

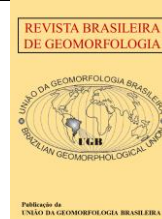


<https://rbgeomorfologia.org.br/>
ISSN 2236-5664

Revista Brasileira de Geomorfologia

v. 27, n° 2 (2026)

<https://dx.doi.org/10.20502/rbg.v27i2.2774>



Artigo de Pesquisa

Declividade da face praial, clima de espraiamento da onda e sua relação com o estágio morfodinâmico

Beachface slope, swash climate and its relationship with the morphodynamic stage

Dieter Muehe ¹, Lucas Bermudes de Castro ², Luiz Henrique Sielski ³, Jacqueline Albino ⁴

¹ Universidade Federal do Rio de Janeiro, Laboratório de Geografia Marinha, Rio de Janeiro, Brasil.

dieter.muehe@gmail.com

ORCID: <https://orcid.org/0000-0002-6061-4034>

² Universidade Federal do Espírito Santo, Departamento de Oceanografia, Vitória, Brasil. lucasbdec@gmail.com

ORCID: <https://orcid.org/0000-0002-1992-7813>

³ Universidade Federal do Espírito Santo, Departamento de Oceanografia, Vitória, Brasil. luizion@gmail.com

ORCID: <https://orcid.org/0000-0002-5069-5619>

⁴ Universidade Federal do Espírito Santo, Departamento de Oceanografia, Vitória, Brasil. albino.jacqueline@gmail.com

ORCID: <https://orcid.org/0000-0003-2890-9227>

Recebido: 01/12/2025; Aceito: 07/05/2026; Publicado: 09/06/2026

Resumo: A velocidade de espraiamento e refluxo de uma onda na face da praia, assim como a duração desse processo, definido como regime de fluxo (*swash climate*), depende das características da onda, como altura e período, e da declividade da face praial que, por sua vez, é parcialmente condicionada pela granulometria dos sedimentos. Como tendência geral, quanto maior o diâmetro granulométrico, maior a declividade e mais rapidamente se completa o ciclo espraiamento-refluxo (*swash regimen*). Este ciclo se reflete na característica morfodinâmica de uma praia passando pelos estágios dissipativo, intermediário e refletivo de acordo com o aumento da declividade da face praial. Dados observacionais obtidos ao longo do litoral do delta do rio Doce, Espírito Santo, mostram uma relação consistente entre a declividade da face praial, o estágio morfodinâmico e o regime de fluxo, com algumas variações ao longo da área de estudo. Condições dissipativas e saturadas corresponderam às declividades inferiores a 3° enquanto estados refletivos e regimes de fluxo mais completos tiveram declividade superior a 5,5°. Os regimes de fluxo dos estágios extremos, refletivo e dissipativo, ocasionalmente transitaram para o estágio intermediário e vice-versa. Os resultados oferecem uma base física objetiva para comparações morfodinâmicas e potencial implicações para estudos bentônicos.

Palavras-chave: Face praial 1; clima de onda 2; morfodinâmica 3

Abstract: The uprush and backwash of a wave (*swash climate*) at the beach face, as well as the duration of this process, depend not only on wave characteristics such as height and period, but also on the beach-face slope, which in turn is partially conditioned by the sediment grain size. As a general trend, the coarser the grain size, the steeper the slope, and faster the uprush and backward cycle (*swash regimen*) is completed. This cycle is partially related to the morphodynamic characteristics of a beach, passing through dissipative, intermediate, and reflective stages as the beach face slope increases. Observational data along the beaches of the Doce river delta, Espírito Santo - Brazil, showed a correlation between beachface slope, morphodynamic state and swash regimen, with some variations along the study site. Dissipative and saturated swash regimen were related to beach face slopes lower than 3°, while the reflective stage and more complete swash regimen were related to slopes higher than 5.5°. The flow regimen of extreme states often shifts from dissipative or reflective to intermediate

morphodynamic state and vice-versa. The results herein provide an objective physical framework to morphodynamical comparative studies and potential implication to benthic ecological studies.

Keywords: Beachface; wave climate; morphodynamic stage; Doce river delta.

1. Introdução

O contato de uma praia com o oceano se dá ao longo de uma rampa de dissipação das ondas, a face praial, onde ocorre o processo de espraiamento e refluxo da onda de volta para o mar (*swash climate*), acompanhado por parte da água de refluxo escoando por infiltração (Hughes e Turner, 1999; Hughes e Baldock, 2020). Assim sendo, a face praial representa um dos ambientes de maior agressividade ambiental devido a sua inerente mobilidade e dinâmica morfo-sedimentar, sendo toda a comunidade bentônica controlada pelos processos físicos atuantes. Para McLachlan (1990) é o clima de espraiamento-refluxo das ondas na face da praia (clima de *swash*) e não o clima de ondas, o responsável por modificações nas comunidades bentônicas, já que o clima de *swash* é o fator chave que limita a distribuição de espécies ao longo do gradiente morfodinâmico da face praial.

