difícil filtrar os efeitos de ondas e dos movimentos do barco; (d) Uso de mini-embarcação (caiaque), muito suscetível às correntes e ondas, dificultando o posicionamento e a medição de profundidade. Além disso, a determinação da profundidade de fechamento através da superposição de perfis exige séries longas de levantamentos de perfis. Apesar de todas essas possíveis fontes de erro, a metodologia apresentada neste trabalho possibilita, com baixo custo e muita praticidade, determinar a morfologia da antepraia e da plataforma

127

continental interna e até mesmo a profundidade de convergência, quando há quantidade de perfis suficiente. É justamente a morfologia que se mostrou um bom indicador do limite entre duas porções distintas do perfil.

Uma das principais razões para o uso das equações de Hallermeier (1981), além de suas bases físicas bem definidas, é sua praticidade. Esta praticidade é prejudicada quando há ausência de informações sobre o clima de ondas. Por outro lado, o monitoramento de perfis para superposição é ainda mais complicado, por exigir trabalhos de campo freqüentes, ter um custo relativamente elevado e apenas fornecer resultado depois da obtenção de seqüências longas. Com isso, o indicador morfológico de redução do gradiente assume importância ímpar, ainda que pouco se saiba sobre a escala temporal que este limite representa. Esta redução de declividade possivelmente representa um limite da profundidade de fechamento em escalas de tempo mais longas.

Dentre todas as possibilidades estudadas para determinação da profundidade de fechamento a análise da morfologia da antepraia é a que parece mais promissora sob um ponto de vista prático. A partir da experiência neste trabalho, o uso do indicador morfológico para determinar um limite mar afora de maior dinâmica da antepraia é bastante pragmático, pois não requer um monitoramento contínuo do perfil transversal. Além de ser uma forma de avaliação imediata, pode ser obtida através de procedimento de baixo custo e fácil utilização, como aquele descrito neste trabalho.

Principalmente quando há poucos perfis para superposição, a mudança de declividade deve ser utilizada para a determinação da profundidade de fechamento. Neste caso, trata-se de um *limite* da profundidade de fechamento cuja escala temporal não é bem conhecida, distinguindo-se do conceito de Hallermeier (1981), onde o fechamento é resultado da ação de ondas sobre o fundo em um ano *típico*.

O uso do indicador morfológico na extensão do perfil de praia mais ativa é especialmente útil nas aplicações ligadas à proteção da linha de costa, como determinar uma profundidade mínima permitida para extração de areias e outros recursos minerais, projetar engorda de praias ou determinar áreas de não edificação. Muehe (2004a) recomenda adotar um limite submarino para a orla a profundidade de 10 m, pois tal limite é próximo ao fechamento de praias expostas, mas sugere dar maior flexibilidade em função do clima de ondas, da geomorfologia e da característica dos sedimentos. A mudança de gradiente nas praias estudadas ocorre a aproximadamente 12 m, fornecendo um valor ainda mais conservador.

7. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- AAGAARD, T. & MASSELINK, G. 1999. **The surf zone**. *In:* SHORT, A.D. (ed.) *Handbook of beach and shoreface morphodynamics*. John Wiley & Sons. 379p.
- AGARDY, T. 1997. Marine protected areas and ocean conservation. Academic Press, Austin. 244p.
- ALMEIDA, L.E.S.B.; ROSAURO, N.L.; TOLDO JR, E.E. & GRUBER, N.L.S. 1999. Avaliação da profundidade de fechamento para o litoral norte do Rio Grande do Sul. *In: Anais do XIII Simpósio Brasileiro de Recursos Hídricos*, Belo Horizonte, MG.
- BELLIGOTTI, F.M. & MUEHE, D. 2007. Levantamento do perfil da antepraia (shoreface) com o uso de ecobatímetro portátil e mini-embarcação. *In: Anais do XX Simpósio da ABEQUA*, Belém, PA.
- BENASSAI, G. 2006. Introduction to coastal dynamics and shoreline protection. WIT Press. 331p.
- BIDEGAIN, P. 2005. Plano das Bacias Hidrográficas da Região dos Lagos e do Rio São João. Consórcio Intermunicipal para Gestão das Bacias Hidrográficas da Região dos Lagos, rio São João e zona costeira (CILSJ), Rio de Janeiro. 153p.
- BIRD, E. 1993. Submerging coasts the effects of a rising sea level on coastal environments. John Wiley & Sons. 184p.
- BIRKEMEIER, W.A. 1985. Field data on the seaward limit of profile change. *Journal of Waterway, Port, Coastal and Ocean Engineering*, **111**: 598-602.
- BROWN, J.; COLLING, A.; PARK, D.; PHILLIPS, J.; ROTHERY, D. & WRIGHT, J. 1989. Waves, tides and shallow-water processes. Open University. 187p.
- BURT, T. 2003. Realms of gold, wild surmise and wondering about physical geography. *In:* Trudgill, S. & Roy, A. (eds.). *Contemporary meanings in physical geography*, p. 49-62.
- CAIRES, S.; STERL, A.; KOMEN, G. & SWAIL, V. 2008. The KNMI/ERA-40 wave atlas derived from 45-years of ECMWF reanalysis data. *Disponível online:* http://www.knmi.nl/wavedata/. Consultado em 10 de junho de 2009.
- CAPOBIANCO, M.; LARSON, M.; NICHOLLS, R.J. & KRAUS, N.C. 1997. Depth of closure: a contribution to the reconciliation of theory, practice, and evidence. *In: Proceedings of the 3rd Coastal Dynamics Conference*, Plymouth, UK.
- CAPOBIANCO, M.; HANSON, H.; LARSON, M.; STEETZEL, H.; STIVE, M.J.F.; CHATELUS, Y.; AARNINKHOF, S. & KARAMBAS, T. 2002. Nourishment design and evaluation: applicability of model concepts. *Coastal Engineering*, **47**: 113-135.

