

## Morfodinâmica praial: uma breve revisão

### (Beach morphodynamics: a brief review)

Lauro Júlio Calliari<sup>1</sup>, Dieter Muehe<sup>2</sup>, Fernanda Gemael Hoefel<sup>3</sup> & Elírio Toldo Jr.<sup>4</sup>

<sup>1</sup>Fundação Universidade Federal do Rio Grande - FURG  
Departamento de Geociências - Laboratório de Oceanografia Geológica (LOG/FURG)  
(Caixa Postal 474 - Av. Itália km 8, 96201-900 Campus Carreiros, Rio Grande, RS, Brasil)

<sup>2</sup>Universidade Federal do Rio de Janeiro, Instituto de Geociências  
Departamento de Geografia - Laboratório de Geomorfologia Fluvial, Costeira e Submarina  
(Cidade Universitária, 21941-900, Rio de Janeiro, RJ, Brasil)

<sup>3</sup>Woods Hole Oceanographic Institution  
(MS#09 (WHOI) MA 02543 USA)

<sup>4</sup>Instituto de Geociências da Universidade Federal do Rio Grande do Sul - FRGS  
Centro de Estudos de Geologia Costeira e Oceânica - CECO/UFRGS  
(Caixa Postal 15001, Av. Bento Gonçalves, 9500, 91501-970, Porto Alegre, RS, Brasil)

- 
- **Abstract:** Since the early 1930's, beach profiles have been broadly classified in one of the two types: storm profiles or swell profiles associated, respectively, with steep or low waves. Changes in beach profiles involves so many variables that becomes very difficult to obtain a model which can account for a successful explanation or prediction of these changes. Only in the early 1970's, the sediment characteristics, the process of wave transformation in shallow waters and the coupling between the three-dimensional morphology and the hydrodynamics were systematically analyzed in order to get a better understanding of the processes responsible for beach changes and its evolutionary sequences. In this paper a brief review about the successful beach morphodynamic models developed by the Australian school of coastal geomorphology is presented as well as some results of this approach applied to some of the southern and southeastern Brazilian beaches.
  - **Resumo:** Desde o início dos anos 30 perfis de praia foram classificados em um dos dois tipos: perfis de tempestade ou perfis de ondulação associados, respectivamente, com ondas de alta e baixa esbeltez. Mudanças no perfil praial envolvem muitas variáveis, tornando muito difícil a formulação de modelos de predição de comportamento praial. Somente a partir da década de 70, as características dos sedimentos e os processos de transformação de ondas operantes na plataforma interna e antepraia, acoplados com a morfologia tridimensional e a hidrodinâmica da praia, começaram a ser estudados de maneira integrada. Tais estudos levaram a um melhor entendimento do comportamento de sistemas praias e zonas de arrebentação e também à formulação de modelos sequenciais de comportamento morfodinâmico daqueles sistemas. Apresenta-se aqui uma breve síntese dos principais trabalhos e modelos introduzidos pela escola australiana de geomorfologia costeira na área de morfodinâmica praial e o resultado de sua aplicação em algumas praias do sul e sudeste do Brasil.
  - **Descriptors:** Beach morphodynamics, Longshore bars, Transverse bars, Beach models.
  - **Descritores:** Morfodinâmica de praias, Bancos de antepraia, Modelos praias.
-

## Introdução

Os processos responsáveis pelo comportamento das praias começam a atuar na base da antepraia (*shoreface*), a qual representa o limite externo da "camada limite costeira" (Fig. 1). Dependendo do clima de ondas, esta camada se estende a profundidades de uma a duas dezenas de metros e tem a praia como limite mais interno. As modificações na praia são, em parte, causadas pela troca bidirecional de sedimentos entre estes dois limites, através da zona de arrebenção. O regime da zona de arrebenção, por sua vez, depende do "clima" de ondas de águas profundas do local e, pelo grau de modificação que as mesmas sofrem (diminuição ou aumento) antes de atingir o ponto de quebra. Variações temporais do estado da praia dependem fundamentalmente do regime ondulatório de águas profundas, ao passo que, mudanças espaciais dependem principalmente das variações na modificação das ondas à medida que as mesmas se propagam para águas rasas. Estas modificações são controladas pela geologia e configuração da costa. Tanto a variabilidade temporal como a espacial são dependentes do tipo e da disponibilidade do material que compõe a praia.

Morfodinâmica praial é um método de estudo o qual integra observações morfológicas e dinâmicas numa descrição mais completa e coerente da praia e zona de arrebenção. Segundo Wright & Short (1984) a hidrodinâmica que existe ao longo da praia é o resultado da interação de ondas incidentes, refletidas ou parcialmente refletidas da face da praia, modos ressonantes de oscilações (ondas de borda (*edge waves*), estacionárias ou progressivas), fluxos permanentes e aperiódicos, que resultam da arrebenção e dos fluxos gerados por ondas e marés. Estes movimentos da água, exercem atrito sobre os sedimentos móveis da praia, causando gradientes espaciais e temporais em seu transporte. São estes gradientes que ocasionam mudanças em morfologia,

as quais, por sua vez induzem modificações no padrão hidrodinâmico atuante. À medida que a hidrodinâmica produz determinadas morfologias, as mesmas induzem mudanças no padrão hidrodinâmico atuante, ou seja morfologia e hidrodinâmica evoluem conjuntamente.

## A concepção dos estágios praias

Estudos intensivos sob o enfoque morfodinâmico realizados em praias do sudeste da Austrália permitiram a identificação de "estágios" ou "estados" morfológicos distintos associados a regimes hidrodinâmicos característicos (Wright *et al.*, 1979; Wright *et al.*, 1978; Short, 1979a; Short 1979b; Short & Wright, 1981; Short, 1981; Wright *et al.*, 1982; Wright & Short, 1983; Wright & Short, 1984). Os dados foram obtidos em praias com diferentes graus de exposição e compartimentação, dominadas por ondulações de energia moderada a alta, com grandes variações temporais. Esta classificação desenvolvida na década de 70, pela denominada *Escola Australiana de Geomorfologia Costeira*, vem sendo amplamente utilizada para sistemas de micromaré (variação da maré menor que 2 m) dominados por regime de ondulação, embora a tendência atual seja a busca de modelos de aplicabilidade global (Short, 1993).

Foram reconhecidos seis estados ou estágios morfológicos distintos, (Fig. 2) associados a diferentes regimes de ondas e marés, caracterizados por dois estados extremos (estado dissipativo e estado refletivo) e quatro estados intermediários.

O parâmetro dimensionador do surfe "surf scaling parameter" ( $\epsilon$ ) (Guza & Inman, 1975; Guza & Bowen, 1977) foi incorporado à descrição para distinguir estágios praias conforme a razão entre a forma das ondas e a declividade da praia.

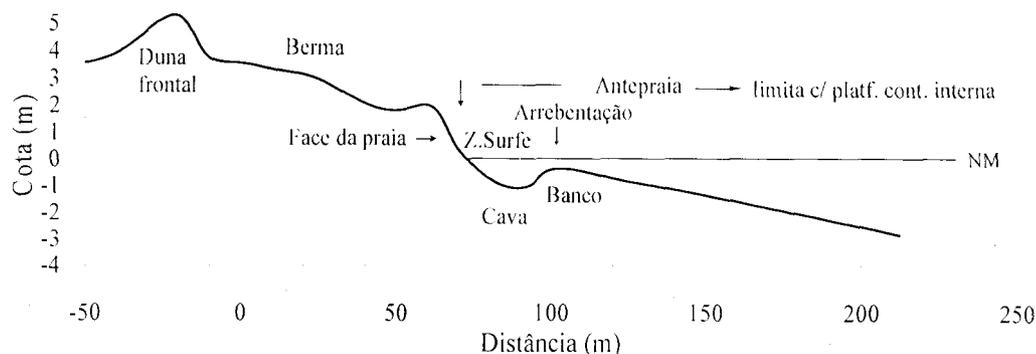


Fig.1. Terminologia de praia e antepraia tomando como exemplo uma praia de estágio intermediário com nítido desenvolvimento de banco e cava submarina.