É assumido que toda a fauna seja, em algum momento, submetida aos processos de espraiamento-refluxo na face da praia, exigindo dos animais, que vivem nesse ambiente, tanto em superfície quanto em sub-superfície, a capacidade de se mover rapidamente para cima e para baixo de acordo com o ritmo da maré, (McArdle e McLachlan, 1992; Defeo e McLachlan, 2025). O decréscimo de riqueza de espécies invertebradas do estágio morfodinâmico dissipativo para o refletivo, estágios definidos por Wright *et al.* (1985), apesar de reconhecido, não é adequadamente compreendido por desconhecimento dos fatores ecológicos e processos biológicos subjacente (Brazeiro, 2001). Segundo Brazeiro (l.c.), a dificuldade na compreensão do comportamento decorre da coexistência de espécies de hábitos distintos como o de se alimentarem de materiais em suspensão versus catadores, diferentes meios de reprodução e ocuparem diferentes zonas intermaré (Brazeiro, 2001). McLachlan *et al.* (1993) sugerem que um número de espécies é expelido à medida que o clima de *swash* se torna mais agressivo caracterizado pelo aumento da frequência do ciclo espraiamento-refluxo, particularmente pelo aumento da frequência de ultrapassar a linha de saturação. Em contraposição, segundo Brazeiro (l.c.) essa hipótese não leva em conta aspectos como granulometria e seleção dos sedimentos, disponibilidade de matéria orgânica e processos de erosão e acreção. Ou seja, parte dessa variabilidade seria representada pela caracterização do estágio morfodinâmico. Consequentemente a fauna bentônica precisa estar adaptada aos diferentes regimes de espraiamento e refluxo das ondas, que por sua vez se processam em função da declividade da face praial determinante na velocidade e distância do espraiamento da onda, e ainda do escoamento em superfície e subsuperfície.

Estudos realizados em praias do Rio de Janeiro, Muehe e Silva (1998), (Figura 1), mostram aumento da densidade da meiofauna com a diminuição do diâmetro médio do grão e melhora no grau de seleção, o que por sua vez se reflete na definição do estágio morfodinâmico. Já a diminuição da dispersão de tamanhos granulométricos, em relação à média, pode indicar uma melhor capacidade de drenagem e aeração.

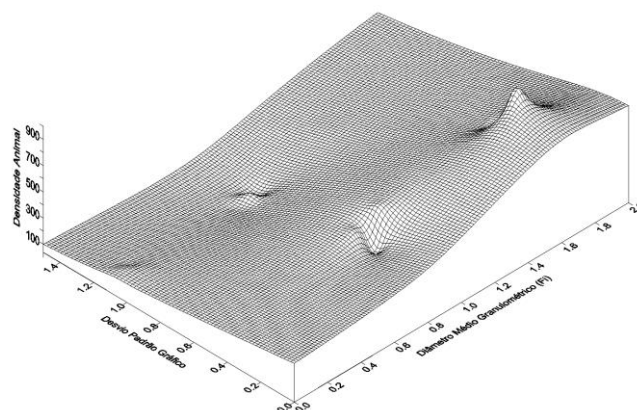


Figura 1. Superfície de ajuste mostrando o condicionamento da densidade animal ao diâmetro granulométrico e desvio padrão, modificado de Muehe e Silva (1998).

Estatisticamente a declividade da face praial depende do diâmetro granulométrico, no sentido de que quanto mais grosso maior a inclinação (Bascom, 1951). Esta, por sua vez, constitui um importante indicador do estágio morfodinâmico (Wright e Short, 1984). Ocorre que há uma grande dispersão em relação à regressão estatística de modo que uma mesma declividade pode estar associada a mais de um estágio morfodinâmico, o que pode induzir a erros na identificação do ambiente morfodinâmico conforme pode ser visualizado na Figura 2, onde o diâmetro do grão foi substituído pela velocidade de decantação (Muehe, 1998).

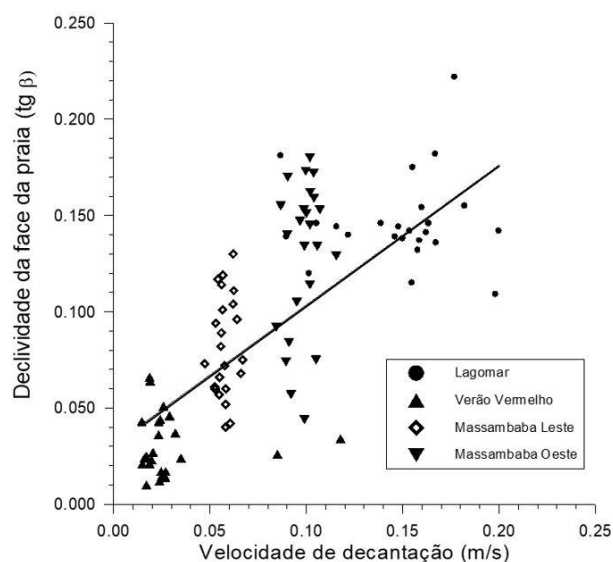


Figura 2. Correlação gráfica entre velocidade de decantação dos sedimentos da face da praia e a declividade da face praial, de quatro praias expostas no litoral leste do Estado do Rio de Janeiro, (Muehe, 1998).

Na determinação do clima de espraiamento da onda na face da praia, Kemp & Plinston (1968) estabeleceram a relação T_s/T , para caracterizar o regime de fluxo através da relação entre a duração do espraiamento (T_s) e o período da onda (T), (Tabela 1). O tempo de refluxo não foi incluído, como mais tarde foi proposto por McArdle e McLachlan (1992). Essa exclusão evita erros de avaliação em praias dissipativas onde, devido à baixa declividade, o refluxo é impedido de se completar na parte inferior da face praial já que a frequência de chegada de uma nova onda é muito maior que o tempo para completar o ciclo de espraiamento-refluxo, ficando essa parte quase continuamente coberta de água.

Tabela 1. Classificação dos regimes de fluxo na face da praia (*swash climate*)

Ts/T	Regime de fluxo	Descrição
<0,5	completo	o refluxo se completa antes da chegada de uma nova onda
0,5 -1	incompleto	o refluxo não se completa devido a chegada de uma nova onda
>1	saturado	o refluxo é impedido com a chegada de uma nova onda

O presente trabalho objetiva avaliar a relação entre declividade da face praiial, o estágio morfodinâmico, e o regime de fluxo associado e definir os limites de declividade para cada estágio a partir de um conjunto de dados de praias de amplo espectro granulométrico e de diferentes orientações à incidência das ondas. Trata-se de um estudo morfodinâmico, de natureza física, que pode informar estudos ecológicos da meiofauna com base na literatura existente, ainda que o presente trabalho não tenha contemplado amostragens biológicas próprias.

