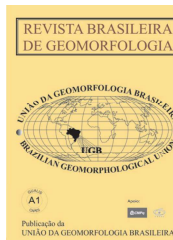


www.ugb.org.br  
ISSN 2236-5664

## Revista Brasileira de Geomorfologia

v. 21, nº 2 (2020)

<http://dx.doi.org/10.20502/rbg.v21i2.1455>



# EROSÃO E RECUPERAÇÃO DE PRAIAS REFLETIVAS DE ALTA ENERGIA IMPACTADAS POR ONDAS DE TEMPESTADE GERADAS POR CICLONE TROPICAL

## EROSION AND RECOVERY OF HIGH ENERGY REFLECTIVE BEACHES IMPACTED BY STORM WAVES GENERATED BY TROPICAL CYCLONE

**Silvio Roberto de Oliveira Filho**

*Laboratório de Geografia Física (LAGEF), Departamento de Geografia, Universidade Federal Fluminense  
Av. General Milton Tavares de Souza, s/n°, Niterói, Rio de Janeiro. CEP: 24210-346. Brasil  
ORCID: 0000-0001-8923-285X  
E-mail: silviooliveira@id.uff.br*

**Ricardo Alvares dos Santos**

*Departamento de Geologia (LAGEMAR), Universidade Federal Fluminense  
Av. General Milton Tavares de Souza, s/n°, Niterói, Rio de Janeiro. CEP: 24210-346. Brasil  
ORCID: 0000-0002-7916-5777  
E-mail: ricardo.alvares.santos@gmail.com*

**Guilherme Borges Fernandez**

*Laboratório de Geografia Física (LAGEF), Departamento de Geografia, Universidade Federal Fluminense  
Av. General Milton Tavares de Souza, s/n°, Niterói, Rio de Janeiro. CEP: 24210-346. Brasil  
ORCID: 0000-0003-4217-9021  
E-mail: guilhermefernandez@id.uff.br*

### Informações sobre o Artigo

Recebido (Received):

19/12/2019

Aceito (Accepted):

12/03/2020

### Palavras-chave:

Morfodinâmica de Praia; Impacto de Tempestade; Recuperação de praia.

### Keywords:

Beach Morphodynamic; Storm Impact; Beach Recovery.

### Resumo:

Praias refletivas possuem como características principais estoque sedimentar emerso, alto gradiente da face de praia e zona de surfê estreita ou inexistente. Geralmente ocorrem em costas abrigadas, com baixa energia de ondas, entretanto, podem ocorrer em costas abertas, submetidas a alta energia, desde que os sedimentos tenham tamanho superior ao de areia média (>0,25 mm). Em decorrência da zona de surfê estreita ou inexistente, as ondas tendem a arrebentar direto na face de praia, induzindo em maior resposta erosiva que outros estados morfodinâmicos, quando submetidas a eventos de tempestade. Em abril de 2010, um ciclone tropical no Atlântico Sul ocasionou um evento de tempestade em que as ondas atingiram 4,7 m de altura significativa e 13 s de período, além de direção média de ESE/SE, que teria aumentado a exposição das praias do litoral centro-norte fluminense. O objetivo deste trabalho foi analisar os impactos provocados por essa tempestade e posterior recuperação natural, nas praias de Rio das Ostras e Mar do Norte - RJ, com características refletivas, submetidas à alta energia. A variação morfológica e volumétrica foi aferida a partir de perfis topográficos transversais à praia, antes, durante e após a tempestade. O comportamento de

ambas as praias no período anterior a tempestade indica padrão rotacional e de oscilação de praia, onde os trechos sul tendem à acreção durante o verão e erosão durante o inverno, os trechos norte apresentam padrão de erosão/acreção inverso aos trechos sul, e, os trechos centrais da praia atuam como centro pivotante. A tempestade ocasionou erosão média de 132 m<sup>3</sup>/m em Rio das Ostras e 42 m<sup>3</sup>/m em Mar do Norte, representando uma perda sedimentar de 63% e 22%, respectivamente. As taxas erosivas experimentadas nessa tempestade se comparam ao volume erodido pelo furacão Sandy, em New Jersey, onde as alturas de onda teriam sido cerca de 3 m superiores as alturas de ondas obtidas na tempestade analisada neste trabalho. A recuperação de todas as praias ocorreu de forma natural, onde boa parte do volume emerso existente no período anterior a tempestade foi recuperada no primeiro mês, entretanto, em alguns pontos de monitoramento a recuperação total levou cerca de 23 meses.

#### **Abstract:**

Reflective beaches have as main characteristics subaerial sedimentary stock, high gradient of the beachface and narrow or nonexistent surf zone. They usually occur on sheltered coasts with low wave energy however they can occur on open coasts subjected to high energy as long as the sediment is larger than medium sand (>0,25 mm). Due to the narrow or nonexistent surf zone, the waves tend to break right on the beach face, inducing a greater erosive response than other morphodynamic states when subjected to storm events. In April 2010, a tropical cyclone in the South Atlantic caused a storm event in which waves reached 4.7 m of significant height and 13 s of period, in addition to the ESE / SE main wave direction, which would have increased the exposure of the beaches in the central-north coast of Rio de Janeiro state. The objective of this work was to analyze the impacts caused by this storm and subsequent natural recovery in the Rio das Ostras and Mar do Norte beaches - RJ, both with reflective characteristics, subjected to high energy. The morphological and volumetric variation was measured from cross-shore beach topographic profiles, before, during and after the storm. The behavior of both beaches in the pre-storm period indicates rotational and oscillation beach pattern, where the southern sectors tend to positive budget during the summer and negative budget during the winter, the northern sectors shows an erosion/accretion inverse pattern to the south sectors, and the central compartment of the beach would act as the pivoting center. The storm caused an average erosion of 132 m<sup>3</sup>/m in Rio das Ostras and 42 m<sup>3</sup>/m in the Mar do Norte, representing a sedimentary loss of 63% and 22%, respectively. The erosion rates experienced in this storm is comparable to the volume eroded by Hurricane Sandy in New Jersey, where the wave heights would have been about 3 m higher than the wave heights obtained in the storm analyzed in this paper. The recovery of all beaches occurred naturally, where much of the existent subaerial volume in the pre-storm period was recovered in the first month, however at some monitoring points the full recovery took about 23 months.

#### **1. Introdução**

Praias oceânicas podem ser definidas como depósitos de sedimentos inconsolidados, normalmente variáveis em termos de diâmetro granulométrico, mas geralmente, associados a frações arenosas. A ação das ondas é a principal variável de ação hidrodinâmica, e por estar associada a áreas sobre influência marítima, as marés representam secundariamente sua influência na erosão, transporte e deposição sedimentar. Praias oceânicas são encontradas em diferentes áreas do globo, não havendo restrições de cunho latitudinal, podendo, portanto, serem encontradas desde áreas equatoriais até em altas latitudes (Short, 1999).