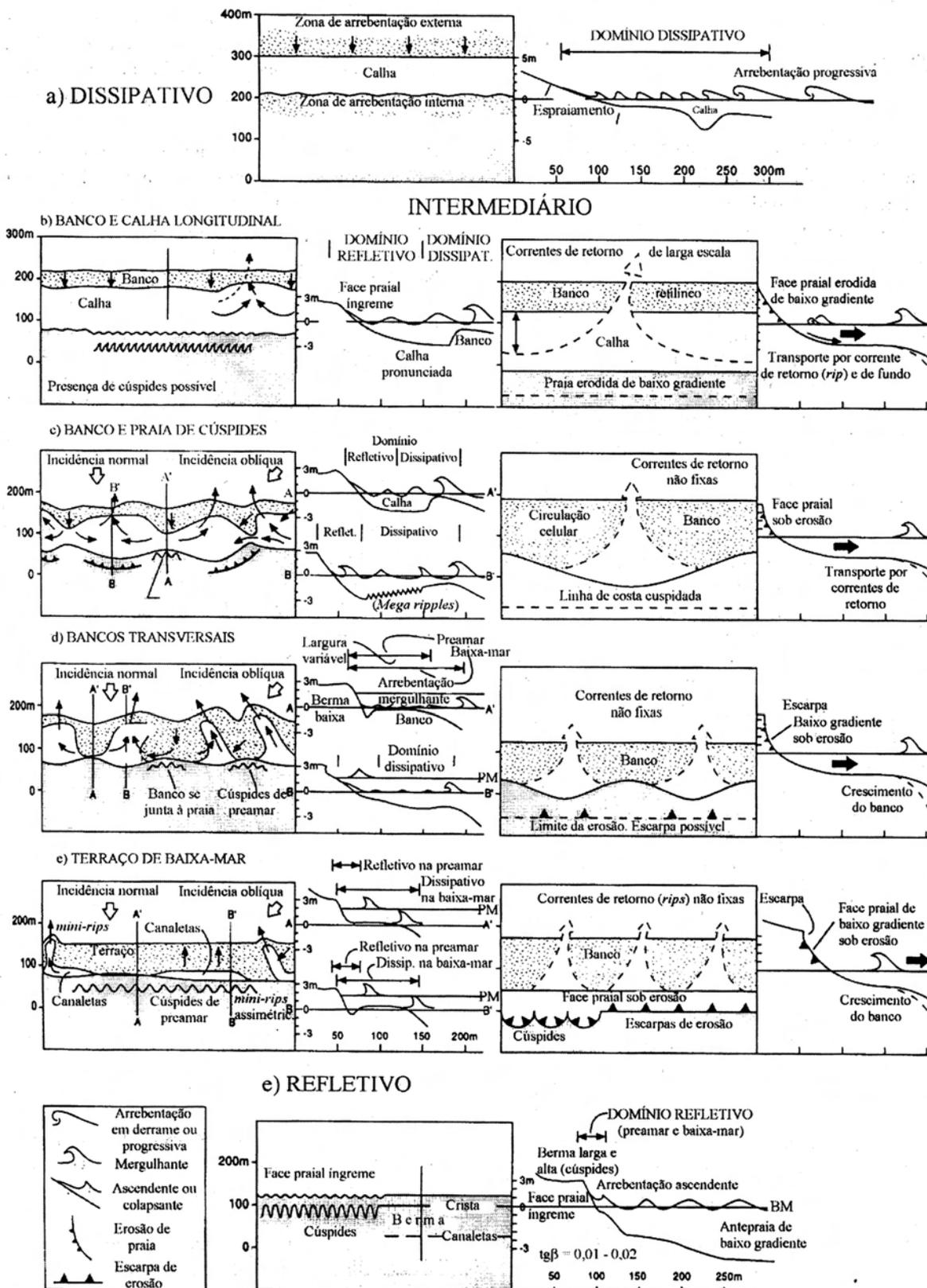


Fig. 2. Características dos diversos estados praias para condições de ondas construtivas (lado esquerdo) e erosivas (lado direito). Adaptado de SHORT, 1999.

$$\varepsilon = \frac{a_b \sigma^2}{g \tan^2 \beta} \quad (1)$$

onde:

**a** = amplitude da onda na arrebentação ( $H_b/2$ );

**$\sigma$**  = frequência angular da onda incidente ( $2\pi/T$ );

**g** = aceleração da gravidade e;

**tan  $\beta$**  = declividade do perfil praiial.

No estado dissipativo (Fig. 2a) a zona de surfe é larga, apresenta baixo gradiente topográfico e elevado estoque de areia na porção subaquosa da praia. Condições dissipativas são favorecidas pela ocorrência de ondas altas e de elevada esbeltez (tempestade) ou pela presença de areias de granulometria fina. Geralmente, em tais condições, a zona de surfe é "saturada", ou seja, as ondas arrebentam longe da face da praia, decaindo progressivamente em altura à medida que dissipam sua energia através da arrebentação. A energia é transformada em "set-up" ou subida do nível médio do mar e fluxos de corrente de retorno, os quais podem ocorrer devido a variações espaciais na altura da arrebentação. A energia também é transferida para outras formas de movimento, os quais possuem período maior (infragravidade). Wright *et al.* (1982) demonstraram que ondas estacionárias de longo período ( $T > 100$  s) são a forma de energia predominante em zonas de arrebentação dissipativa. Em função da baixa declividade da face da praia, o espriamento da onda na face da praia (*run-up*) é reduzido. No estágio dissipativo, os valores de " $\varepsilon$ " são superiores a 20, podendo chegar a 200, e o tipo de arrebentação geralmente em derrame (*spilling*). Neste estágio, onde a reserva de areia se encontra na zona submarina da praia, bancos longitudinais, paralelos à praia, são comuns.

O estado refletivo (Fig. 2f), ao contrário, é caracterizado por elevados gradientes de praia e fundo marinho adjacente, o que reduz sensivelmente a largura da zona de surfe. Tende a prevalecer em praias fortemente compartimentadas, em zonas protegidas entre promontórios, na presença de areias grossas ou após longos períodos de acresção. A reserva de areia se encontra, principalmente, na porção subaérea da praia, com pouca areia depositada na porção submarina. Tal fato faz com que mesmo condições de energia reduzida induzam erosão subaérea. Arrebentação predominante neste estágio é do tipo ascendente (*surging*) e mergulhante (*plunging*). Em condições refletivas, a energia pode ser aprisionada por refração mantendo, assim, uma onda de borda (*edge wave*) subarmônica (duas vezes o período da onda incidente) responsável pela formação de cúspides praiiais na zona do estrâncio. Ao contrário das praias dissipativas, o espriamento

na face da praia é máximo e o "set-up" é reduzido. Valores de " $\varepsilon$ " geralmente são inferiores a 2,5 ( $\varepsilon < 2,5$ ), embora em condições totalmente refletivas (raras na natureza) valores de " $\varepsilon$ " sejam menores que 1 ( $\varepsilon < 1$ ).

Os quatro estágios intermediários apresentam propriedades de ambos extremos, dissipativo e refletivo. São geralmente caracterizados por uma progressiva redução da largura da calha longitudinal (*longshore trough*), em decorrência da migração do banco submarino da zona de arrebentação em direção à praia (Fig. 2b e 2e) o que por sua vez, é uma resposta às variações nas características hidrodinâmicas. Os estágios intermediários de "banco e calha longitudinal" (*longshore bar and trough*) (Fig. 2c) e banco e praia rítmicos ou de cúspides (*rhythmic bar and beach*) (Fig. 2c), podem se desenvolver a partir de um perfil dissipativo numa seqüência acrescional. As ondas dissipam energia no banco, se reformam na cava mais profunda e, ao atingir a face da praia, condições refletivas geralmente predominam com valores de  $\varepsilon=2$ . O espriamento na face da praia é relativamente alto e a formação de cúspides praiiais é comum. No estágio de banco e praia rítmico, feições rítmicas ondulantes em forma de cúspides submarinas são freqüentes. Neste tipo de ambiente, correntes de retorno (*rip currents*) podem ocorrer nas depressões dos bancos. Nos bancos desenvolvem-se condições dissipativas, enquanto que nas pequenas baías, predominam condições refletivas.

O estado caracterizado por mega cúspides ou bancos dispostos transversalmente à praia e fortes correntes de retorno (*transverse-bar and rip*) se desenvolve, preferencialmente, em seqüências acrescionais quando as extremidades dos bancos, em forma de cúspide, se soldam à face da praia. Neste estágio, as áreas rasas dos bancos com grande dissipação, baixo espriamento da onda na face da praia e elevado "set-up" se alternam com áreas mais inclinadas (baías) as quais apresentam elevado espriamento da onda e baixo "set-up". É o estágio que apresenta a máxima segregação lateral de fluxo. Como resultado da interação morfodinâmica, gradientes laterais de pressão se desenvolvem dos bancos soldadas à praia para as baías mais profundas. Tais gradientes condicionam fortes correntes de retorno, as quais são proporcionais à energia das ondas.

O terraço de baixa-mar (*low tide terrace*) (Fig. 2e) é o tipo de praia intermediária com o menor nível de energia. Condições ideais para seu desenvolvimento incluem as partes extremas mais protegidas de longas praias, em baías moderadamente abrigadas ou em regiões mais expostas, onde a areia é fina. É caracterizada por uma face de praia relativamente íngreme, a qual é conectada, no nível de baixa-mar, a um terraço plano ou banco, daí o nome

terraço de baixa-mar. O terraço prolonga-se de alguns metros a dezenas de metros em direção ao mar continuando ligado à praia ao longo da costa. Pode ser plano e sem feições, apresentar uma crista central ou sulcos representados por canais rasos (mini-rips) a intervalos de algumas dezenas de metros. Segundo Short (1993), durante a preamar ondas de altura inferiores a 1 m ultrapassam o terraço sem romper e a praia se comporta como refletiva. Durante a baixa-mar, especialmente a de sizígia, o terraço é totalmente exposto, podendo apresentar um relevo de bancos e calhas dispostos paralelamente à praia (*ridge and runnel*).