2. Área de Estudo

Os dados analisados neste trabalho foram obtidos em campo entre abril de 2019 e janeiro de 2022 em sete campanhas de verão e inverno. As 13 praias estudadas se localizam do litoral do Espírito Santo, compreendendo dois domínios geomorfológicos: dez praias associadas à planície deltaica do Rio Doce (S4 - N6) e três praias, ao sul, associadas aos terraços lateríticos (*shoreplatform*) da Formação Barreiras (S1- S3). A distribuição granulométrica das areias das praias expostas associadas ao rio Doce varia entre areias grossas, médias e finas como resultado da redistribuição do aporte fluvial ao longo da antepraia e a influência da deriva litorânea (Albino et al., 2018; Oliveira et al., 2015). Apresentam tipologia também diversa, variando entre refletivas, intermediárias e dissipativas. Já as praias precedidas pelos terraços apresentam areias médias e finas, apresentam-se intermediárias e refletivas, em função da distribuição dos terraços e maior dissipação das ondas (Albino et al. 2016). Os diversos estágios morfodinâmicos, típicos da área de pesquisa, são exemplificados na Figura 3.



Refletivo (Estação S7)

Intermediário (Estação N3)

Dissipativo (Estação N5)

Figura 3. Exemplos dos principais estágios morfodinâmicos. Para localização dos perfis, ver mapa na Figura 4. (Fotos: Lucas Bermudes de Castro)

O clima de ondas na região é caracterizado por ondas do quadrante E-NE e S-SE, geradas, respectivamente, pelo Anticiclone Subtropical do Atlântico Sul e sistemas frontais originados em maiores latitudes (Pianca; Mazzini e Siegle, 2010). Em uma análise específica sobre ondas de tempestade, Eguchi e Klumb-Oliveira (2023), as mesmas apresentam alturas entre 2,5 m e 3,0 m e períodos de 13 a 15 s.

A amplitude da maré é de 1,7m no porto de Vitória, caracterizando um regime de micro-maré (CPTEC, INPE, 2025)

3. Materiais e Métodos

Perfis topográfico e batimétricos foram levantados durante quatro campanhas, em 3 estações de monitoramento associadas ao litoral da Fm. Barreiras (S1, S2 e S3) e 10 estações ao longo da planície sul e norte do delta do Rio Doce, (S4 a N6), compreendendo 191 km de litoral, (Figura 4).

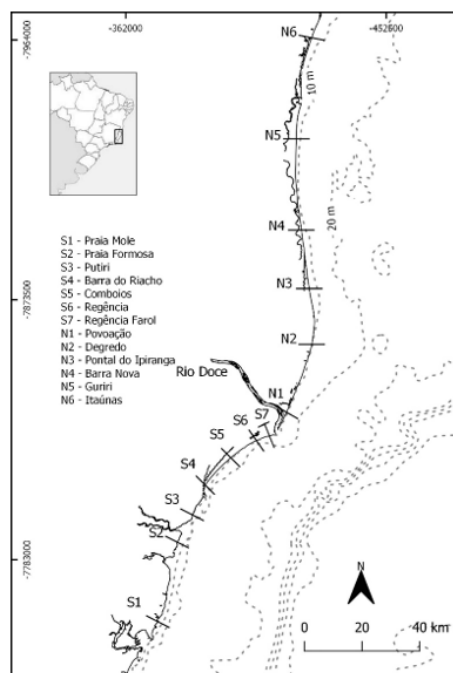


Figura 4. Localização da área de estudo com os locais de medição.

Os levantamentos consistiram na medição de perfis topográficos transversais à praia, na determinação da inclinação da face praial (β), na determinação do período (T) e da altura da onda na arrebentação (H_b), extensão do espraiamento da onda na face da praia (D_{up}) e a duração do espraiamento da onda na face praial (T_s). Os perfis topográficos foram estendidos para a antepraia com emprego de embarcação e ecobatímetro acoplado com posicionamento de satélite (GPS). Os dados batimétricos foram reduzidos ao nível médio da maré e acoplados ao perfil praial, sendo as declividades da face praial e da antepraia calculadas separadamente, considerando a topografia e a batimetria. As declividades, em graus, foram calculadas a partir da função arco-tangente da razão entre a diferença máxima de nível e a maior distância horizontal.

Para a determinação da declividade da face praial, foram levantados perfis topográficos durante a baixa-mar de sizígia, sendo a declividade da face praial, expresso em graus, definido pelo arco-tangente da relação entre altura do contato da face praial com a berma e a distância horizontal desse ponto ao refluxo da onda. Cada levantamento de campo se estendeu por cerca de dez dias consecutivos, ao longo dos quais a equipe percorreu sucessivamente os diferentes setores da costa. Como o horário da baixa-mar atrasa diariamente, os primeiros levantamentos da sequência foram, em geral, realizados em baixa-mar matutina, enquanto os perfis mais ao Norte tenderam a ser medidos em baixa-mar vespertina. Para o cálculo, foi considerada a face praial como a porção da praia entre o máximo recuo da onda e o contato com a berma. Isso inclui, em praias de baixa declividade, os terraços formados nas marés baixas.