Considerando que a ação das ondas é responsável pela erosão, levantando os sedimentos do leito e

disponibilizando-os na coluna d'água, a variabilidade da altura e período das ondas, associada à oscilação diária do nível do mar representada pelas marés, determinam o alcance do nível da água, em termos altimétricos, na parte subaérea, e consequentemente controlam o balanço sedimentar. Ao longo da zona de surfe os sedimentos disponíveis na coluna d'água tendem a ser transportados longitudinal e transversalmente à costa pelas correntes induzidas por ondas, ventos e marés, onde a deposição ocorrerá de acordo com a granulometria e a diminuição da turbulência. Os sedimentos mais grossos tendem a ser depositados ainda em condições de alta turbulência, enquanto os grãos mais finos, que permanecem mais tempo em suspensão, somente se depositarão em condição de baixa energia, geralmente, além da zona de surfe (Aagaard *et al.*, 2013).

Se as marés são fenômenos bem-comportados em termos de previsão, as ondas são alteradas rapidamente em relação aos seus parâmetros de altura, período e direção, em função das variações nas características dos ventos (direção e intensidade). Dessa forma, variações meteorológicas determinam alterações nas ondas, e, portanto, causam flutuações na capacidade de transporte de sedimentos, ocasionando alterações morfológicas dos depósitos de sedimentos praias. Uma boa revisão sobre a ação hidrodinâmica associada a variação das ondas pode ser observada em Aagaard *et al.* (2013).

As alterações morfológicas causadas pelas ondas são particularmente identificáveis quando estas atingem as praias, e estão diretamente representadas por incorporação de sedimentos na parte subaérea, a partir de ondas construtivas (tempo bom), e remoção de sedimentos para a zona submarina, em condições de ondas de tempestade (*e.g.* Shepard, 1950; Bascom, 1953; Komar, 1998; Aagaard *et al.*, 2013; Morton e Sallenger, 2003; Wright e Short, 1984). Esse comportamento em que são verificadas alterações na morfologia e no volume do estoque sedimentar emerso, em resposta às variações nos parâmetros de ondas, definidos predominantemente pela altura, período e direção, foi determinante na formulação de um modelo de diferenciação morfodinâmica de praias, sendo estas classificadas em praias refletivas, intermediárias e dissipativas, em áreas dominadas por regime de micromaré (*e.g.* Wright e Short, 1984). Este modelo identifica diferenças morfológicas em diferentes praias, observadas em sequências de perfis topográficos transversais à costa e observações realizadas com auxílio de fotografias aéreas, possibilitando a definição de padrões em perfil e planta, ajustados analiticamente a valores adimensionais e parametrizados descritos por Van Der Meulen e Gourlay (1968).

Dentro deste engenhoso e abrangente modelo, Wright e Short (1984) identificaram que as praias refletivas estariam relacionadas às áreas sob condições de ondas de baixa energia, apresentariam uma estreita zona de surfe, condicionadas pela ruptura topográfica da parte emersa, definida por gradientes elevados na face praial, em relação a um gradiente mais suave na zona submarina. Com estas características geomorfológicas, estas praias são encontradas geralmente em fundos de enseadas, e apresentam o desenvolvimento de cúspides ao longo da praia, desenvolvidas por ondas de borda (*edge waves*), associadas ao espraiamento e refluxo das ondas (Guza e Inman, 1975).

De acordo com Short (1999), praias refletivas podem também existir em locais submetidos a condições de maior energia de ondas, entretanto a sedimentação é composta por areias grossas ou grânulos, cascalhos e mesmo seixos. Dessa forma, a granulometria é responsável por manter o alto gradiente da praia, em função dos espaços gerados pela acumulação entre os grãos e pela capacidade mais alta de percolação da água durante o processo de espraiamento (Bascom, 1950). Portanto a granulometria grossa e os espaços gerados permitem a diminuição da energia do refluxo, assim como uma rápida velocidade de decantação dos grãos, em decorrência de grãos mais grossos, desfavorecendo o transporte transversal à costa e favorecendo o transporte longitudinal de sedimentos, limitado a zona de espraiamento (Aagaard *et al.*, 2013).

Em praias refletivas, sejam de baixa ou alta energia, quando submetidas às condições de ondas de mau tempo, em que tais condições são identificadas por ondas mais altas e variações entre padrões de marulho e vagas, apresentam rápidas alterações morfológicas e volumétricas em decorrência da troca de sedimentos entre a praia e a antepraia. Aagaard *et al.* (2013) indicam ainda que a erosão de sedimentos da praia para a zona de surfe ocorre devido ao forte refluxo do espraiamento, intensificado pelas ondas mais energéticas durante condições de tempestade e/ou devido as pequenas, porém intensas, correntes de retorno geradas pelas cúspides de praia. Como as correntes longitudinais à costa e o transporte de sedimentos são geralmente fracos em decorrência do espraiamento confinado, as mudanças morfológicas e volumétricas da praia são predominantemente uma resposta aos processos transversais, como células de circulação costeira e ondas geradas por tempestades (Dail *et al.*, 2000). Pode-se afirmar, portanto, que praias refletivas terão particularidades no sentido de resposta e de recuperação em relação a eventos de tempestade.

No litoral fluminense não são raras as observações de impactos referentes a tempestades que atingem de maneira sistemática este trecho do litoral sudeste do Brasil. Muehe *et al.* (2001) documentaram, na praia da Massambaba, orientada para sul, a remoção de sedimentos para a formação de um banco de areia na antepraia, a partir de uma tempestade ocorrida em 2001. Sobre esta mesma tempestade, Lins de Barros *et al.* (2003) e Lins-de-Barros (2005) apresentaram uma série de danos econômicos na orla marítima de Maricá, ocasionados pela erosão da praia, principalmente relacionados a destrui-

ção de casas. Muehe *et al.* (2015) apontam que o litoral do Rio de Janeiro foi atingido, desde os anos 2000, por duas tempestades excepcionais: em 2001, com impactos erosivos apenas no litoral voltado pra sul (entre o Cabo Frio e a Marambaia), e, em 2010, com impactos erosivos apenas no litoral leste (a norte da ilha do cabo Frio). A resposta distinta desses trechos do litoral fluminense se deve a orientação da costa associada a direção das ondas das tempestades. Mesmo com este acervo, são poucos os trabalhos que pretendem documentar a resiliência em função de eventos, ou seja, os trabalhos até aqui pesquisados são focados mais nos impactos das tempestades, e não na recuperação após o evento.

Em abril de 2010, de acordo com as cartas sinóticas do Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos (CPTEC), um ciclone tropical se posicionou próximo ao litoral do Rio de Janeiro, gerando condições de ondas atípicas, provocando impactos distintos ao longo da costa fluminense, os quais resultaram em severa erosão de diversas praias, descritas por Fernandez *et al.* (2011); Bulhões *et al.* (2014); Fernandez *et al.* (2015); Muehe *et al.* (2015). As ondas geradas pelo ciclone de abril de 2010 perduraram por cinco dias, entre os dias 7 e 11, onde o pico de energia ocorreu durante os dias 8 e 9, com altura significativa máxima de 4,7 m e período de 13 s, com direção média de onda variando entre SSE e SE.