- CARBONEL, C.A.A.H. 2003. Modelling of upwelling-downwelling cycles caused by variable wind in a very sensitive coastal system. *Continetal Shelf Research*, **23**: 1559-1578.
- CORDEIRO, S.Z. 2005. Composição e distribuição da vegetação herbácea em três áreas com fisionomias distintas na praia do Peró, Cabo Frio, RJ, Brasil. *Acta Botânica Brasílica*, **19**(4): 679-693.
- COWELL, P.J.; HANSLOW, D.J. & MELEO, J.F. 1999. **The shoreface**. *In:* SHORT, A.D. (ed.) *Handbook of beach and shoreface morphodynamics*. John Wiley & Sons. 379p.
- DEAN, R.G. & DALRYMPLE, R.A. 2002. Coastal processes with engineering applications. Cambridge University Press. 473p.
- DHN Diretoria de Hidrografia e Navegação: Cartas Náuticas Digitais [online]. Disponível: https://www.mar.mil.br/dhn/chm/cartas/car_digitais.html [capturado em 12 de novembro de 2008].
- ELGAR, S.; GALLAGHER, E.L. & GUZA, R.T. 2001. Nearshore sandbar migration. Journal of Geophysical Research, v.106 (c6): 11623-11627.
- EMERY, K.O., 1961. Simple method of measuring beach profiles. *Limnology and Oceanography*, **6**: 90-93.
- FOLK, R.L. & Ward, W.C., 1957. Brazos river bar: a study in the significance of grain size parameters. *Journal of Sedimentary Petrology*, **27**: 3-26.
- FRIEDMAN, G.M. & JOHNSON, K.G. 1982. Exercises in sedimentology. John Wiley & Sons. 208p.
- GRUBER, N.L.S.; BARBOZA, E.G.; NICOLODI, J.L.; TOLDO JR, E.E. & AYUP-ZOUAIN, R.N. 2003. Morfodinâmica de antepraia e variabilidade dos perfis de equilíbrio no litoral norte do Rio Grande do Sul, Brasil. *In: Anais do IX Congresso* da Associação Brasileira de Estudos do Quaternário, Recife, PE.
- GRUBER, N.L.S.; TOLDO, E.E.; BARBOZA, E.G.; NICOLODI, J.L. & AYUP-ZOUAIN, R.N. 2004. A shoreface morphodynamic zonation and the equilibrium profile variability on the northern coastline of Rio Grande do Sul, Brazil. *Journal of Coastal Research*, S.I. 39: 504-508.
- HALLERMEIER, R.J. 1981. A profile zonation for seasonal sand beaches from wave climate. *Coastal Engineering*, **4**: 253-277.
- HOEFEL, F. 1998. Morfodinâmica de praias arenosas oceânicas: uma revisão bibliográfica. Editora da Univali, Itajaí. 92p.
- HOEFEL, F. & ELGAR, S. 2003. Wave-induced sediment transport and sandbar migration. *Science*, **299**: 1885-1887.
- HOUSTON, J.R. 1995. Beach-fill volume required to produce specific dry beach width. *Coastal Engineering Technical Note CETN II-32.* US Army Corps of Engineers. 8p.