A altura da onda na arrebentação foi medida com uma mira topográfica levada diretamente para o local onde é lida a altura da onda pela diferença da altura entre a cava e a crista da onda. O valor da altura foi obtido pela média das medições de pelo menos 3 ondas representativas. A tendência intuitiva, de quem faz a medida, é escolher a onda que se aproxima em altura da onda significativa, desconsiderando as ondas mais baixas e as mais

altas, enquanto o período foi medido pela média do tempo da passagem de dez ondas pelo observador colocado num ponto fixo. Isto é feito contando o tempo de passagem de 11 cristas de ondas, dividido por 10, expresso em segundos. Alternativamente a altura na arrebentação, em condições de maior agitação, foi medida colocando a mira topográfica na posição do refluxo máximo da onda na face da praia e projetando uma linha imaginária ligando a linha do horizonte com a altura da onda e sua extensão até a mira, onde é feita a leitura e registrado o valor médio de 3 ondas, podendo o período também ser medido contando o tempo de uma sequência de arrebentações. A distância e duração do espraiamento da onda na face da praia foram medidas com uma trena a partir do ponto do refluxo máximo da onda antecedente e a chegada de uma nova onda, acompanhado seu deslocamento até o ponto máximo do espraiamento e medindo o tempo gasto nesse percurso. A partir desses dados, calculou-se a razão T_s/T , que expressa o regime de fluxo na face praiial (*swash climate*) segundo Kemp & Plinston (1968), adotada aqui como descritor operacional do clima de espraiamento da onda na face da praia.

O estágio morfodinâmico foi determinado empregando a equação Δ (Muehe, 1998).

$$\Delta = \frac{(\sin \beta \cdot D_{up})/H_b}{T_s/T} \quad (1)$$

A classificação do estágio morfodinâmico entre dissipativo, intermediário e refletivo apresenta os seguintes limites (Tabela 2.), sendo que no Estágio Intermediário as subdivisões, já bem conhecidas, de Banco e Calha Longitudinal, Bancos Transversais e Terraço de Baixa Mar, tão bem individualizadas por Wright e Short (1984) e Wright *et. al.* (1985), não foram discretizadas, para permitir a comparação com os 3 regimes de fluxo na face praiial.

Tabela 2. Classificação do estágio morfodinâmico pelo parâmetro Δ

Δ	Estágio
<0,5	Dissipativo
0,5 -2	Intermediário
>2	Refletivo

4. Resultados

A ocorrência das diversas classes morfodinâmicas identificadas ao longo da área de estudo, é apresentada na Figura 5. Observou-se que a maior parte das Estações de monitoramento, apresentou variações entre dois estágios, seja entre refletivo e intermediário ou entre intermediário e dissipativo.

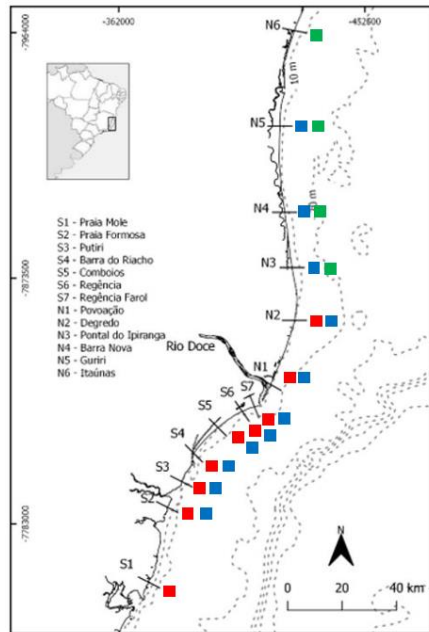


Figura 5. Estágios morfodinâmicos identificados ao longo da área de estudado. Os quadrados vermelhos correspondem ao estágio refletivo, os azuis ao estágio intermediário e os verdes aos dissipativo.

As ondas medidas durante os levantamentos de campo, mostraram alturas máximas na arrebentação de 1,5m, mínimo de 0,1m e média de 0,5m e períodos máximos de 13s, mínimo de 4s e médio de 9s (Figura 6).

Os perfis batimétricos, representados por ajuste linear, refletem a exposição para Sudeste no flanco Sul e Leste no flanco Norte da planície deltaica, com perfis mais íngremes no flanco Sul e mais suaves no flanco Norte (Figura 6). Os perfis N1, N3, N5 e N6 do Norte apresentaram declividade mais suave em relação aos perfis do Sul. Já os perfis N2 e N4, registraram perfis mais íngremes e semelhantes aos perfis das praias de terraço (S1, S2 e S3). Já os perfis associados ao flanco sul da planície do Rio Doce (S4, S5, S6 e S7) revelaram perfis batimétricos mais íngremes.