Dependendo da variabilidade do clima de ondas, da maré, do vento e das características dos sedimentos, uma praia pode variar amplamente de configuração em relação ao estado mais freqüente ou modal. O estado modal de uma determinada praia é caracterizado pelas condições mais freqüentes, em resposta ao tipo de arrebentação e ao tipo de sedimento predominantes. E são justamente tanto o estado modal quanto a amplitude de variação em relação a este estado, que diferenciam as praias no tocante à sua morfodinâmica. O estabelecimento de relações empíricas, entre variáveis de forma e de processo, assim como de relações entre a comunidade bentônica e o tipo de praia, deverão dar resultados muito mais consistentes, quando forem estabelecidos para praias previamente classificadas de acordo com a sua dinâmica. A relação entre o estado de uma praia e as características das ondas e dos sedimentos foi estabelecida por Wright & Short (1984) utilizando o parâmetro adimensional ômega ( $\Omega$ ) de Dean (1973):

$$\Omega = \frac{H_b}{\omega_s T} \quad (2)$$

onde:

$H_b$  = altura significativa da onda na arrebentação;

$\omega_s$  = velocidade média de decantação dos sedimentos da face da praia e;

$T$  = período médio das ondas.

O significado físico do parâmetro adimensional demonstrado por Dean (1973) é que este indica se um grão de areia, colocado em suspensão pela passagem de uma onda, pode, ou não, se sedimentar durante o tempo em que o fluxo de água, induzido pela propagação da onda, é em direção a praia. Se isto acontecer, o sedimento vai se mover da zona de arrebentação para a praia, produzindo um perfil de acresção (*swell*) mais refletivo. Em situação contrária, o grão ficando em suspensão por um período mais longo, tende a se deslocar em direção ao mar desenvolvendo, assim, um perfil de erosão (mais dissipativo).

O parâmetro também demonstra a importância da variação temporal da altura da arrebentação em função das características das ondas em águas profundas e suas transformações (refração, difração, "shoaling" e perda de energia por fricção) à medida que se propagam para as águas rasas. Grande variabilidade em  $H_b$  determina sistemas praias com grande mobilidade típicos de praias intermediárias, os quais podem "migrar" entre os estágios dissipativos e refletivos. Os valores médios de ômega ( $\Omega$ ) para os diversos estados foram fixadas por Wright *et al.* (1985).

Tabela 1. Relação de equilíbrio entre estado da praia e valor médio de ômega (Wright *et al.*, 1985).

ESTADO	ÔMEGA ( $\Omega$ )	DESVIO PADRÃO ( $\sigma$ )
Refletivo	<1,50	-
Terraço de Baixa-Mar (TBM)	2,40	0,19
Bancos Transversais (BT)	3,15	0,64
Banco de praia de cúspide (BPC)	3,50	0,76
Banco de calha longitudinal (BCL)	4,70	0,93
Dissipativo	>5,50	-

É preciso, porém, considerar que a relação obtida nos estudos realizados na Austrália entre o valor de ômega e o estado da praia, no momento da observação, foi baixa, sendo que o valor utilizado foi o da média ponderada das condições antecedentes. Isto, naturalmente, aumenta a dificuldade de aplicação deste modelo pelo esforço adicional a ser feito no levantamento das variáveis. É possível, no entanto, que a menor amplitude de variação de energia de ondas, no litoral brasileiro, quando comparado com o do sudeste da Austrália, aumentem a diagnosticidade de curto prazo do valor de ômega. A Figura 3 mostra o equilíbrio dos estágios praias e a taxa de mudança associada. Desequilíbrio existe quando o valor de ômega não corresponde ao estado previsto, o que permite avaliar a direção e a taxa de evolução da praia na busca de recuperação do equilíbrio. A linha central indica o valor médio de equilíbrio para cada estado. Existe uma área (definida pelo desvio padrão em torno da média) na qual uma estabilidade aparente é obtida. Dentro desta área, mudanças acontecem, entretanto, são mínimas e não apresentam direção preferencial. Em qualquer lugar fora da zona de estabilidade aparente, mudanças vão ocorrer na direção da procura ao aumento do equilíbrio. A taxa de mudança é proporcional ao afastamento instantâneo do equilíbrio e à energia da zona de arrebentação. Quando estado e ômega são tais que a praia situa-se abaixo e à direita da região estável, a

areia se moverá da porção subaérea da praia para a zona de arrebentação e, condições mais dissipativas serão criadas. Contrariamente, quando as condições localizam a praia acima e à esquerda, areia retorna para a porção subaérea da praia, tornando-se mais refletiva. De acordo com Wright *et al.* (1985) desde que, para cada estágio inicial de praia, a energia absoluta seja mais alta à direita da região estável, existe uma "resposta assimétrica" ou seja: condições dissipativas são atingidas mais rapidamente que condições refletivas.

O estado da praia também determina os mecanismos principais pelos quais a praia sofrerá acreção ou erosão. Segundo Wright (1981) existem três modos diferentes de erosão subaérea, cada um relacionado a um determinado mecanismo. A operação ou não de cada modo de erosão depende do estado morfodinâmico da praia e da zona de arrebentação (Tab. 2). Praias íngremes são passíveis de sofrerem erosão subaérea, sob condições de ondulação moderada (*swell*) sendo o espriamento da onda na face da praia associado a oscilações subarmônicas o mecanismo predominante. Maior energia é necessária para erodir praias dissipativas, nas quais o mecanismo atuante é o elevado "set-up"

associado a oscilações de infragravidade (período elevado), o qual permite que ondas reformadas cheguem a alcançar o pós-praia. Praias intermediárias são sujeitas à erosão pelos dois mecanismos, como também pela erosão localizada em pequenas baías existentes no estágio banco transversal e corrente de retorno (*transverse bar and rip*) quando, apesar da praia estar sofrendo acreção, ocorre uma erosão acentuada nestes locais.

### Sistemas praias de múltiplos bancos

Os bancos arenosos são uma das feições mais notáveis dos ambientes praias. Por armazenarem grandes volumes de sedimento, os mesmos desempenham importante papel no balanço sedimentar dos sistemas praias e na determinação do espectro de energia que alcança a face praial, uma vez que são responsáveis pela dissipação de uma parte considerável da energia de ondas provenientes de mar aberto.

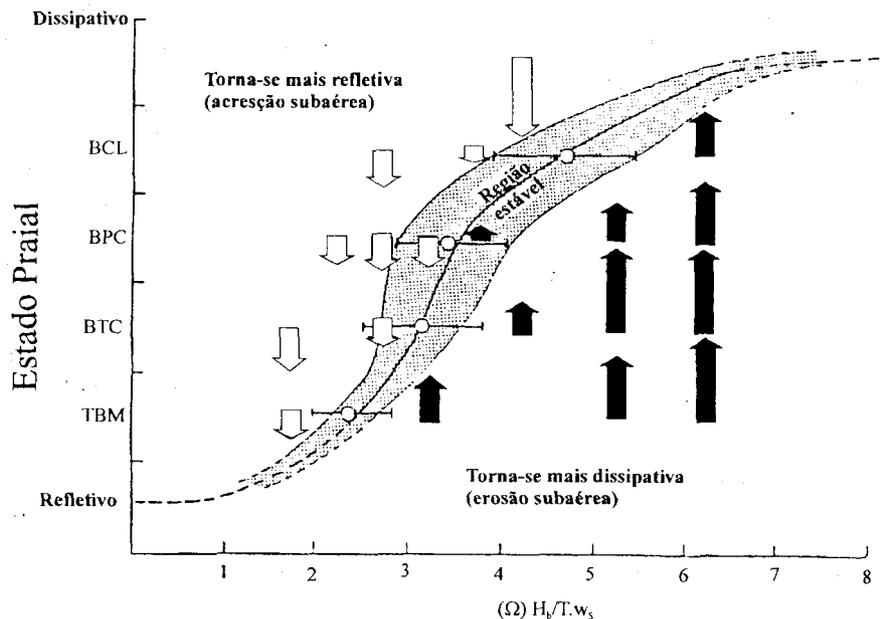


Fig. 3. Estabilidade dos estados praias, sua direção e taxa de mudanças em função de  $\Omega$  (adaptado de Wright, 1984).

Tabela 2. Modos de erosão subaérea em relação ao estado da praia (Wright, 1981).