- KOMAR, P. 1976. Beach processes and sedimentation. Prentice Hall, New Jersey. 429p.
- KRAUS, N.C.; LARSON, M. & WISE, R.A. 1998. Depth of closure in beach-fill design. *Coastal Engineering Technical Note CETN II-40*. US Army Corps of Engineers. 13p.
- LEE, G.; NICHOLLS, R. & BIRKEMEIER, W. 1998. Storm-driven variability of the beach-nearshore profile at Duck, Nort Carolina, USA, 1981-1991. *Marine Geology*, v.148: 163-177.
- LINDHOLM, R. 1987. A practical approach to sedimentology. Allen & Unwin, London. 277p.
- LINS-DE-BARROS, F.M. 2005. **Risco e vulnerabilidade à erosão costeira no município de Maricá, Rio de Janeiro**. Dissertação de Mestrado. Programa de Pós-Graduação em Geografia, Universidade Federal do Rio de Janeiro. 145p.
- MACHADO, G.M.V. 2007. Análise morfo-sedimentar da praia, antepraia e plataforma continental interna da linha de costa do Parque Nacional de Jurubatiba – RJ. Dissertação de Mestrado. Programa de Pós-Graduação em Geografia, Universidade Federal do Rio de Janeiro. 170p.
- MASSELINK, G. & HUGHES, M.G. 2003. Introduction to costal processes & geomorphology. Hodder Arnold, UK. 354p.
- MENEZES, J.T. 2008. Balanço de sedimentos arenosos da enseada de Balneário Camboriú – SC. Tese de Doutorado. Programa de Pós-Graduação em Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul. 170p.
- MUEHE, D. 1975. Análise ambiental do sistema costeiro sul-oriental do Estado do Rio de Janeiro. Dissertação de Mestrado. Programa de Pós-Graduação em Geografia, Universidade Federal do Rio de Janeiro. 141p.
- MUEHE, D.; MARANHÃO, V.A.; RIBEIRO Jr., R.N.; Souza, J.R.F. & Costa, M.G.F. 1977. Características texturais dos sedimentos de algumas praias do litoral suloriental do estado do Rio de Janeiro. *Anais da Academia Brasileira de Ciências,* **49** (3): 435-441.
- MUEHE, D. 1979. Sedimentology and topography of a high energy coastal environment between Rio de Janeiro and Cabo Frio – Brazil. Anais da Academia Brasileira de Ciências, 51 (3): 473-481.
- MUEHE, D. & SUCHAROV, E.C. 1981. Considerações sobre o transporte de sedimentos na plataforma continental nas proximidades das Ilhas Maricas, RJ. *Revista Brasileira de Geociências* **11** (4): 238-246.
- MUEHE, D. 1989. Distribuição e caracterização dos sedimentos arenosos da plataforma continental interna entre Niterói e Ponta Negra, RJ. *Revista Brasileira de Geociências* **19** (1): 25-36.
- MUEHE, D.; CORRÊA, C.H.T. & IGNARRA, S. 1989. Avaliação dos riscos de erosão dos cordões litorâneos entre Niterói e Cabo Frio. *In: 3º Simpósio de Geografia Física Aplicada*, Nova Friburgo, vol. 1, p.368-383.