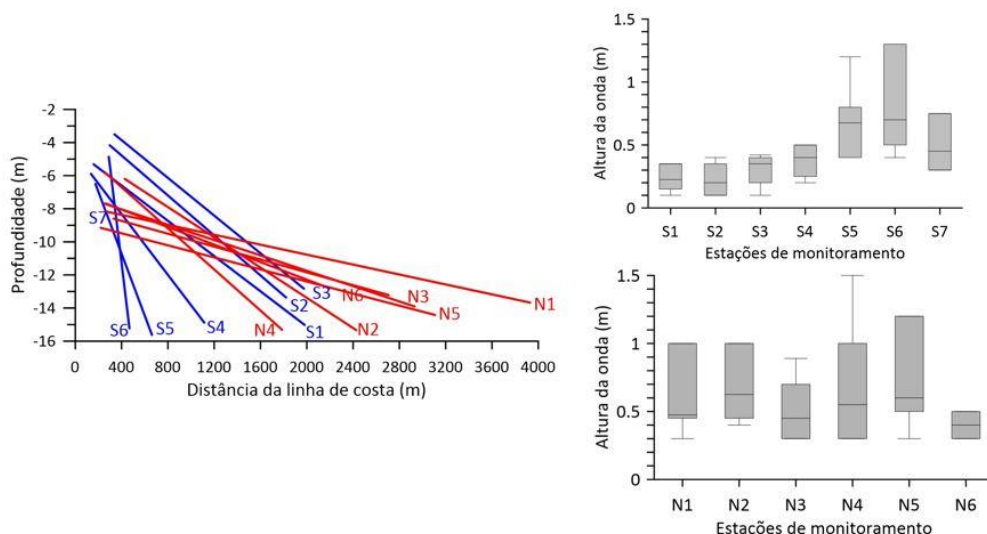


Figura 6. Perfis batimétricos da antepraia e valores de altura das ondas medidos durante as campanhas. Os perfis batimétricos (lado esquerdo), foram agrupados de acordo com sua localização: em azul, ao sul do Rio Doce, e em vermelho, ao norte da foz do Rio Doce. Os gráficos à direita acima, apresentam valores de mediana, 1º e 3º quartis e desvio padrão (diagrama de caixa) das alturas das ondas para as praias do sul (S1 a S7), e, abaixo, para as praias do norte (N1 – N6).

Ao contrário do esperado, os perfis batimétricos do flanco Sul da planície deltaica, de declividade mais íngreme, deveriam apresentar as maiores alturas de onda quando comparado com o flanco Norte com perfis mais suaves e plataforma interna mais larga. Essa aparente não conformidade pode ser explicada, por um lado, pelas campanhas terem sido realizadas predominantemente sob tempo bom, com mar calmo a moderado e com ondas incidentes dos quadrantes Leste-Nordeste, e, por outro, pela organização temporal dos levantamentos.

À medida que os perfis foram adquiridos em dias sucessivos, a baixa-mar deslocou-se progressivamente para o período da tarde, de modo que parte dos perfis no flanco Norte foi medida em baixa-mar vespertina, sob brisa de Leste-Nordeste mais bem estabelecida. Nessa situação, a combinação entre o vento e a ondulação incidente no mesmo quadrante tende a aumentar a altura de quebra, fazendo com que o flanco Norte registrasse episódios de mar ligeiramente mais energético. Já na vertente sul, a menor altura das ondas provavelmente se deveu, em parte, à difração da incidência de ondas NE-E, bem como à rugosidade do substrato na zona de arrebenção. Contudo, apesar da menor altura das ondas em comparação com a vertente norte, observou-se um aumento da altura das ondas de sul para norte, de S1 a S6, enquanto a posição S7, já na zona estuarina, orientada para SSE, apresenta um padrão distinto de incidência de ondas e de ajustes morfológicos associados à influência fluvial. As alturas mais baixas, foram registradas nas praias de terraços associadas à presença da Formação Barreiras (S1, S2, S3). Nestas praias, os terraços lateríticos modulam as ondas e, sobretudo durante a maré baixa, reduzem as alturas, restringindo a extensão da zona de surfe.

A relação entre o estágio morfodinâmico e a declividade da face praial é representada na Figura 7, onde se observa uma nítida, e esperada, correlação positiva entre o aumento da declividade associado e o aumento da refletividade, ou seja, baixas declividades para o regime dissipativo e aumento da declividade em direção ao regime refletivo. Não obstante, a definição de limites para o estágio morfodinâmico intermediário é difusa, podendo, em termos de declividade pertencer tanto ao regime dissipativo, principalmente para declives menores que 3° , quanto ao refletivo, para declives maiores que 3° e menores que $4,5^\circ$. Pelos dados levantados pode-se individualizar os diferentes estágios segundo os limites apresentados na Tabela 3. Vale ressaltar que os limites nas tabelas 3 e 4 foram obtidos com base nos dados observacionais das 13 praias monitoradas na costa do Espírito Santo e devem ser vistos como faixas operacionais, não como valores universais. A baixa ocorrência de observações classificadas como dissipativas deve ser considerada com cautela. Nesse sentido, é possível que o domínio refletivo tenha seus limites de declividade mais bem estabelecidos ($> 4,5^\circ$), enquanto, a amplitude das declividades do domínio dissipativo ($< 3^\circ$) tem sua distribuição menos precisa devido ao baixo número de observações.

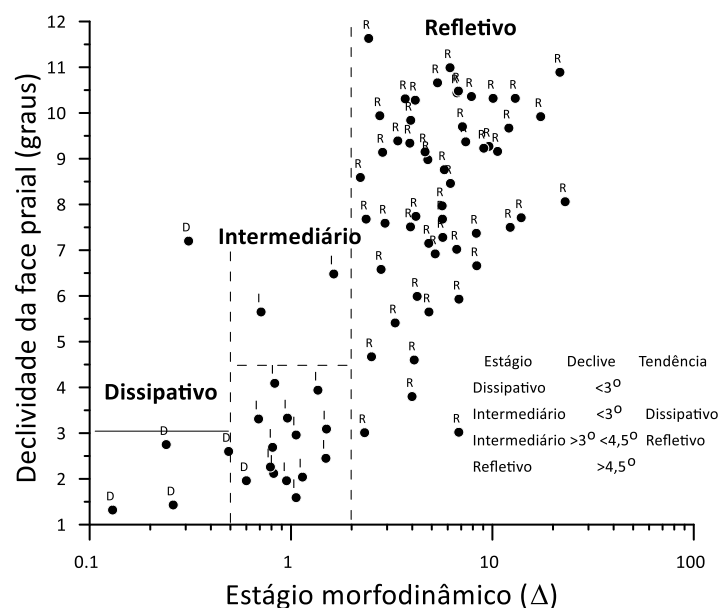


Figura 7. Relação entre o estágio morfodinâmico e a declividade da face praial. Letra sobre os pontos representam o estágio morfodinâmico.