MODO DE EROSIÃO	CAUSA	CONDIÇÕES DA PRAIA ZONA DE SURF	ENERGIA NECESSÁRIA PARA INDUZIR EROSIÃO
1 "Run-up" acentuado e formação de cúspides erosionais	oscilações subarmônicas	REFLETIVA	BAIXA
2 Erosão no pós-praia por ondas reformadas de infragravidade superimpostas em oscilações de longo período do "set-up"	fortes oscilações de infragravidades	DISSIPATIVA	ALTA
3 Escarpamento em baías estacionárias	gradientes em fluxo de energia induzido pela topografia irregular da zona de surf	INTERMEDIÁRIA RÍTMICA	MÉDIA

Embora os bancos arenosos possuam características universais, seu comportamento e ocorrência varia largamente dependendo das condições ambientais. Em costas oceânicas caracterizadas pela alternância de ondas de tempestade ou de ondulações de alta energia com períodos de ondulações de baixa energia, os bancos aparecem como feições muito dinâmicas, migrando em direção ao mar durante tempestades e em direção à costa durante regimes de menor energia (*e.g.* Lipmann *et al.*, 1993). Por outro lado, em costas protegidas de ondulações, sistemas de múltiplos bancos, muito estáveis, podem desenvolver-se (*e.g.* Davidson-Arnott & McDonald, 1989). Nestes sistemas são evidentes as diferenças dinâmicas e morfológicas apresentadas pelos bancos que os compõe. Geralmente os bancos proximais são mais móveis e instáveis do que os distais, pois estes requerem níveis de energia mais elevados para serem mobilizadas, condições alcançadas geralmente durante e logo após tempestades (*e.g.* Lipmann *et al.*, 1993; Birkemeier, 1984 e Aagaard, 1991). Morfológicamente, bancos de um mesmo sistema apresentarão também ritmicidades de escalas de comprimentos diferentes entre si (*e.g.* Short, 1992).

Por todos os motivos apresentados, modelos de praia que não considerem a ocorrência de sistemas com dois ou mais bancos têm sua aplicabilidade em praias de múltiplos bancos muito restrita. Exceto pelo modelo apresentado por Goldsmith *et al.* (1982) para praias israelenses e também pelo extremo dissipativo da seqüência

erosiva do modelo de Wright & Short (1983), nenhum outro ocupou-se desta questão até os estudos recentes de Aagaard (1991), Short (1992) e Short & Aagaard (1993).

Em estudos independentes na Dinamarca e Holanda, Aagaard (1991) e Short (1992), respectivamente, alcançaram resultados semelhantes a respeito do comportamento de praias de bancos triplos submetidas a regime de micromaré e dominadas por vagas. Em seus trabalhos, propuseram seqüências de desenvolvimento morfológico para os sistemas observados através de fotografias aéreas. Ambas iniciam-se a partir de um extremo altamente energético (dissipativo) que desenvolve-se segundo o decaimento da energia do sistema em direção a morfologias cada vez mais refletivas.

Estes estudos culminaram com a apresentação, em 1993, de um modelo unificado para praias de bancos triplos, baseado na análise de fotografias aéreas de 52 anos cobrindo 720 praias do sudeste australiano. Um total de treze combinações de tipos de bancos foram identificados, sendo que quatro tipos compreendem 83% dos casos analisados. Nota-se no modelo uma hierarquia entre os tipos de bancos dentro de um mesmo estado praial; somente nos extremos dissipativo e refletivo da seqüência todos os bancos do sistema seriam do mesmo tipo. Nos estágios intermediários dominantes uma gama de tipos é produzida devido a dois fatores: (1) decréscimo em direção à costa da altura da arrebentação ( $H_b$ ) e conseqüentemente da energia e; (2) segregação temporal dos modos e freqüências de

ondas de borda, sendo as de larga escala atuantes em condições de tempestade sobre os bancos distais e as de menor escala atuantes, em condições de menor energia, sobre os bancos proximais.

Genericamente, os bancos assumiriam formas lineares sob condições de ondas altas e de curtos períodos (condições de tempestade), capazes de promover a ocorrência de ondas de borda de longo-período e alto modo ou de ondas estacionárias vazantes sem expressão paralela à costa. Com a diminuição da energia de onda e aumento do período, a tipologia do banco tende a ser mais rítmico, uma vez que sob tais condições predominam, na zona de surfe, ondas estacionárias de baixo modo com expressão longitudinal à costa. Os bancos proximais tenderão a fundir-se à praia na forma de cristas e canaletas (*ridge and runnels*) quando ondas baixas de longo período passarem a ser predominantes, restringindo assim o aparecimento (ou manutenção) de oscilações de infragravidade. O extremo refletivo da seqüência ocorreria com a fusão dos três bancos na praia sob condições de mínima energia, estado este improvável de ser alcançado na realidade. Embora a sucessão de estágios descritos ocorra continuamente acompanhando a diminuição da energia de um sistema após uma tempestade inicial, o contrário não ocorrerá; isto é, aumentos eventuais de energia proporcionarão “saltos” morfológicos não seqüenciais do ambiente praiado de escala temporal muito reduzida (da ordem de horas). É importante notar que caso os níveis de energia caiam abaixo de um limite mínimo a seqüência é interrompida em qualquer estágio e não ocorre desenvolvimento morfológico do sistema.

Teoricamente o comportamento do sistema como um todo parece encaixar-se na seqüência idealizada por Wright & Short (1983). Porém, devido ao decaimento da altura da onda, ao longo da zona de surfe, provocado pela dissipação, nos bancos, da energia de ondas incidentes, os limites numéricos do parâmetro  $\omega$  atualmente utilizados para definir os estados morfodinâmicos permanecem em questionamento no que se refere à sua aplicação em sistemas de multibancos. Aagaard (1988) sugere a utilização de novos intervalos, enquanto Short (1992) propõe o uso de três escalas numéricas diferentes de conversão dos valores de  $\omega$  para cada um dos sistemas de três, dois e um banco.

Dadas as características dinâmicas e morfológicas altamente variáveis exibidas pelos bancos arenosos, sua formação tem sido objeto de muitos estudos e, de fato, várias hipóteses sobre sua formação já foram apresentadas. De algum modo, os bancos devem refletir os processos hidrodinâmicos operantes durante sua formação ou durante o início de seu ciclo de migração, representado por condições de tempestade em que os bancos migrariam mar afora (Aagaard, 1991). Segundo Holmann & Sallenger Jr.

(1993), basicamente há dois modelos principais para explicar a formação de bancos: (1) o modelo do ponto de arrebenção (*break point model*) e (2) o modelo de infragravidade (*infra-gravity model*).

O primeiro associa a geração do banco à localização da arrebenção durante tempestades. Uma vez que existe um fluxo de fundo em direção ao mar e outro em direção à costa gerado pela assimetria das ondas incidentes, considera-se que haja convergência destes fluxos no ponto de arrebenção, onde seria concentrado sedimento para formação do banco. Este modelo falha em muitos pontos, como a explicação da ocorrência de várias barras numa zona de surfe saturada ou da ocorrência de ritmicidades topográficas. O segundo modelo associa a ocorrência de bancos com a presença de oscilações de infragravidade nos domínios da praia. Tais ondas produzem gradientes espaciais nas correntes de fundo capazes de concentrar sedimento sob seus nós ou antinós, dependendo do modo de transporte de sedimento considerado. Este modelo justifica a ocorrência de sistemas de bancos múltiplos assim como formação de padrões rítmicos de diferentes escalas. A verificação definitiva do modelo de infragravidade ainda não foi alcançada a despeito das evidências encontradas através de diversos experimentos, nos quais observa-se perfeito acoplamento entre combinações específicas de modo e frequência de ondas de borda e da morfologia (incluindo escala) dos bancos longitudinais (e.g. Aagaard, 1991; Holmann & Sallenger Jr., 1993 e O'Hare & Huntley, 1994). Entre outros, ainda faltam ser esclarecidos muitos aspectos relacionados com a formação e manutenção dos bancos por mecanismos de retroalimentação positiva exercidos pela morfologia na excitação de oscilações de infragravidade em períodos e modos específicos. O'Hare & Huntley (1994) concluem que o mecanismo de transporte de sedimentos para formação de bancos envolve a mobilização de sedimentos por ondas de gravidade incidentes e o transporte e concentração subsequentes pelo campo de ondas longas (infragravidade) atuante.

Na tentativa de determinar o número de bancos a serem formadas numa praia, Short & Aagaard (1993) introduziram o “parâmetro de bancos” ( $B^*$ ) dado por:

$$B^* = \chi_s / \tan\beta \cdot T_i^2 \quad (3)$$

onde:

$\chi_s$  = largura da antepraia superior (*nearshore*), ou seja, a distância da base da face da praia, em direção ao mar, após a qual o gradiente tende a zero;

$\tan\beta$  = declividade de  $\chi_s$

$T_i$  = período de onda incidente durante tempestades.

Assim, o número de bancos aparece como função da geometria da praia e do período das ondas incidentes, variáveis determinantes, em última instância, do número de nós (e anti-nós) de ondas de borda que podem ser acomodados nos limites da praia (distância equivalente a  $\chi_s$ ). Os dados utilizados para formulação do parâmetro permitiram a determinação de intervalos numéricos para  $B^*$ , conforme mostra a Tabela 3.

Sistemas de bancos duplos são mais comuns em praias de declividade relativamente baixa dominadas por vagas expostas episodicamente a ondas de tempestade. Sistemas de bancos tripos estão mais restritos a costas dominadas por tempestades onde oscilações de infragravidade de curto período agindo sobre declividades suaves ( $\tan\beta < 0,015$ ) proporcionam a formação de tais feições. A ocorrência de quatro ou mais bancos foi documentada em costas de baixa energia ocasionalmente atingidas por tempestades. Nestes ambientes  $T_i$  raramente excede 5s e os gradientes são muito baixos ( $\tan\beta < 0,01$ ).