A partir das considerações iniciais apresentadas, este artigo tem como objetivo discutir os impactos erosivos decorrentes das ondas geradas pelo ciclone tropical de abril de 2010, baseando-se na escala de impactos de tempestade de Sallenger (2000), bem como a posterior recuperação natural, nas praias de Rio das Ostras e Mar do Norte, ambas com características morfodinâmicas refletivas, submetidas a alta energia. Os dados apresentados se basearam nas variações morfológicas, focando principalmente na determinação da variação volumétrica entre diferentes perfis topográficos transversais às praias, antes, durante e após a tempestade, dando suporte a análise da resiliência destes ambientes frente a um evento severo em termos hidrodinâmicos.

## 2. Área de Estudo

As praias oceânicas de Rio das Ostras e Mar do Norte fazem parte do litoral centro-norte fluminense determinado geograficamente ao sul pelo Cabo Frio, e ao norte pela desembocadura do Rio Macaé, em que predominam arcos praias orientados para leste e para sudeste (Figura 1). Estes arcos praias apresentam características gerais, por estarem, em grande parte deste segmento costeiro, ancorados em promontórios rochosos.

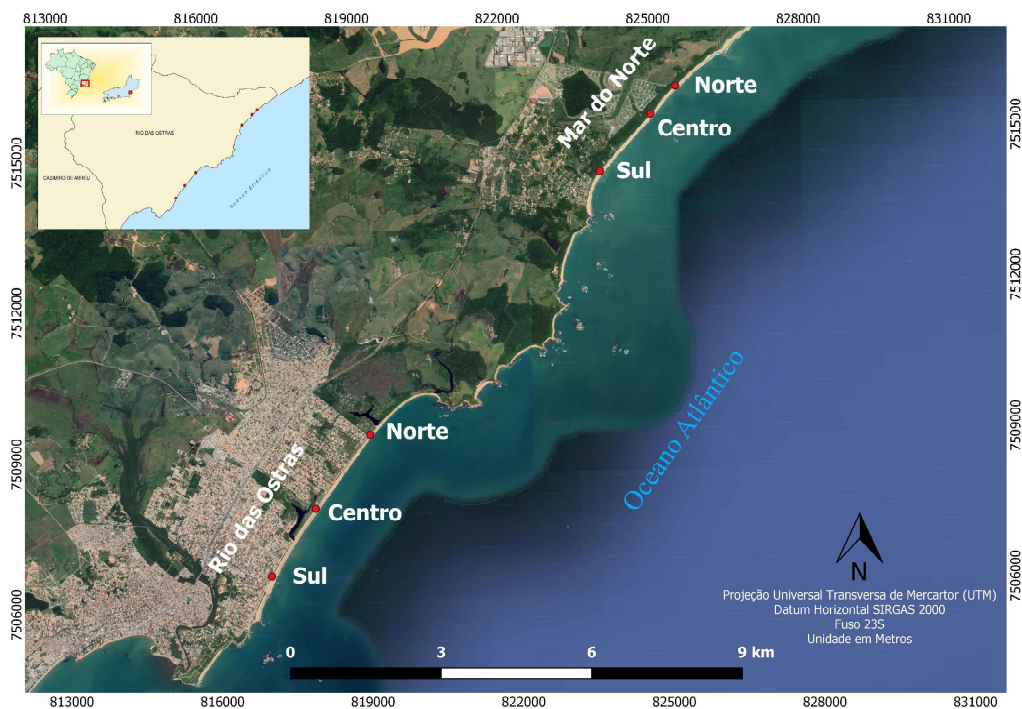


Figura 1 - Mapa de localização da área de estudo com a distribuição dos seis pontos de monitoramento entre os arcos de praia de Rio das Ostras e Mar do Norte.

Em termos morfodinâmicos, as praias se distinguem sensivelmente por estarem fundamentalmente associadas aos diferentes padrões tipológicos. Entre o Cabo Frio e o Cabo Búzios predominam praias associadas a perfis dissipativos a intermediários (Fernandez *et al.*, 2015). No Cabo Búzios se destacam praias encaixadas em enseadas expostas a diferentes padrões hidrodinâmicos, conforme determinado por Bulhões *et al.* (2013). Entre o Cabo Búzios e o Rio das Ostras, num arco segmentado pela desembocadura do rio São João, as praias ao sul da desembocadura estão associadas a perfis dissipativos, em função da deriva de sedimentos finos de influência fluvial, por ondas de nordeste, enquanto, ao norte da foz, sedimentos reliquia associados à frações de areias grossas influenciam perfis de praia associados a padrões intermediários (Fernandez e Muehe, 1998). Ao norte da desembocadura do Rio das Ostras se destacam arcos praias com características refletivas (Santos *et al.*, 2008; Guimarães *et al.*, 2008).

A área estudada se localiza especificamente entre Rio das Ostras e Mar do Norte (Figura 1), área em que as características refletivas destas praias foram apontadas, de forma inicial, por Santos *et al.* (2008), a partir de dados de perfis transversais à costa, sedimentação na praia e parâmetros adimensionais, característicos para a definição do estágio morfodinâmico modal. A plataforma continental interna ao largo da área de estudo é marcada por apresentar-se extensa e com gradiente suave, onde a isóbata de 50 m situa-se a uma distância de, aproximadamente, 40 km da linha de costa, comparada com a plataforma do trecho meridional, entre o Cabo Frio e o Cabo Búzios, em que a mesma isóbata dista apenas 15 km. O relevo submarino na zona proximal à costa, apresenta-se constituído por afloramentos do cristalino, que atingem quase o limite externo da lâmina d'água, o que dificulta a navegação para realização de uma batimetria mais acurada nas proximidades do

litoral. Santos *et al.* (2008) realizou a caracterização da sedimentação da antepraia adjacente às praias de Rio das Ostras e Mar do Norte, até aproximadamente a isóbata de 20 m e concluiu que existe o predomínio de areias em toda a extensão da área, em que ambos os arcos apresentam padrão sedimentar superficial composto predominantemente por areia muito grossa (-1 a 0  $\phi$ ).

A praia de Rio das Ostras tem extensão aproximada de 6 km e a praia de Mar do Norte se apresenta com aproximadamente 4,5 km, ambas com orientação SW-NE. Tal orientação torna, de fato, essas praias mais expostas as ondas geradas por tempestades, principalmente as ondas oriundas de SE (Muehe *et al.*, 2015; Klumb-Oliveira *et al.*, 2015). Estes arcos praias não recebem influência de sedimentação terrígena moderna, ou seja, não apresentam cursos fluviais com desembocadura na zona costeira diretamente na zona costeira. Na realidade, a presença na paisagem de barreiras costeiras holocênicas estacionárias truncam os sistemas fluviais, formando lagoas costeiras alongadas transversalmente à costa, referentes ao canais fluviais que não têm gradiente hidráulico para romper a barreira holocênica (Fernandez e Rocha, 2015).