A Tabela 3 apresenta os limites de declividade para os diferentes estágios morfodinâmicos, com a indicação da tendência para o estágio morfodinâmico associado.

Tabela 3. Limites de declividade da face praial para diferentes estágios morfodinâmicos

Estágio (Δ)	Declividade	Tendência
Dissipativo	$<3^\circ$	
Intermediário para Dissipativo	$<3^\circ$	Dissipativo
Intermediário para Refletivo	$>3^\circ <4,5^\circ$	Refletivo
Refletivo	$>4,5^\circ$	

Como já constatado acima (Figura 5), a maior parte das Estações de monitoramento apresentam variações entre dois estágios, seja entre Intermediário e refletivo ou Intermediário e dissipativo, mas não entre um extremo e outro.

Essa observação é ressaltada na Figura 8, onde a ocorrência relativa de cada estágio morfodinâmico é representada, sendo que apenas as duas Estações dos dois extremos da área de estudo, a S1, refletiva e a N6 dissipativa, não apresentaram mudanças de estágio. Já todas as demais se apresentaram como sendo intermediárias em algum momento.

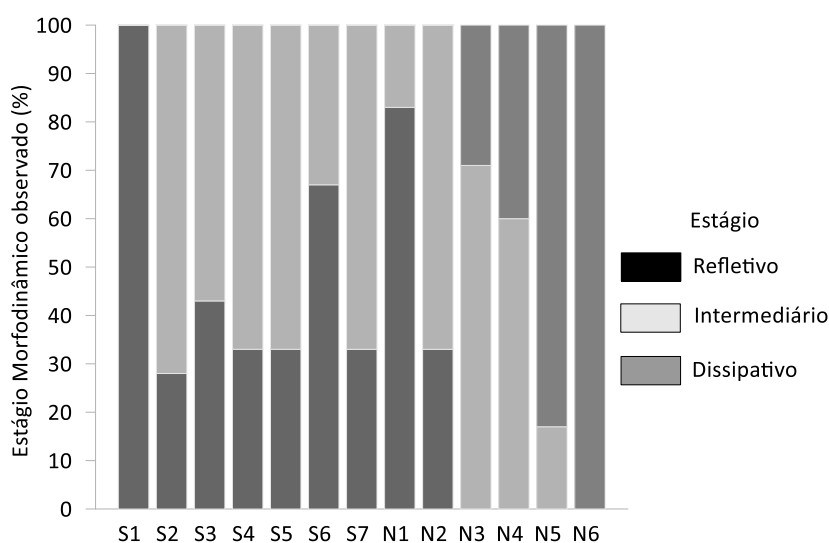


Figura 8. Ocorrência relativa dos estágios morfodinâmicos encontrados em cada Estação

Um aspecto adicional da variabilidade morfológica é apresentado na Figura 9, que relaciona a declividade da face praial à variabilidade horizontal do perfil. Essa variabilidade foi estimada com base na amplitude de deslocamento horizontal dos perfis praias entre as campanhas. Observa-se tendência de maior mobilidade nos estados intermediários e dissipativos, e de redução dessa mobilidade em direção ao estado refletivo. As amostras próximas à desembocadura do Rio Doce constituem uma exceção, pois a influência da carga e da descarga fluvial imprime uma dinâmica própria ao sistema. Contudo, a classificação morfodinâmica associada às declividades se mantém.

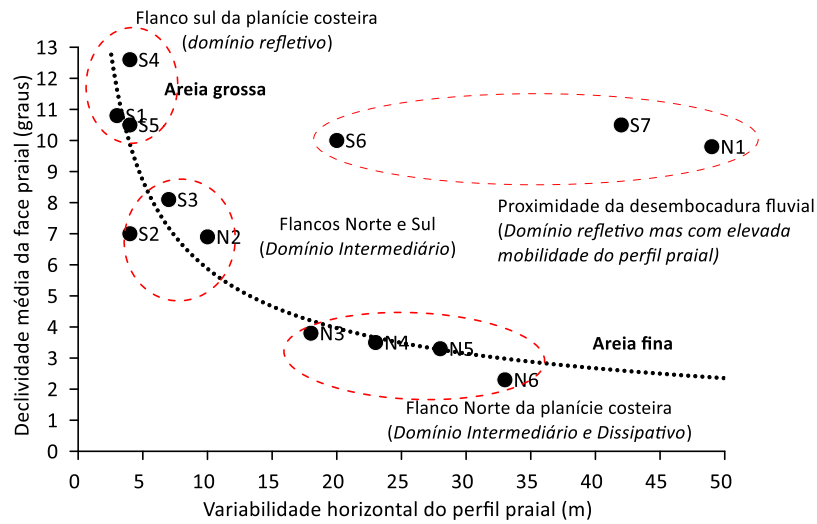


Figura 9. Relação entre a declividade da face da praia e a variabilidade horizontal do perfil praial

A variação do estágio morfodinâmico, de acordo com o clima de ondas, e a consequente resposta na declividade da face praial, também se refletem, como não poderia deixar de ser, no regime de fluxo, mas com limites de declividade ligeiramente diferentes dos encontrados na relação entre declividade e estágio morfodinâmico. Esses limites puderam ser melhor definidos ao considerar o período da onda, sendo o estado refletivo, caracterizado não só pela maior declividade, mas também pelo período de ondas elevado, como representado na Figura 10.