Tabela 3. Relação entre os intervalos numéricos do parâmetro de banco ( $B^*$ ) e o número de bancos a serem formados na praia (Short & Aagaard, 1993).

$B^*$	NÚMERO DE BANCOS
$B^* < 20$	não haverá formação de banco
$B^* \sim 20-50$	um banco
$B^* \sim 50-100$	dois bancos
$B^* \sim 100-400$	três bancos
$B^* \sim 400$	quatro bancos

Finalmente, apesar das indefinições ainda existentes, a utilização do parâmetro de banco e de  $\omega$  permite estimar aproximadamente as características de uma praia de múltiplos bancos, alcançando-se resultados mais previsíveis a respeito de seu comportamento.

### Morfodinâmica de praias de macro e mesomaré

As variações de maré foram classificadas por Davies (1964) como sendo micro- (< 2 m), meso- (2-4 m) e macromaré (> 6 m); conseqüentemente, as praias arenosas podem ser classificadas da mesma maneira. A despeito da ampla ocorrência destes sistemas em ambientes de macro e mesomaré, ao longo de todo mundo, a influência das marés sobre os processos

praiais tem recebido pouca atenção. Destacam-se os trabalhos realizados por Strahler (1966) e por King (1972). Conforme observa Carter (1988), “muito pouco é conhecido sobre sua dinâmica”, referindo-se às praias de meso e macro-maré.

Segundo Short (1982), espera-se que em ambientes de macromaré os estados morfodinâmicos e a mobilidade da praia sejam alterados com a variação da maré, resultando em diferenciação morfodinâmica entre a parte superior e a inferior do perfil conseqüente da dominância relativa de diferentes processos de transporte de sedimentos como ondas incidentes, ondas de borda, “*surf beats*” e correntes de marés nestas regiões. Ou seja, além de constituírem importantes mecanismos de transporte de sedimentos, os efeitos de meso e macromarés sobre a praia dizem respeito, principalmente, ao deslocamento periódico da posição da face praial, da zona de surfe e de deformação “*shoaling*” das ondas sobre o perfil praial. Masselink (1993), através de experimentos de laboratório, atribuiu a este deslocamento o equilíbrio e modificação do perfil de praias com variação de maré significativa, sendo que os perfis de praia simulados demonstraram-se relativamente insensíveis a modificações na altura de onda nestas condições. Assim, apontou a importância de se considerar a relação entre a variação da maré e a altura da arrebentação na determinação das contribuições relativas dos processos da zona de estirâncio e da zona de surfe versus processos de deformação de ondas sobre o perfil praial. Tal relação foi definida pelo “Parâmetro de Variação Relativa da Maré” (*Relative Tide Range Parameter*), e é dada pela expressão:

$$RTR = TR/H_b \quad (4)$$

onde:

**TR** = variação média da maré de sizígia em metros e;  
**H<sub>b</sub>** = altura significativa, em metros, das ondas na arrebentação.

Masselink define neste trabalho que praias com  $RTR < 2$  podem ser descritas com base no parâmetro  $\omega$  (Wright & Short, 1983) utilizado para classificar praias de micromaré. Acima deste valor o efeito da maré passa a ser relevante, necessitando ser considerado.

Em seu trabalho em Cable Beach (Australia), Short (1982) observa muitos aspectos importantes relacionados ao efeito da variação de maré na morfodinâmica praial. Ele atribui às ondas (vagas e ondulações) a maior parte do trabalho realizado nas porções intermaré e submaré do perfil praial, sendo responsáveis primárias pela remobilização e suspensão de sedimentos. Porém, enquanto a morfologia das praias do tipo micromaré é

determinada basicamente por processos da zona de espraiamento e da zona de surfe, somente na zona de maré alta de praias do tipo meso e macromaré estes processos são dominantes. Mesmo assim, sua atuação é sujeita à ciclicidade das variações de maré: ou seja, é intermitente e sujeita a zona de maré alta da praia a períodos de inatividade. Short comenta que dinamicamente as porções intermaré, inframaré e submaré das praias do tipo meso e macromaré assemelham-se mais à antepraia superior das praias do tipo micromaré. Assim, a dominância nestas zonas de ondas em processo de deformação e, num grau mais baixo, de correntes de maré, sugere que suas condições de equilíbrio estariam relacionadas primordialmente com processos atuantes na antepraia superior do que com processos da zona de surfe, observações posteriormente confirmadas no modelo de simulação de Masselink (1993). Outra implicação importante apontada, é que devido ao contínuo deslocamento da zona de surfe sobre a praia e da própria variação da declividade do perfil, o crescimento de oscilações ressonantes fica limitado: o que poderia explicar a ausência de ritmicidades longitudinais e correntes de retorno em Cable Beach. Ainda, a maior mobilidade do perfil praias foi observada em curtas escalas de tempo (ciclos de maré individuais) enquanto que as fases que mais aproximaram-se de estados estáveis ocorreram em escalas mais longas (ciclos lunares inteiros).

Em trabalho posterior, Short (1991) realizou uma revisão abrangente sobre o assunto e também identificou três grupos de praias do tipo meso-macromaré baseado em dados da revisão e em outros coletados na costa de Queensland (Austrália):

O *Grupo 1* ocorre em ambientes de alta energia dominados por ondas. É caracterizado por praias de gradientes relativamente íngremes ( $1-3^\circ$ ) de perfil côncavo e superfície plana sem presença de ondulações arenosas ou bancos. Cúspides ocorrem comumente na zona de espraiamento por ocasião da preamar enquanto condições mais dissipativas (incluindo oscilações infragravidade) dominam a face praias média a inferior (*mid to lower foreshore*).

O *Grupo 2* consiste de sistemas multibancos [crista e calha (*ridge and runnel*)] de baixos gradientes intermaré ( $\sim 0,5^\circ$ ) que ocorrem em ambientes de energia mais baixa expostos à atuação episódica de ondas. A praia de maré alta pode apresentar cúspides e areias mais grossas enquanto que os bancos intermaré são compostos por areias mais finas apresentando freqüentemente marcas de ondulação, principalmente localizadas nas cavas, geradas por ondas e correntes. A formação e manutenção de bancos é inferida como decorrente de oscilações de infragravidade de ondas estacionárias,

principalmente sob condições de ondas mais baixas após tempestades.

O *Grupo 3* representa ambientes de transição entre praias e planícies de maré. Estes ocorrem em sistemas dominados por ondas baixas e consistem de face praias composta por sedimentos relativamente grossos formando um perfil planar de elevada declividade que transiciona abruptamente para uma planície de maré de granulometria fina, declividade suave ( $0,1-0,3^\circ$ ) e coberta de ondulações de areia ou dunas. Algumas destas planícies de maré podem conter múltiplos "bancos" ( $> 10$ ) de baixa altura e espaçamento regular, cujas origens e dimensões são distintas dos bancos do Grupo 2. Estes bancos ocorrem também em sistemas micromaré de baixa energia.

Comum a todas as praias do tipo mesomacromaré é a ocorrência de um padrão refletivo por ocasião da preamar e de outro mais dissipativo na maré baixa e intermediária. Porém, sob condições de ondas altas, há predomínio de modos erosivos dissipativos, resultando na formação de escarpas na pós-praia e mínimas modificações na face da praia. As praias, portanto, são muito estáveis tanto espacialmente (assumindo a inexistência de gradientes de energia no sentido longitudinal) quanto no tempo (meses a anos).

Em continuação aos trabalhos de Wright & Short (1983) e Short (1991), foi apresentado por Masselink & Short (1994) um modelo conceitual baseado no parâmetro ômega ( $\Omega$ ) e no parâmetro de variação relativa da maré (RTR) para classificação de praias arenosas dos tipos micro, meso e macromaré. Em geral,  $RTR < 3$ , corresponde aos três tipos de praia micromaré, propostos por Wright & Short (1983). Para  $3 < RTR < 7$ , praia de baixa energia começam apresentando característica refletiva por ocasião da preamar e a presença de um terraço de baixamar sem correntes de retorno (*rips*). Com o aumento de  $\Omega$  a praia se torna mais larga e de estado intermediário na baixamar, passando com  $\Omega > 5$  para o estado dissipativo sem bancos. Praias enquadradas neste intervalo não haviam sido identificadas nos grupos propostos por Short (1991). Neste modelo, as praias do *Grupo 2* (sistemas de *ridge e runnel*) não foram identificados como tipos isolados, assumindo-se que estas associações morfológicas podem estar presentes em quaisquer praias com  $RTR > 3$ . Para  $7 < RTR < 15$ , praias de baixa energia apresentam-se refletivas na preamar, enquanto que na maré baixa assumem o tipo intermediário de Terraço de Baixamar (TBM). Já praias com  $\Omega > 2$  mostram-se ultradissipativas. As praias neste intervalo correspondem às identificadas como *Grupo 1* de Short (1991). Finalmente, quando  $RTR > 15$  a ação das ondas é quase totalmente sobrepujada pela ação das marés e sistemas sob estas condições tendem às

características de planícies de maré (*Grupo 3*). O aparecimento de sistemas de bancos duplos pode ocorrer com valores de RTR de até 7 e  $\Omega > 2$ . Embora tenha caráter conceitual, este modelo representa um importante ponto de partida para o desenvolvimento de trabalhos futuros, que devem incluir a obtenção de mais informação sobre praias do tipo mesomacromarés e também uma redefinição dos limites numéricos utilizados.