Em termos hidrodinâmicos, Bulhões (2011) caracterizou o clima de ondas para a região, a partir de parâmetros de ondas extraídos do modelo de ondas *Wavewatch* III (figura 2A), abrangendo o período entre abril de 2003 e julho de 2010. Para essa caracterização foram utilizados dados estatísticos de ondas monocromáticas, extraídos de uma boia virtual, posicionada em águas profundas. O autor mostrou que 72% das ondas apresentaram alturas entre 1 e 2 m, e 21% altura entre 2 e 3 m. Em relação à direção de ondas, 27% são oriundas de S, 7% de SSW, 3% de SW, 12% de SSE, 12% de SE, e 13% de ESE, direções estas associadas às ondas geradas por tempestade. O restante da frequência de ondas estaria relacionado às ondas de tempo bom, oriundas do quadrante NE.

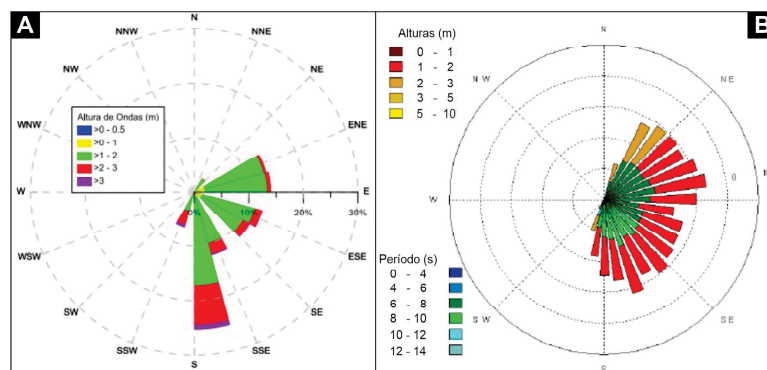


Figura 2 – A) Clima de ondas nas proximidades do Cabo Búzios a partir de dados de reanálise do modelo *Wavewatch* III, entre abril de 2003 e julho de 2010 (Modificada de Bulhões, 2011). B) Clima de ondas na Baía de Campos, a partir de dados gerados pelo modelo *Wave Model* (WAM), entre 2004 e 2007 (Modificada de Machado, 2010).

O trabalho de Machado (2009) mostra um padrão distinto de Bulhões (2011) quanto a caracterização das ondas na Bacia de Campos. Utilizando uma série temporal de dados gerados pelo modelo de ondas *Wave Model* (WAM), entre janeiro de 2004 e dezembro de 2007, cedida pela Marinha do Brasil, a autora verificou que as ondas apresentaram direção de propagação de pico entre NE e SE, altura significativa de 1 m, período de onda entre 6 e 8 s para o quadrante NE e de 8 a 10 s para o quadrante de SE (figura 2B).

A diferença no padrão de ondas observado por ambos autores reside nos parâmetros de onda utilizados nas suas respectivas caracterizações. Bulhões (2011) utilizou dados baseados em ondas monocromáticas, e Machado (2009) utilizou dados a partir do espectro de onda, os quais apresentam uma maior proximidade das condições reais. Isso ocorre porque ondas monocromáticas utilizam dados estatísticos de condições preferenciais de altura significativa, direção média e período de onda, enquanto análises espectrais levam em consideração todas as alturas, direções e períodos de onda observados simultaneamente, ou seja, consideram a aleatoriedade de ondas irregulares. Dessa forma, ondas monocromáticas podem mascarar ondas vagas em detrimento de ondas marulho, o que não ocorre quando se utiliza dados do espectro de onda.

As marés astronômicas, para o estado do Rio de Janeiro, são de regime de micromaré, semi-diúrna, indicando duas preamares e duas baixamares dentro de um período de aproximadamente 24 horas e 50 minutos. O nível médio do mar (NMM) para a região centro-norte fluminense é, segundo a Diretoria de Hidrografia e Navegação (DHN), de 0,68 m.

### 3. Materiais e Métodos

A caracterização dos impactos e resiliência das praias foram determinadas a partir de seis pontos de monitoramento de perfis transversais à costa, realizados de forma sistemática, empregando topografia tradicional, com uso de estação total e prisma de reflexão, iniciados em 2007, e parcialmente descritos por Santos *et al.* (2008). O posicionamento dos pontos de monitoramento na área de estudo obedeceu uma distribuição espacial entre os perfis, relativamente homogênea ao longo dos arcos, de aproximadamente 1 km entre eles, determinados a uma distância de mais de 1 km dos promontórios rochosos de ancoramento, evitando efeitos de difração

das ondas associadas a projeção destes promontórios sobre a hidrodinâmica. Desta forma, foi possível verificar diferenças entre a resposta que cada perfil e cada arco praiar apresentou em relação aos impactos e resiliência da tempestade de abril de 2010.

A altimetria dos perfis topográficos foi ajustada ao nível médio do mar (NMM) e corrigido pela maré, conforme sugerido por Muehe *et al.* (2003). Em condições hidrodinâmicas menos energéticas foi possível estender o perfil até a antepraia superior, caracterizando assim, a zona de surfe. Tais dados foram analisados até fevereiro de 2010, marcando o limite temporal das condições pré-tempestade. Logo, foi possível caracterizar não somente o estágio modal das praias, mas também as condições normais anteriores ao evento de 2010, relacionadas ao comportamento morfodinâmico, bem como compará-las ao impacto e recuperação pós tempestade. Para caracterizar morfologicamente o evento de tempestade, foram utilizados apenas dados relacionados à parte emersa, uma vez que, durante a tempestade, devido a alta energia das ondas, não foi possível realizar perfis submersos.

Os dados obtidos durante a tempestade foram coletados nos pontos de monitoramento sul e centro de Rio das Ostras, e sul, de Mar do Norte, no dia 11/04/2010, ou seja, durante a parte final do evento em que as ondas mais energéticas já haviam atingido o litoral, e portanto, os efeitos já estariam estabelecidos nas praias. Nos pontos de monitoramento norte de Rio das Ostras, assim como centro e norte de Mar do Norte, o levantamento foi realizado 8 dias após o evento, ou seja, no dia 19/04/2010 em decorrência da ação hidrodinâmica impossibilitar o levantamento topográfico. Para avaliação da recuperação foram realizados levantamentos topográficos no mês subsequente e depois uma ou duas vezes por ano.

Para a análise das condições hidrodinâmicas durante a tempestade, foram obtidos dados a partir do modelo de ondas de terceira geração, *Wavewatch III* (WWIII), gerados e disponibilizados pelo órgão norte americano do Serviço Nacional do Tempo (*National Weather Service – NOAA*). O modelo calcula a evolução espacial e temporal do espectro de ondas, utilizando a equação de transporte advectivo com base na conservação da densidade espectral de energia. Esse modelo fornece, como saída, valores dos parâmetros de altura significativa de onda, período e direção, e ainda, condições de vento (velocidade e direção) a cada 3 horas

(consultar Tolman (2002; 2014); WW3DG (2019) para maiores informações sobre o modelo de ondas WWIII). Esses dados foram importantes para identificação, tanto dos momentos de maior energia das ondas durante o evento de abril de 2010, como das variações na direção média das ondas. É importante salientar que a condição hidrodinâmica analisada neste trabalho corresponde a ondas monocromáticas e não ao espectro de onda (alturas e períodos de ondas irregulares). Como o intuito desses dados visa a caracterização de ondas geradas por tempestade, e dessa forma, as ondas mais importantes são as ondas do tipo marulho, o problema discutido anteriormente na introdução, sobre ondas monocromáticas e espectro de ondas, se torna menos importante.