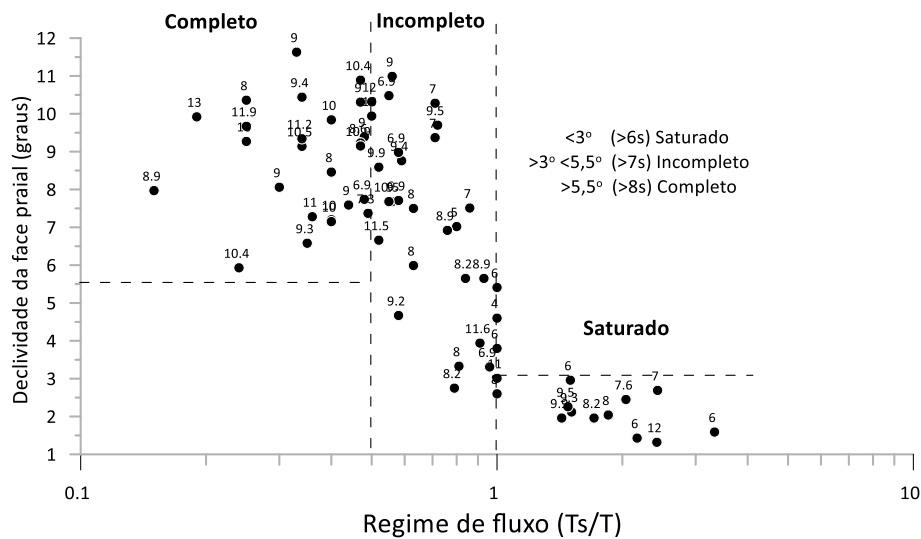


Figura 10. Relação entre regime de fluxo e declividade da face praial. Número sobre os pontos representa o período da onda.

A Tabela 4 apresenta os limites de declividade da face praial para os diversos regimes de fluxo, e sua correspondência aproximada ao respectivo estágio morfodinâmico.

Tabela 4. Relação entre a declividade da face praial, o regime de fluxo e o provável estágio morfodinâmico associado.

Regime de fluxo T _s /T	Declividade (Período da onda)	Estágio morfodinâmico (Tendência)
Saturado	<3° (>6s)	Dissipativo
Incompleto	>3° <5,5° (>7s)	Intermediário
Completo	>5,5° (>8s)	Refletivo

Em síntese, os resultados mostram uma relação consistente entre a declividade da face praial, o estágio morfodinâmico e o regime de fluxo, com algumas variações ao longo da área de estudo. Esses padrões são relevantes do ponto de vista físico e podem ter implicações para o habitat bentônico.

5. Discussão

A inclinação da face praial constitui uma variável intrínseca tanto ao estágio morfodinâmico de uma praia quanto ao regime de fluxo das ondas. Enquanto o estágio morfodinâmico representa a configuração morfológica da praia como um todo, incluindo as zonas de arrebenção e surfe, o regime de fluxo descreve a dinâmica de um segmento muito específico e extremamente dinâmico: a face praial. Nessa faixa, os ciclos de espraiamento e refluxo afetam diretamente o ambiente bentônico, que passa a ser condicionado pela velocidade do fluxo das ondas em superfície e em subsuperfície, controlada pela combinação entre declividade e permeabilidade do sedimento, ambas associadas ao tamanho dos grãos. Além dessa dinâmica muito localizada, os resultados mostram que há também uma variabilidade topográfica própria da praia, ampla no estágio intermediário e relativamente estável nos estágios refletivo e dissipativo, o que reforça o papel da face praial como zona-chave de conexão entre o clima de ondas, a morfologia e os processos de fluxo.

A combinação entre limites de declividade por estágio morfodinâmico e intervalos de T_s/T observados neste estudo sugere que praias fisicamente similares podem alternar entre regimes de fluxo mais ou menos estressantes ao longo do tempo, o que, dependendo da frequência dessas mudanças, deve exigir adaptações na mobilidade, na distribuição vertical e, possivelmente, na composição das assembleias. Enfim, os limites de declividade e os intervalos T_s/T constituem um arcabouço que resume a interação entre o clima de ondas, a morfologia da face praial e o regime de fluxo em diferentes setores de um mesmo sistema costeiro. Esse arcabouço pode ser utilizado em estudos futuros para testar como as mudanças no clima de ondas, no aporte sedimentar ou na morfodinâmica se refletem em ajustes da estrutura dos habitats e na mobilidade, distribuição e composição da fauna ao longo do gradiente de estágios morfodinâmicos.

6. Conclusões

Os resultados mostram que a declividade da face praial constitui uma importante variável para interpretar, de forma sintética, tanto o estágio morfodinâmico quanto o regime de espraiamento. Para as praias monitoradas, declividades inferiores a 3° associaram-se predominantemente a condições dissipativas e saturadas, enquanto declividades superiores a 4,5° tenderam a estados refletivos e a regimes de fluxo mais completos. Contudo, existem variações no regime de fluxo dentro do mesmo estágio morfodinâmico. Assim, uma praia refletiva, com granulometria grossa e declive acentuado da face da praia, tende a completar o regime de fluxo, sem interrupção do refluxo das ondas. Entretanto, para um período de onda curto, o tempo para completar o ciclo de subida e refluxo da onda pode se tornar muito longo para que o refluxo se complete antes da chegada de uma nova onda. Dessa forma, observa-se que os dois estágios extremos, refletivo e dissipativo, apresentam regimes de fluxo que ocasionalmente transitam para o estágio intermediário e vice-versa. Ainda assim, o arcabouço apresentado resume de forma consistente a interação entre o clima de ondas, a morfologia da face praial e o regime de fluxo, oferecendo uma base física objetiva para comparações morfodinâmicas e estudos futuros, com possível integração aos processos bentônicos.

Contribuições dos Autores: Concepção, metodologia, redação do texto, gráficos, D.M.; perfis topográficos, medição de processos costeiros, L.B.C., D.M.; Laboratório, organização dos dados L.B.C.; batimetria, revisão do texto, L.H.S.; revisão do texto; obtenção de fundos, J.A. Todos os autores leram e concordaram com a versão publicada do manuscrito.