Short (1994)\*, considera que utilizando-se os parâmetros  $\Omega$  e RTR todas as costas abertas e muitas praias estuarinas dominadas por ondas e influenciadas por marés podem ser classificadas de acordo com sua morfologia tri-dimensional e dinâmica de ondas, enquanto que o parâmetro de bancos ( $B^*$ ) indicará o número de bancos a serem formados. Estes três parâmetros, envolvendo cinco variáveis ( $H_b$ ,  $T_i$ ,  $\tan\beta$  e  $\chi_s$ ), fornecem os elementos chaves para uma classificação global aplicável a praias arenosas.

### Estudos pioneiros sob o enfoque morfodinâmico para algumas praias brasileiras

Estudos sob o enfoque morfodinâmico foram efetuados no sul do Brasil a partir de 1991 (Calliari & Klein, 1993; Toldo *et al.*, 1993) em praias retilíneas e completamente expostas. A associação entre mudanças de granulometria e o regime hidrodinâmico causa diferenciação praias ao longo de 215 km da costa sul riograndense, entre as localidades de Cassino e Chuí. Estas diferenças são evidenciadas em termos de declividade do estirâncio, presença de feições morfológicas secundárias (escarpas e cúspides praias), mobilidade da praia e hidrodinâmica associada. As variações são devidas à influência lagunar restrita às proximidades da embocadura da Laguna dos Patos, e à presença localizada de biodetritos ao sul do Farol do Albardão. Os sedimentos mais finos encontrados nas proximidades de Rio Grande propiciam o desenvolvimento de perfis com baixa declividade. Ao sul do Albardão, os sedimentos são bimodais, caracterizados por uma mistura de areia fina quartzosa e cascalho biodetrítico. Como consequência, esta região conhecida como "Concheiros do Albardão" apresenta, na zona do estirâncio os máximos valores de declividade.

Embora a frequência de observações morfodinâmicas não tenha sido consideravelmente elevada a ponto de se determinar o estado "modal"

dessas praias, a variabilidade descrita pelos parâmetros morfométricos determinados por Short & Hesp (1982) e o envelope dos perfis sequenciais das praias monitoradas, indicam a existência de três zonas com comportamento morfodinâmico distinto: proximidades da Barra do Rio Grande com características dissipativas, a região dos Concheiros com características intermediárias a refletivas e, as demais, com características intermediárias.

A praia de Querência, (Fig. 4) nas proximidades de Cassino mostra variações temporais mínimas típicas de praias dissipativas. Tais sistemas como já nos referimos, são favorecidos por alta energia de ondas e abundância de areia muito fina, apresentando baixos gradientes e máximas larguras. Tais observações são corroboradas por valores médios de  $\omega$  maiores que sete, ( $\Omega > 7$ ) e, pelos baixos valores dos parâmetros morfométricos, definidos pelo desvio padrão e coeficiente de variação da posição média da linha de praia. Segundo Short & Hesp (1982) tais parâmetros indicam a mobilidade da praia, ou seja, movimentos perpendiculares à linha de praia. Baixos valores indicam baixa mobilidade; valores altos, contrariamente, indicam praias com grande mobilidade, ou seja, altamente suscetíveis a episódios de erosão-acresção. Segundo estes autores, baixa mobilidade é característica dos sistemas extremos dissipativos e refletivos. Altos valores destes parâmetros e valores médios de  $\omega$  em torno de 5 são encontrados para as praias nas proximidades do Farol de Sarita, Albardão, Hermenegildo e Chuí. A maior mobilidade das praias para estes locais é característica de sistemas de praias intemediários.

A Figura 5 exemplifica o comportamento de uma praia intemediária (Sarita) onde episódios de erosão, formando escarpas nas dunas frontais, seguidos por episódios de acresção, são freqüentes. A evolução temporal dos "Concheiros" (Fig. 6) indica que as praias desta região oscilam entre os estágios intemediários e refletivo. Os valores de  $\omega$  variam entre refletivos e intemediários e os parâmetros morfométricos indicam características refletivas. Devido ao fato destas praias apresentarem a reserva de areia na sua porção subaérea, variações verticais de volume neste local são comparativamente maiores do que para os outros sistemas praias estudados.

Levantamentos efetuados para a praia de Imbé, no litoral norte do RS, por Toldo *et al.* (1993) indicam que a mesma é predominantemente dissipativa, com valores de  $\omega$  variando entre 5,6 a 9. Nesta praia os perfis dissipativos, apresentando baixa variabilidade temporal, foram observados tanto em condições anteriores como posteriores à ação de ondas de tempestade. O tipo de arrebentação é progressiva (*spilling*) a mergulhante (*plunging*)

(\*) Short, A. D. 1994. Beach morphodynamics in variable wave, tide and sediment - toward a global beach classification system. In: INTERNATIONAL SYMPOSIUM ON SANDY BEACHES. Valdivia, 1994. Resumos. Valdivia. SBC. p.27-28.

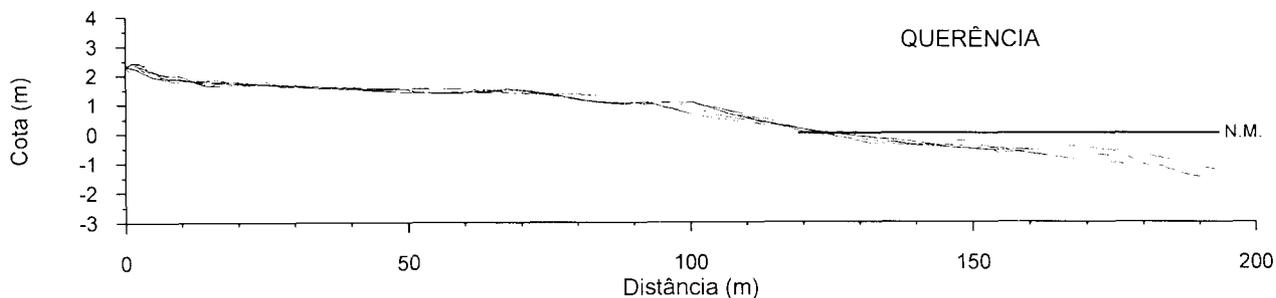


Fig. 4. Praia de Querência (RS). Perfis levantados no período de março a setembro de 1991.

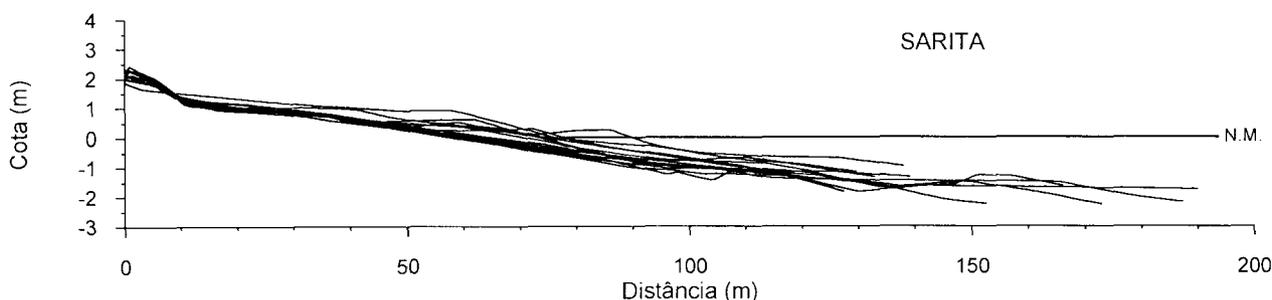


Fig. 5. Praia Sarita (RS). Perfis de praia levantados no período de fevereiro de 1991 a dezembro de 1992.

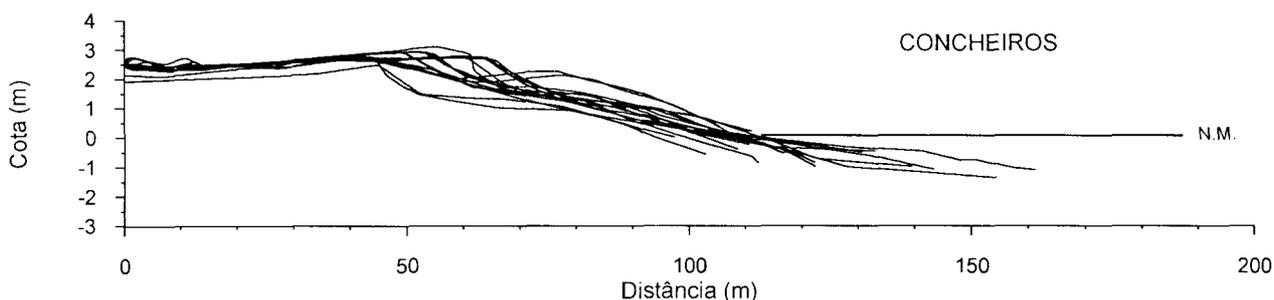


Fig. 6. Praia Concheiros (RS). Perfis de praia levantados no período de janeiro a setembro de 1991.