A caracterização dos impactos ocasionados pela tempestade foi obtida a partir da análise morfométrica dos perfis e parâmetros de ondas, seguindo a escala de impactos de tempestade proposta por Sallenger (2000). A escala de Sallenger (2000) está graduada pela magnitude dos impactos, levando em consideração o máximo alcance vertical do espraçamento, ou seja, a projeção

máxima em termos altimétricos que o espraçamento alcança na costa ( $R_{max}$ ), mínima elevação do espraçamento ( $R_{min}$ ), altitude do topo ( $D_{max}$ ) e base ( $D_{min}$ ) da duna frontal ou primeira barreira no pós-praia. A escala é dividida em quatro regimes de impactos, elencados quanto ao grau de magnitude, do menor para o maior: Espraçamento; Colisão; Transposição; e, Inundação.

A máxima elevação vertical do espraçamento inclui o nível do mar momentâneo, devido tanto a maré astronômica, quanto a maré meteorológica, somado ainda ao excedente de máximo alcance vertical do espraçamento ( $R_{2\%}$ ), que segundo Holman (1986), corresponde a um valor estatístico extremo, referente a apenas 2% de todos os valores observados, que representa a altimetria máxima alcançada pelo espraçamento (figura 3). Foram analisados os impactos previstos pela escala de impactos de Sallenger (2000), utilizando a equação de  $R_{2\%}$  proposta por Stockdon *et al.* (2006). Os valores obtidos pela equação de escala de impactos de Sallenger (Equação 1) foram comparados ao regime de impacto observado em campo a fim de validá-la.

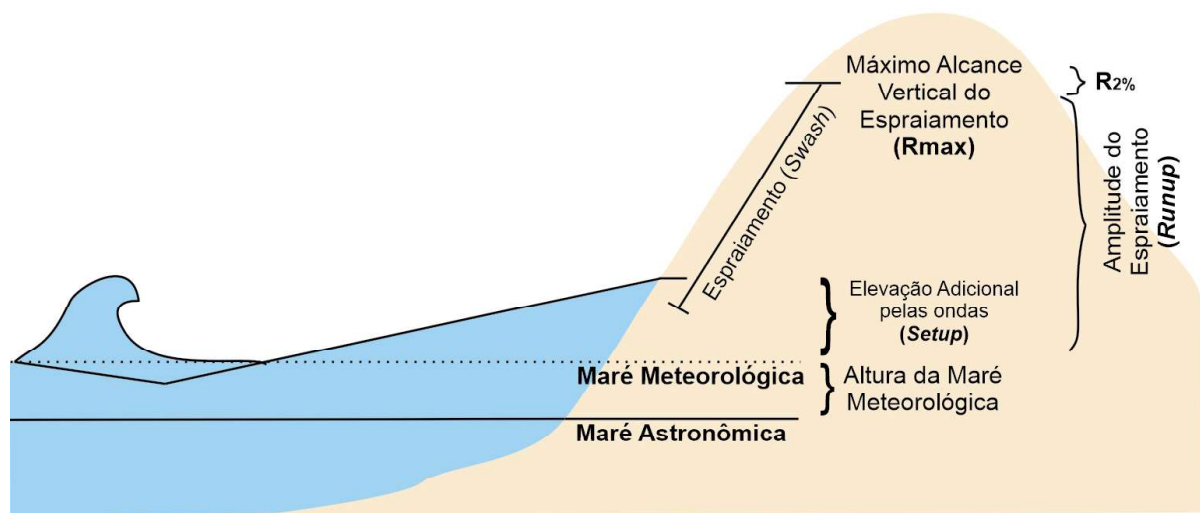


Figura 3 - Esboço de um perfil de praia mostrando os diferentes níveis da água na face de praia. Modificado de Hughes *et al.* (2010).

$$R_{max} = R_{2\%} + N = NMA \quad (1)$$

onde  $NMA$ , corresponde ao nível momentâneo da água, que inclui tanto a maré astronômica como a maré meteorológica num dado momento. A fórmula para obtenção do  $R_{2\%}$  utilizada neste trabalho foi a proposta por Stockdon *et al.* (2006), que corresponde a equação 2.

$$R_2 = 1.1 \left( 0.35\beta_f(H_0L_0)^{0.5} + \frac{H_0L_0(0.563\beta_f^2 + 0.004)^{0.5}}{2} \right) \quad (2)$$

A equação 2 é parametrizada de acordo com a elevação adicional do nível da água ( $Setup$ ) induzida pelas ondas ( $0,35\beta_f(H_0L_0)^{0.5}$ ), o espraçamento na face de praia ( $0,563\beta_f^2$ ) e as ondas de infragravidade (0,004). A mínima elevação alcançada pelo espraçamento  $R_{min}$  foi calculado através da equação 3.

$$R_{min} = R_{max} - S_{2\%} \quad (3)$$

onde,  $R_{max}$  corresponde a equação 1 e  $S_{2\%}$  representa o valor estatístico que caracteriza a amplitude máxima alcançada pelo espraiamento (Equação 4).

$$S_{2\%} = (0.85\xi_0 + 0.06) \quad (4)$$

Sendo  $\xi$  o Parâmetro de Similaridade do Surfe (Equação 5), geralmente chamado de número de Iribarren (Battjes, 1974).

$$\xi = \frac{\tan\beta_f}{\left(\frac{H_s}{L_o}\right)^{0.5}} \quad (5)$$

onde  $H_s$  é a altura significativa de onda em águas profundas;  $L_o$  é comprimento de onda em águas profundas; e,  $\tan\beta_f$  é a declividade da face de praia.

As condições de ondas utilizadas no teste das fórmulas citadas foram 4,7 m; 13 s; 0,88 m; para altura significativa ( $H_s$ ); Período de onda ( $T$ ); e, Nível Momentâneo da Água (NMA), respectivamente. Vale ressaltar que a baixa elevação correspondente ao NMA ocorreu devido a maré astronômica de quadratura durante a tempestade.

Através da sobreposição dos diversos levantamentos topográficos de cada ponto de monitoramento (antes,

durante e após a tempestade), foi possível analisar fatores como recuo de linha de costa, eventuais feições como escarpas erosivas, presença ou ausência de bermas, aumento/diminuição do gradiente da face de praia, leques de transposição, além de apresentar eventuais tendências de erosão/acrecção de sedimentos na praia e antepraia.