Financiamento: Esta pesquisa foi realizada no âmbito do Programa de Monitoramento de Biodiversidade Aquática (PMBA), através do acordo técnico-científico (001/2018) entre a Universidade Federal do Espírito Santo, Fundação Espírito-Santense de Tecnologia (FEST) e Fundação Renova.

Conflito de Interesse: Os autores declaram não haver conflito de interesse. Os financiadores não tiveram interferência no desenvolvimento do estudo; na coleta, análise ou interpretação dos dados; na redação do manuscrito, ou na decisão de publicar os resultados.

Referências

1. ALBINO, J., CONTTI NETO, N., OLIVEIRA, T.C.A., 2016. The Beaches of Espírito Santo, in: Short, A.D., Klein, A.H. da F. (Eds.), *Brazilian Beach Systems*. Springer International Publishing, Cham, pp. 333–361, 2016. Disponível em: https://doi.org/10.1007/978-3-319-30394-9_13
2. ALBINO, J., COELHO, A.L.N., GIRARDI, G., NASCIMENTO, K.A. do. Espírito Santo, in: Muehe, D. (Ed.), *Panorama da Erosão Costeira no Brasil*. Brasília: Ministério do Meio Ambiente. Ministério do Meio Ambiente, Brasília, pp 433-476, 2018. Disponível em: https://www.researchgate.net/publication/329247970_Panorama_da_erosao_costeira_no_Brasil Acesso em: 26 novembro 2025.
3. BASCOM, W. N. The relationship between sand size and beach-face slope. *Eos, Transactions American Geophysical Union*, v. 32, n. 6, p. 866-874, 1951. DOI: 10.1029/TR032i006p00866
4. COPERNICUS MARINE SERVICE. Global Ocean Physics Analysis and Forecast. Disponível em: https://data.marine.copernicus.eu/product/GLOBAL_ANALYSISFORECAST_WAV_001_027/description. Acesso em: 6 de outubro de 2025.
5. CPTEC, INPE. *Tábua das marés, Porto de Vitória*. Disponível em: <http://ondas.cptec.inpe.br/~rondas/mares/index.php?cod=40252&mes=11&ano=17> Acesso em 4 dezembro de 2025.
6. DEFEO, O.; MCLACHLAN, A. The Physical Environment. In: DEFEO, O.; MCLACHLAN, A. *The Ecology of Sandy Shores*. 4ª Ed. Londres: Academic Press, 2025. p. 5-42. DOI: 10.1016/B978-0-443-21754-8.00014-2.
7. EGUCHI B.M.M.; KLUMB-OLIVEIRA, L.A. Clima de ondas de tempestades na costa brasileira utilizando 41 anos de dados da reanálise ECMWF ERA5. *Revista Brasileira de Climatologia*, Dourados, MS, v. 32, Jan./Jun. 2023. Disponível em: <https://doi.org/10.55761/abclima.v32i19.16156>. Acesso em: 26 novembro de 2025.
8. HUGHES, M.G.; TURNER, I. The beachface. In: SHORT, A.D. (Ed.). *Handbook of Beach and Shoreface Morphodynamics*. Chichester: Wiley, 1999. p. 119–144.
9. HUGHES, M.G.; BALDOCK, T. The swash zone. In: JACKSON, D.W.T.; SHORT, A.D. (Eds.). *Sandy Beach Morphodynamics*. [S.l.]: Elsevier, 2020. p. 155–186.
10. KEMP, P. H.; PLINSTON, D. T. Beaches produced by waves of low phase difference. *J. Hydraul. Div.*, 94(4):1183-1195. 1968
11. McLACHLAN, A. Dissipative beaches and macrofauna communities on exposed intertidal sands. *J Coast Res* 6: 57–71. 1990.
12. McARDLE, S.B.; McLACHLAN, A. Sand beach ecology: swash features relevant to the macrofauna. *J. Coast. Res.*, 8(2):398-407. 1992.
13. MUEHE, D. Estado morfodinâmico praias no instante da observação: uma alternativa de identificação. *Rev. bras. oceanogr.*, 46(2):157-169, 1998. Disponível em: <https://www.researchgate.net/publication/250052614>. Acesso em: 26 de novembro de 2025.
14. MUEHE, D.; SILVA, V.A.P. Morfodinâmica praias e meiofauna: em busca de relações. *Geosul*. Florianópolis: Univ. Fed. Santa Catarina, v. 14. p. 256-259. 1998.
15. PIANCA, C.; MAZZINI, P. L. F.; SIEGLE, E. Brazilian offshore wave climate based on NWW3 reanalysis. *Brazilian Journal of Oceanography*, 58, 53-70. 2010. Disponível em: https://www.researchgate.net/publication/247852416_Brazilian_offshore_wave_climate_based_on_NWW3_reanalysis Acesso em: 26 novembro 2025.
16. WRIGHT, L.D.; SHORT, A.D. Morphodynamic variability of surf zones and beaches: a synthesis. *Mar. Geol.*, 56:93-118, 1984. Disponível em:

https://www.researchgate.net/publication/238375548_Morphodynamic_variability_of_surf_zones_and_beaches_A_synthesis. Acesso em: 26 de novembro 2025.

17. WRIGHT, L.D.; SHORT, A.D.; GREEN, M.O. Short-term changes in the morphodynamic states of beaches and surf zones: an empirical predictive model. *Mar. Geol.*, 62(3-4):339-364, 1985.



obra está licenciada com uma Licença Creative Commons Atribuição 4.0 Internacional (<http://creativecommons.org/licenses/by/4.0/>) – CC BY. Esta licença permite que outros distribuam, remixem, adaptem e criem a partir do seu trabalho, mesmo para fins comerciais, desde que lhe atribuam o devido crédito pela criação original.