(Galvin, 1968) a qual dissipa sua energia através de uma extensa zona de arrebentação (400 m).

No sudeste do Brasil, levantamentos de perfis de praia vem sendo realizados no litoral do Rio de Janeiro por Muehe & Döbereiner (1977), Muehe (1979), Muehe & Corrêa (1989), Albino & Muehe (1991) e Muehe & Albino (1992)\*. A partir de abril de 1995 foi iniciado um projeto integrado de estudo da morfodinâmica de algumas praias e sua relação

com a meiofauna praial, sob coordenação do segundo autor, cujos resultados, no que tange os aspectos morfodinâmicos, são, para a maior parte das praias estudadas, significativamente diferentes, tanto na forma do perfil quanto na amplitude da variação topográfica, dos perfis levantados no Rio Grande do Sul. A praia que mais se aproxima dos perfis do sul do Brasil é a localizada num arco praial que recebe sedimentos do rio São João, localizado entre o cabo Búzios e a cidade de Barra de São João. Trata-se de uma praia dissipativa, protegida do impacto direto de ondas de tempestade, cujo gradiente topográfico da zona submarina é idêntico ao da praia Sarita. A berma da praia, entretanto, é muito estreita, quando comparado com a da Sarita e sua estabilidade

(\*) Muehe, D. & Albino, J. 1992. Erosão e recuperação de um pontal arenoso - Macaé (RJ). In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA. 37. São Paulo, 1992. Resumos. São Paulo, SBG. p. 188.

topográfica é muito grande. Com um valor de  $\Omega$  variando entre 0,92 e 11,6 o seu estado modal corresponde ao tipo dissipativo (Fig. 7).

No outro extremo do espectro de estados se encontra a praia do Lagomar, a norte da cidade de Macaé e extremidade sul da feição deltaica do rio Paraíba do Sul. Trata-se de uma praia cuja porção subaérea é constituída por areia muito grossa mas cuja seção submarina é formada por areia fina a muito fina. O valor do  $\Omega$  varia entre 0,79 a 1,23, caracterizando uma estado modal de praia refletiva. A altura da berma, acima do nível médio do mar, é de 5,5 m. A transição do fundo marinho para a base da face da praia se faz de forma repentina, caracterizada por um mudança de um gradiente suave por outro muito forte (Fig. 8).

Como decorrência as ondas arrebentam na forma mergulhante, praticamente sem o desenvolvimento de uma zona de surfe e se espraiam na face da praia com grande velocidade (em torno de 300 cm/s) e por distâncias que variam de 10 a 20 m. Uma terceira praia, localizada na restinga da Massambaba, parte oceânica do cordão litorâneo que se estende das proximidades da cidade de Saquarema até Arraial do Cabo, é caracterizada por um estado que, pelo valor do  $\Omega$  (0,53 a 4,36) varia entre Refletiva e Terraço de Baixa Mar, mas que por observação visual inclui também os estados Banco e Calha Longitudinal e Bancos Transversais, situando-se portanto, mais freqüentemente, num estado intermediário (Fig. 9).

Em decorrência da migração do banco que ora se incorpora à berma da praia, ora se afasta formando um banco submarino, a variabilidade vertical e horizontal do perfil é muito grande, chegando a berma a se deslocar 70 m no sentido horizontal e 5 m no sentido vertical. Da mesma forma, também o perfil submarino é submetido a grandes variações.

## Observações e aplicabilidade

Pelos modelos aqui apresentados, bem como pelas observações e resultados obtidos para as praias

brasileiras, parece que o modelo de Wright & Short (1984) realmente aplica-se a praias micromarés dominadas por ondulações de energia moderada a alta, oceânicas protegidas e dominadas por vagas, o que pode fornecer surpresas com relação à correspondência entre os valores de  $\Omega$  e o estado da praia.

Deve-se também ponderar que os modelos estão baseados em praias com sedimentos unimodais decomposição essencialmente quartzosa. A presença de sedimentos bimodais e mesmo polimodais de composição variada (quartzosa com biodetríticos carbonáticos) pode influir sensivelmente no valores de  $\Omega$ . Com relação aos trabalhos efetuados no Brasil, temos notado uma grande correspondência e aplicabilidade dos parâmetros morfométricos definidos por Short & Hesp (1992), o envelope dos perfis (definido pela superposição de levantamentos efetuados num único perfil) permite diferenciar estágios dissipativos, refletivos e intermediários.

A utilização dos conceitos desenvolvidos através do estudo da morfodinâmica praial tem se mostrado muito eficiente no manejo e solução de problemas ambientais relacionados às praias arenosas. Wright *et al.* (1980) demonstram a importância do estabelecimento de  $\Omega$  modais para determinar os riscos e modos de erosão a que estão suscetíveis as diferentes praias. O conhecimento do comportamento morfodinâmico de uma praia específica permite o acompanhamento espaço-temporal de ciclos de erosão/deposição e definição de patamares esperados de variação morfológica. Tal avaliação aumenta consideravelmente o grau de sucesso de diversas atividades relacionadas ao gerenciamento costeiro específico a praias. Short & Hogan (1994) utilizam a classificação de Wright & Short (1984) para acessar o grau de periculosidade de cada estágio morfodinâmico segundo variações na altura da arrebentação. Nesse sentido, programas de prevenção de acidentes de banho tem obtido sucesso no litoral australiano.

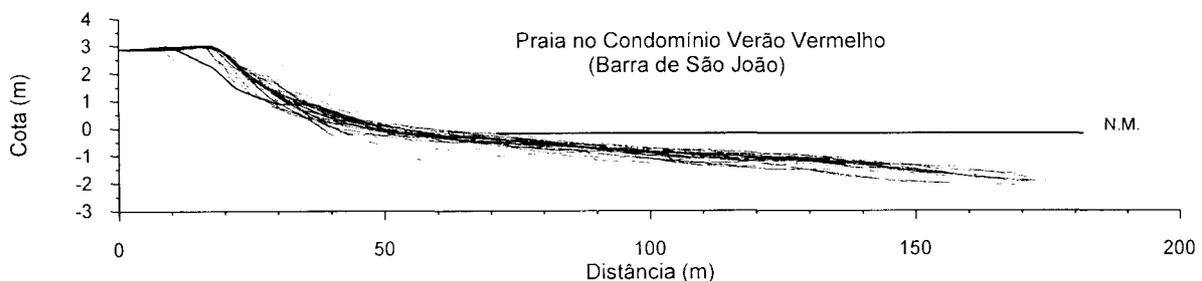


Fig. 7. Praia barra do São João (RJ). Perfis de praia levantados no período de abril de 1995 a maio de 2001.

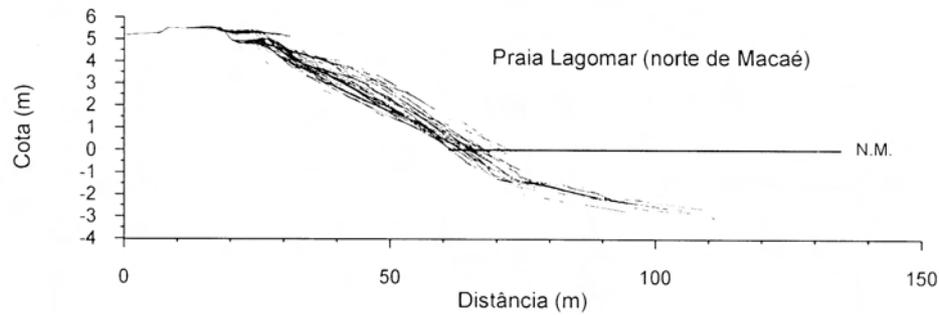


Fig. 8. Praia Lagomar (RJ). Perfis de praia levantados no período de abril de 1995 a maio de 2001.

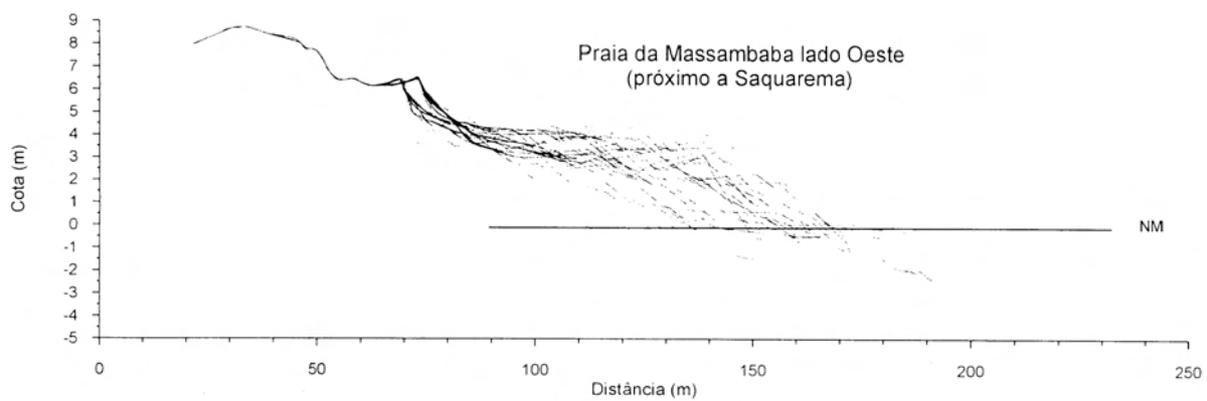


Fig. 9. Praia da Massambaba (RJ). Perfis de praia levantados no período de abril de 1995 a maio de 2001.