O acompanhamento do estoque sedimentar emerso antes, durante e após a tempestade foi realizado utilizando os dados dos levantamentos topográficos transversais às praias. O cálculo do volume sedimentar seguiu o mesmo princípio utilizado por Birkemeier (1984). Primeiramente foi calculada a área do trapézio, a cada duas medições topográficas sequenciais, estabelecida em campo (figura 4A). Para calcular volume utilizando apenas dados de altimetria e distância, como no caso de perfis topográficos bidimensionais, a unidade estabelecida é o  $m^3/m$ , que é obtido adicionando como medida de largura 1 m, permitindo a cubagem de sedimentos (figura 4B). O volume total da seção transversal corresponderá a soma de todas as áreas obtidas de cada trapézio, que representará uma seção transversal à praia, com 1 metro de largura. Foi utilizada altimetria de 0 m (baseado no nível médio do mar – N.M.M.) como elevação de referência para o cálculo de volume, sendo calculado todo o volume acima desta altimetria, em todas campanhas. Desta forma, foi possível verificar diferenças entre a resposta que cada perfil e de cada arco, em relação aos impactos erosivos e posterior recuperação derivados da tempestade de abril de 2010.

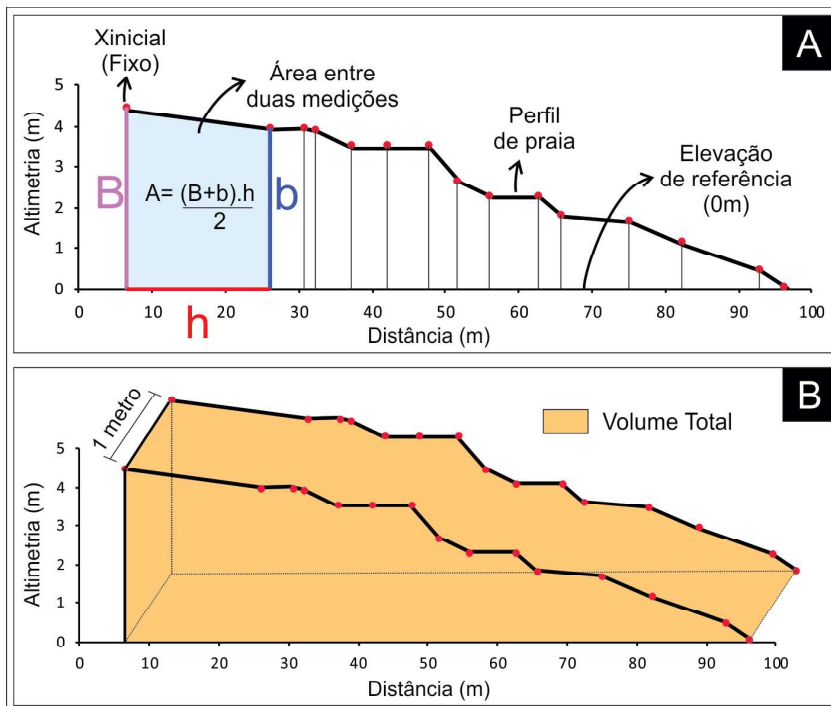


Figura 4 - Esboço mostrando como é calculado o volume de sedimentos no perfil utilizando o programa Microsoft Excel.



#### 4. Resultados

##### 4.1. Variação morfológica e volumétrica anterior ao evento de tempestade

Os resultados foram estruturados, prevendo explicações sobre o comportamento das praias antes da tempestade gerada pelo ciclone tropical em abril de 2010, considerando os dados adquiridos de forma sistemática, e levando em consideração o volume de sedimentos removidos na tempestade. A ligação entre os aspectos relativos à resiliência incorporou não somente os dados da tempestade, mas a sequência de dados obtidos após o evento, de maneira que se tenha um quadro relativamente claro das condições até tempestade, e o comportamento relativo à recuperação volumétrica.

No período anterior a tempestade de 2010, o que se identificou foi o comportamento morfodinâmico

distinto entre as praias de Rio das Ostras e de Mar do Norte, e mesmo algumas diferenças em termos do comportamento dentro do mesmo arco, o que resultaria em diferenças significativas nos efeitos hidrodinâmicos da tempestade em diferentes trechos dos arcos de praia.

No caso específico de Rio das Ostras, a sobreposição da sequência de perfis de praia indicam que o perfil sul (Figura 5), apresentou uma sensível variação topográfica no período anterior a tempestade, o que chamava a atenção frente a estabilidade morfodinâmica esperada para perfis refletivos, mesmo sendo expostos a ondas de diferentes direções e variações nas alturas das ondas resultantes de padrões de tempo bom e de tempestade. Isso ocorre, muito provavelmente, em função da proximidade do ponto de monitoramento em relação ao emissário submarino ali construído, uma vez que os pilares de sustentação da obra necessariamente interferem na acumulação sedimentar proximal à costa.

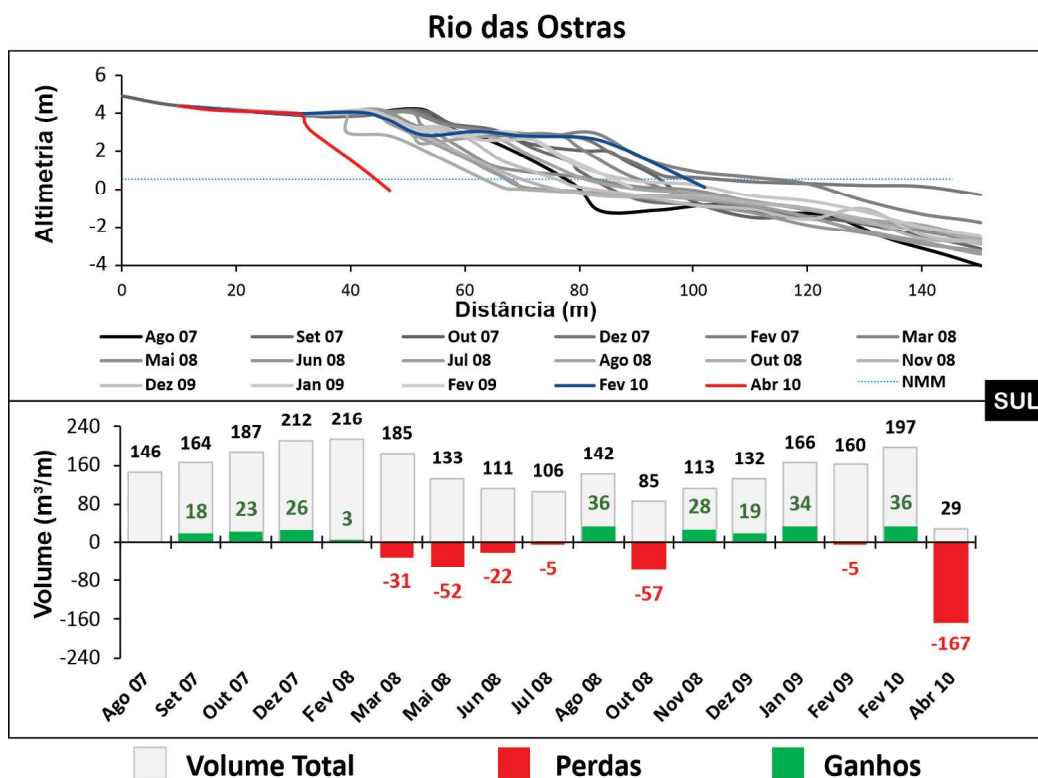


Figura 5 – Sequência de perfis topográficos transversais à praia, no ponto de monitoramento sul de Rio das Ostras, e variação volumétrica da porção emersa da praia, entre 2007 e 2010.