- MUEHE, D. & CARVALHO, V.G. 1993. Geomorfologia, cobertura sedimentar e transporte de sedimentos na plataforma continental interna entre a ponta de Saquarema e o Cabo Frio (RJ). *Boletim do Instituto Oceanográfico* 41 (1-2):1-12.
- MUEHE, D. 1998. Estado morfodinâmico praial no instante da observação: uma alternativa de identificação. *Revista Brasileira de Oceanografia* **46** (2): 157-169.
- MUEHE, D. 1998. Geomorfologia costeira. In: GUERRA, A.J.T.G. & CUNHA, S.B. (org.). Geomorfologia: uma atualização de bases e conceitos. Bertrand, Rio de Janeiro, 3ª ed. 472p.
- MUEHE, D. & VALENTINI, E. 1998. O litoral do estado do Rio de Janeiro: uma caracterização físico-ambiental. FEMAR. 123p.
- MUEHE, D. 2001. Critérios morfodinâmicos para o estabelecimento de limites da orla costeira para fins de gerenciamento. *Revista Brasileira de Geomorfologia* 2 (1): 35-44.
- MUEHE, D.; FERNANDEZ, G. & SAVI, D. 2001. Resposta morfodinâmica de um sistema praia-antepraia a oeste do Cabo Frio exposto às tempestades de maio de 2001. In: VII Congresso da Associação Brasileira de Estudos do Quaternário (ABEQUA).
- MUEHE, D. 2002. Geomorfologia costeira. In: CUNHA, S.B. & GUERRA, A.J.T.G. (org.). Geomorfologia: Exercícios, Técnicas e Aplicações. Bertrand, Rio de Janeiro, 2ª ed. 343p.
- MUEHE, D.; ROSO, R. & SAVI, D. 2003. Avalição de método expedito de determinação do nível do mar como datum vertical para amarração de perfis de praia. *Revista Brasileira de Geomorfologia*, 1: 53-57.
- MUEHE, D. 2004a. Definição de limites e tipologias da orla sob os aspectos morfodinâmico e evolutivo. In: MINISTÉRIO DO MEIO AMBEINTE E MINISTÉRIO DO PLANEJAMENTO, ORÇAMENTO E GESTÃO (org.). Projeto Orla: subsídios para um projeto de gestão. MMA e MPO, Brasília, 104p.
- MUEHE, D. 2004b. Método de levantamento topo-batimétrico do perfil do sistema praia-antepraia. *Revista Brasileira de Geomorfologia*, **5**(1): 95-100.
- MUEHE, D. 2006. Método de levantamento topo-batimétrico do perfil do sistema praiaantepraia (*errata*). *Revista Brasileira de Geomorfologia*, **7**(1): 91-92.
- NIEDORODA, A.W.; SWIFT, D.J.P. & HOPKINS, T.S. 1985. **The shoreface**. *In*: DAVIS JR, R.A. (ed.). *Coastal Sedimentary Environments*. 2^a ed. Springer-Verlag, 714p.
- NICHOLLS, R.; BIRKEMEIER, W. & LEE, G. 1998. Evaluation of depth of closure using data from Duck, NC, USA. *Marine Geology*, **148**: 179-201.
- OLIVEIRA, F.S.B.F. 2002. Wave climate modeling south of Rio de Janeiro in Brazil. *Continental Shelf Research*, **22**: 2021-2034.
- PHILLIPS, M.R. & WILLIAMS, A.T. 2007. Depth of closure and shoreline indicators: empirical formulae for beach management. *Journal of Coastal Research*, **23**(2): 487-500.

- PINHO, U.G. 2003. Caracterização dos estados de mar na bacia de Campos. Dissertação de Mestrado. COPPE, Universidade Federal do Rio de Janeiro. 123p.
- ROSO, R.H. 2003. Avaliação da aplicabilidade de conceitos da morfodinâmica de praia no planejamento de desembarques anfíbios. Dissertação de Mestrado. Programa de Pós-Graduação em Geografia, Universidade Federal do Rio de Janeiro. 186p.
- SANTOS, C. 2001. Dinâmica sazonal e os efeitos das ressacas nas praias de Niterói (Rio de Janeiro). Dissertação de Mestrado. Instituto de Geociências, Universidade Federal Fluminense. 114p.
- SANTOS, C.L.; SILVA, M.A.M. & SALVADOR, M.V.S. 2004. Dinâmica sazonal e os efeitos das ressacas nas praias de Niterói/RJ. *Revista Brasileira de Geociências*, 34(3): 355-360.
- SHORT, A.D. 1982. Morphodynamics of a macrotidal beach. *Marine Geology*, **50**(S.I.): 97-128.
- SHORT, J.; SALE, D. & GIBEAUT, J. 1996. Nearshore transport of hydrocarbons and sediments after the Exxon Valdez oil spill. *American Fisheries Society Symposium*, **18**: 40-60.
- SHORT, A.D. 1999. **Beaches**. *In:* SHORT, A.D. (ed.) *Handbook of beach and shoreface morphodynamics*. John Wiley & Sons. 379p.
- TOLDO, E.E.; ALMEIDA, L.E.S.B; NICOLODI, J.L.; ABSALONSEN, L. & GRUBER, N.L.S. 2006. O controle da deriva litorânea no desenvolvimento do campo de dunas e da antepraia no litoral médio do Rio Grande do Sul. *Pesquisas em Geociências*, **33**(2): 35-42.
- VEIGA, F.A. 2005. Processos morfodinâmicos e sedimentológicos na plataforma continetal rasa paranaense. Tese de Doutorado. Pós-Graduação em Geologia Ambiental, Universidade Federal do Paraná. 176p.
- WANG, P. & DAVIS JR, R.A. 2007. Profundidade de fechamento e perfil de equilíbrio de praia: um estudo de caso em Sand Key, Florida. *Revista Mercator*, 6(12): 51-68.
- WOODROFFE, C.D. 2002. Coasts: form, process and evolution. Cambridge University Press, 623p.
- WRIGHT, L.; SHORT, A. & GREEN, M. 1985. Short-term changes in the morphodynamic states of beaches and surf zones: an empirical predictive model. *Marine Geology*, **62**: 339-364.