## Referências bibliográficas

- Aagaard, T. 1988. Rhythmic beach and nearshore topography: Examples from Denmark. *Geogr. Tidsskr.*, 88:55-60.
- Aagaard, T. 1991. Multiple-bar morphodynamics and its relation to low-frequency edge waves. *J. coast. Res.*, 7(3):801-813.
- Albino, J. & Muehe, D. 1991. Readaptação morfodinâmica do pontal do rio Macaé e praias adjacentes - RJ. In: SIMPÓSIO DE GEOGRAFIA FÍSICA APLICADA, 4. Porto Alegre, 1991. *Anais. Porto Alegre, UFRGS*, 1:25-33.
- Birkemeier, W. A. 1984. Time scales of nearshore profile changes. In: COASTAL ENGINEERING CONFERENCE, 19. Houston, 1984. *Proceedings. Houston, ASCE*. p.1507-1521.
- Calliari, L. J. & Klein, A. F. H. 1993. Características morfodinâmicas e sedimentológicas das praias oceânicas entre Rio Grande e Chuí, RS. *Pesquisas*, 20(1):48-56.
- Carter, R. W. C. 1988. *Coastal environments*. London, Academic Press. 617p.
- Davidson-Arnott, R. G. D. & McDonald, R. A. 1989. Nearshore water motion and mean flows in a multiple parallel bar system. *Mar. Geol.*, 86(4):321-338.
- Davies, J. L. 1964. A morphogenic approach to world shorelines. *Zeit. f. Geomorph.*, 8:27-142.
- Dean, R. G. 1973. Heuristic models of sand transport in the surf zone. In: CONFERENCE ON ENGINEERING DYNAMICS IN THE SURF ZONE. Sydney, 1973. *Proceedings. Sydney, Institute of Engineers*. p. 208-214.

- Galvin, C. J. 1968. Breaker type classification on three laboratory beaches. *J. geophys. Res.*, 73(12):3651-3659.
- Goldsmith, V.; Bowman, D. & Kiley, K. K. 1982. Sequential stage development of crescentic bars: Hahoterin Beach, Southeastern Mediterranean. *J. sedim. Petrology*, 52(1):233-250.
- Guza, R. T. & Inman, D. L. 1975. Edge waves and beach cusps. *J. geophys. Res.*, 80(21):2997-3012.
- Guza, R. T. & Bowen, A. J. 1977. Resonant interactions from waves breaking on a beach. In: INTERNATIONAL CONFERENCE ON COASTAL ENGINEERING, 15. Honolulu, 1977. Proceedings. Honolulu, ASCE. p. 560-579.
- King, C. A. M. 1972. Beaches and coasts. London, Edward Arnold. 570p.
- Holman, R. A. & Sallenger Jr., A. H. 1993. Sand bar generation: a discussion of the Duck experiment series. *J. coast. Res.*, SI 15, pp. 76-92.
- Lippmann, T. C. & Holman, R. A. 1990. The spatial and temporal variability of sand bar morphology. *J. geophys. Res.*, 95(C7):11575-11590.
- Lippmann, T. C.; Holman, R. A. & Hathaway, K. K. 1993. Episodic, nonstationary behaviour of a double bar system at Duck, N.C., U.S.A., 1986-1991. *J. coast. Res.*, SI 15:49-75.
- Masselink, G. 1993. Simulating the effects of tides on beach morphodynamics. *J. coast. Res.*, SI 15:180-197.
- Masselink, G. & Short. 1993. The effect of tide range on beach morphodynamics and morphology: a conceptual beach model. *J. coast. Res.*, 9(3):785-800.
- Muehe, D. 1979. Sedimentology and topography of a high energy coastal environment between Rio de Janeiro and Cabo Frio, Brazil. *An. Acad. Bras. Ciênc.*, 51(3):473-481.
- Muehe, D. & Corrêa, C. H. T. 1989. Dinâmica de praia e transporte de sedimentos ao longo da restinga da Massambaba. *Rev. Bras. Geoc.*, 19(3):387-392.
- Muehe, D. & Döbereiner, C. 1977. Dinâmica do fundo marinho ao longo do pier de Ipanema, Rio de Janeiro. *An. Acad. Bras. Ciênc.*, 49(2):281-286.
- O'Hare, T. J. & Huntley, D. A. 1994. Bar formation due to wave groups and associated long waves. *Mar. Geol.*, 116(3-4):313-325.
- Short, A. D. 1979a. Wave power and beach stages: A global model. In: INTERNATIONAL CONFERENCE ON COASTAL ENGINEERING, 16. Hamburg, 1978. Proceedings. Hamburg, ASCE. p. 1045-1062.
- Short, A. D. 1979b. Three dimensional beach stage model. *J. Geol.*, 87(5):553-571.
- Short, A. D. 1981. Beach response to variation in breaker height. In: INTERNATIONAL CONFERENCE ON COASTAL ENGINEERING, 17. Sydney, 1981. Proceedings. Sydney, ASCE. p.1016-1035.
- Short, A. D. 1982. Morphodynamics of a macrotidal beach. *Mar. Geol.*, 50(1-2):97-128.
- Short, A. D. 1991. Macro-meso tidal beach morphodynamics - an overview. *J. coast. Res.*,7(2):417-436.
- Short, A. D. 1992. Beach systems of the central Netherlands coast: processes, morphology and structural impacts in a storm driven multi-bar system. *Mar. Geol.*, 107(1-2):103-137.
- Short, A. D. 1993. Beaches of the New South Wales Coast. A guide to their nature, characteristics, surf and safety. Australian Beach Safety and Management Program. The University Printing Service, University of Sydney. 358 p.
- Short, A. D. & Aagaard, T. 1993. Single and multi-bar beach change models. *J. coast. Res.*, SI 15:141-157.
- Short, A. D. & Hesp, P. A. 1982. Wave, beach and dune interaction in southeastern Australia. *Mar Geol.*, 48(3-4):259-284.
- Short, A. D. & Wright, L. D. 1981. Beach systems of the Sydney region. *Aust. Geogr.*, 15:8-16.
- Short, A. D. & Hogan, C. L. 1994. Rip currents and beach hazards: their impact on public safety and implications for coastal management. In: Finkl, C. W. J. ed. Coastal hazards, perception, susceptibility and mitigation. *J. coast. Res.*, SI 12:197-209.

- Strahler, A. N. 1966. Tidal cycle of changes in a equilibrium beach, Sandy Hook, New Jersey. *J. Geol.*, 74(3):247-268.
- Toldo, E. E.; Dillenburg, S. R.; Almeida, L. E. S. B.; Tabajara, L. L.; Martins, R. & Cunha, L. O. B. P. 1993. Parâmetros morfométricos da Praia de Imbé, RS. *Pesquisas*, 20(1):27-32.
- Wright, L. D. 1981. Beach cut in relation to surf zone morphodynamics. In: INTERNATIONAL CONFERENCE ON COASTAL ENGINEERING, 17. Sydney, 1981. Proceedings. Sydney, ASCE. p.978-996.
- Wright, L. D. 1984. Morphodynamics variability of surf zones and beaches: A synthesis. *Mar. Geol.*, 56(1-4):93-118.
- Wright, L. D.; Chappell, J.; Thom, B.G.; Bradshaw, M. P. & Cowell, P. 1979. Morphodynamics of reflective and dissipative beach and inshore systems: Southeastern Australia. *Mar. Geol.*, 32(1-2):105-140.
- Wright, L. D.; Guza, R. T. & Short, A. D. 1982. Dynamics of a high energy dissipative surf zone. *Mar. Geol.*, 45(1-2):41-62.
- Wright, L. D. & Short, A. D. 1983. Morphodynamics of beaches and surf zones in Australia. In: Komar P. D. ed. *Handbook of coastal processes and erosion*. Boca Raton, CRC Press. p. 35-64.
- Wright, L. D.; Short, A. D. & Green, M. O. 1985. Short term changes in the morphodynamic states of beaches and surf zones: an empirical predictive model. *Mar. Geol.*, 62(3-4):339-364.
- Wright, L. D.; Thom, B. G. & Chappell, J. 1978. Morphodynamic variability of high energy beaches. In: INTERNATIONAL CONFERENCE ON COASTAL ENGINEERING, 16. Hamburg, 1978. Proceedings. Hamburg, ASCE. p.1180-1194.

*(Manuscrito recebido 28 dezembro 2002; revisado 27 agosto 2002; aceito 10 março de 2003)*