Em relação a variação volumétrica, verificou-se que a maior acumulação sedimentar ocorreu em fevereiro de 2008, quando foram medidos 216 m³/m. O menor valor volumétrico, que foi medido no perfil sul, ainda no período anterior a tempestade foi de 85 m³/m, em outubro do mesmo

ano, ou seja, uma diferença absoluta em 131 m³/m, entre o máximo volumétrico comparado com o mínimo, que corresponde à aproximadamente 60%. O perfil sul também apresentou uma grande variabilidade da largura da praia, da ordem de 76 m ao longo do período pré tempestade.

É interessante notar que, neste período, houve aparentemente, um comportamento sazonal na distribuição do volume de sedimentos retidos no perfil sul, uma vez que ocorreu um aumento gradual dos sedimentos acumulados durante o verão e uma perda volumétrica em direção aos meses de inverno. De qualquer forma, tal resultado pode significar a ação mais contínua de ondulações de tempo bom, oriunda de ventos do quadrante nordeste, predominante a partir dos meses de outubro a março, em relação a ondulações do quadrante sul, que derivariam sedimentos em direção a norte. Estes resultados devem ser considerados apenas no período de monitoramento mais sistemático, desenvolvido nos dois primeiros anos da série histórica apresentada.

Ainda em relação aos dados do perfil sul, verifica-se que mesmo nos meses de inverno, caracterizados por maiores perdas sedimentares em decorrência do aumento da frequência dos ciclones tropicais no Atlântico Sul

(Sugahara, 2000), o volume estocado foi superior ao volume constatado durante a tempestade, quando o volume medido atingiu 29 m<sup>3</sup>/m, reforçando que os efeitos erosivos provocados por ondas de mau tempo, no período anterior a abril de 2010, considerados sistemáticos, não se aproximaram dos efeitos detectados durante a tempestade.

No perfil centro de Rio das Ostras, as variações volumétricas foram bem menos sensíveis daquelas observadas no trecho sul (figura 6), não somente em termos das diferenças volumétricas, como a não observação de aspectos relacionados a variação sazonal. De fato, em termos de diferenças entre estações do ano, o valor máximo observado ocorreu em março de 2008, com 203 m<sup>3</sup>/m estoque sedimentar emerso, muito próximo do valor de 198 m<sup>3</sup>/m observado em julho do mesmo ano, ou seja, a diferença entre o máximo volumétrico obtido durante o período de verão e o mínimo volumétrico obtido durante o inverno seria de apenas 5 m<sup>3</sup>/m.

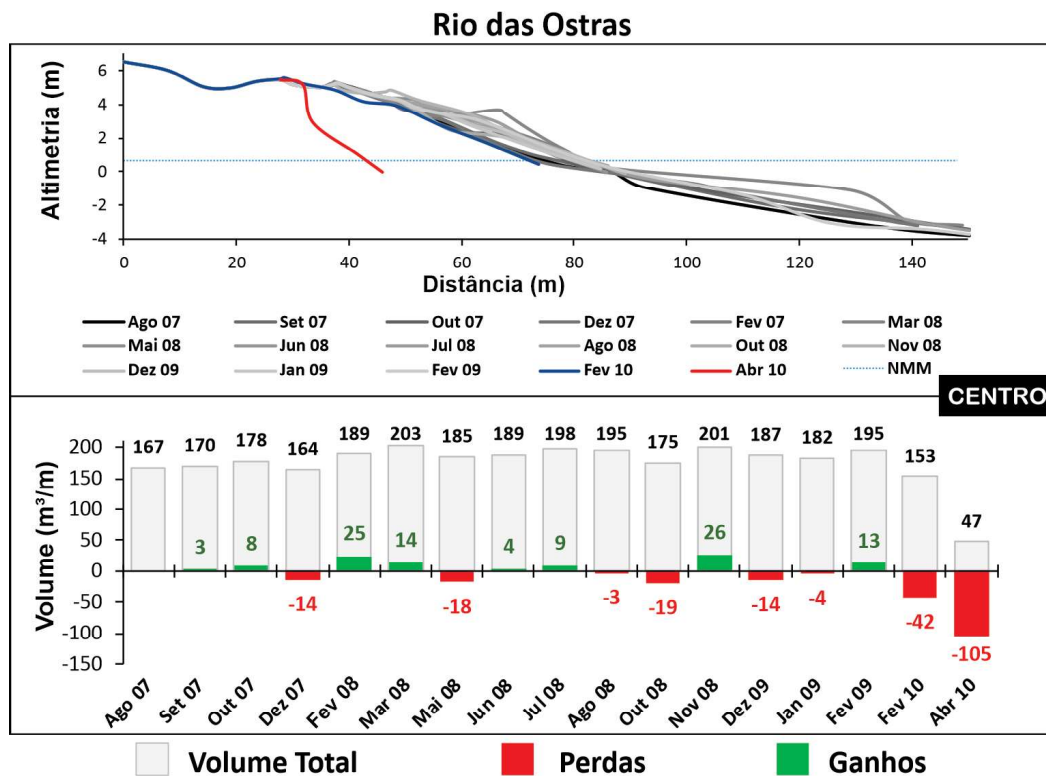


Figura 6 - Sequência de perfis topográficos transversais à praia, no ponto de monitoramento Centro de Rio das Ostras, e variação volumétrica da porção emersa da praia, entre 2007 e 2010.

Quando os dados são comparados com o valor mínimo volumétrico, obtido na série pré-tempestade, ocorrido em fevereiro de 2010, em que foram medidos 153 m<sup>3</sup>/m, observa-se uma diferença absoluta de 50 m<sup>3</sup>/m, o que dificulta uma avaliação sazonal, pois, em

fevereiro seria esperado o auge de acumulação, frente a condições mais permanentes de tempo bom mais comuns no verão. Desta forma, comparativamente ao perfil sul, o perfil centro não apresenta indicações de estoque sedimentar condicionado a sazonalidade. O

que se notou também na sobreposição dos perfis foi a baixa variação topográfica, de forma que as alterações na largura da praia foram sensivelmente menores daquelas detectadas na parte meridional do arco, com valores inferiores a 18 m de variação.

No perfil norte, a determinação dos resultados de acumulação máxima e mínima foram diametralmente opostos ao padrão observado em relação a sazonalidade observada ao sul (figura 7). O resultado de acumulação mínima do volume de sedimentos foi detectado em fevereiro de 2008, em que medições indicaram 162 m<sup>3</sup>/m. Este valor provavelmente indica que durante condições mais perenes de ondulações de nordeste (tempo bom), predominantes entre setembro e março, haja uma tendência de deslocamento dos sedimentos em direção a sul, o que foi detectado no perfil sul, durante esta mesma época, ou seja, uma acumulação no verão. É interessante

notar que o valor máximo de acumulação sedimentar emersa no perfil norte ocorreu em junho de 2008, onde foram medidos valores de 228 m<sup>3</sup>/m, o que representa, talvez, o ápice dos eventos de tempestade, oriundos do quadrante sul, ocorridos predominantemente entre abril e maio. Justamente oposto ao valor mínimo observado no perfil sul. A diferença entre os períodos de acumulação e erosão sedimentar de maneira não coincidente com o extremo sul do arco, sugere que provavelmente haja um efeito rotacional na praia de Rio das Ostras, ou seja durante o verão os sedimentos são transportados para sul, por deriva litorânea impulsionada por ondas do quadrante nordeste, que retornam a engordar a parte setentrional do arco, no inverno, com sedimentos deslocados por ondulações associadas a passagem de frentes frias, que geram padrões hidrodinâmicos oriundos do quadrante sul.

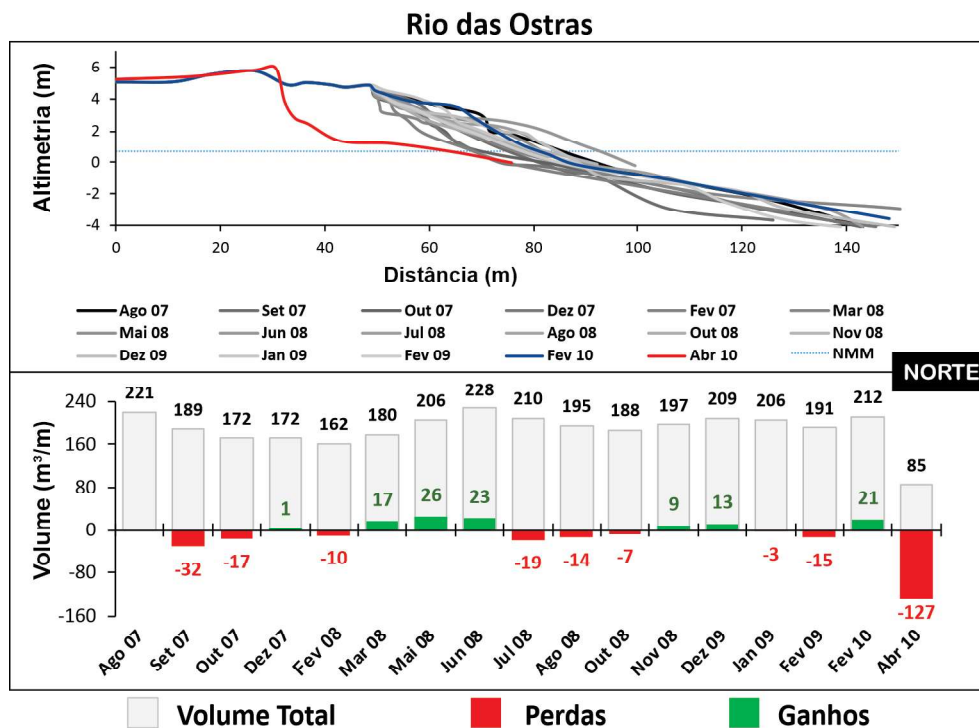


Figura 7 – Sequência de perfis topográficos transversais à praia, no ponto de monitoramento Norte de Rio das Ostras, e variação volumétrica da porção emersa da praia, entre 2007 e 2010.

O padrão rotacional observado em Rio das Ostras, também foi evidenciado em Mar do Norte. No ponto mais ao sul de Mar do Norte notou-se que, o comportamento da praia apresentou um padrão semelhante ao determinado no arco praial de Rio das Ostras, ou seja, foi identificado um padrão de acumulação sedimentar (figura 8) tendendo a crescer nos meses em que predominam condições de tempo bom, e diminuição do volume sedimentar em

condições de mau tempo, que estão ajustados a meses em que a ação dos ciclones tropicais se tornam mais evidentes. Isso pode ser observado quando se analisa o comportamento do volume sedimentar emerso, onde o menor valor de acumulação foi identificado em agosto de 2007, com 103 m<sup>3</sup>/m, durante o inverno, e o maior estoque sedimentar ocorreu no mês de março de 2008, ao final do verão, quando foram determinados 174 m<sup>3</sup>/m.

No perfil norte, o estoque sedimentar associado a sazonalidade é evidente, com características notavelmente opostas ao perfil sul. Os maiores estoques ocorrem durante períodos em que as tempestades são mais frequentes, com maior volume no mês de agosto de 2007, com 222 m<sup>3</sup>/m, e, os menores estoques ocorreram durante os períodos de bom tempo, com menor estoque

no mês de outubro de 2008, com 150 m<sup>3</sup>/m (figura 9). Além disso, se compararmos os meses de agosto de 2007 nos perfis sul e norte, teremos o menor estoque e o maior estoque das séries temporais, respectivamente. Essa mesma comparação pode ser visualizada no mês de julho de 2008, quando teremos o segundo menor estoque e o segundo maior estoque, respectivamente.

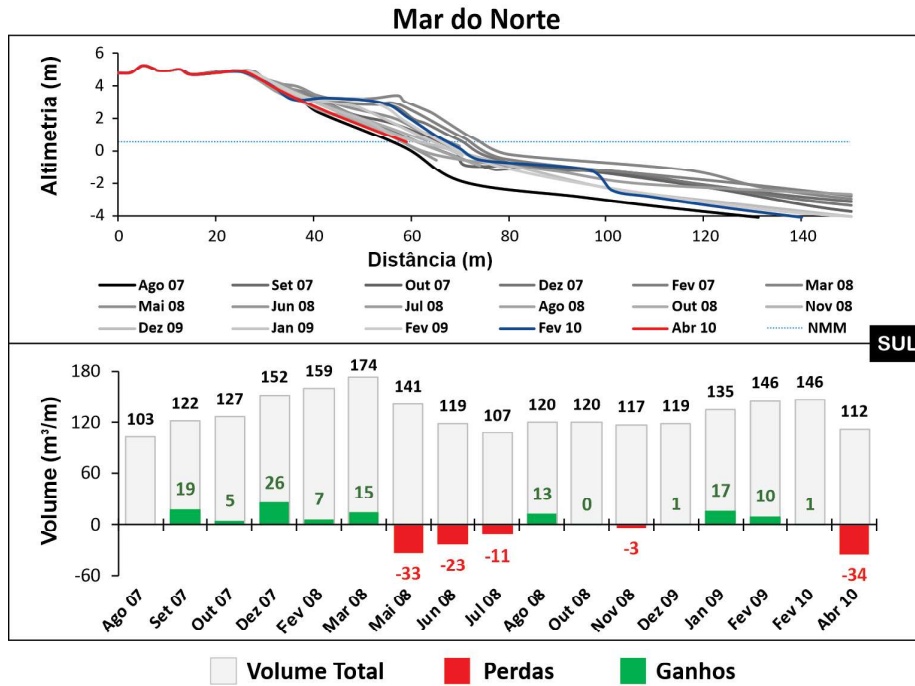


Figura 8 – Sequência de perfis topográficos transversais à praia, no ponto de monitoramento Sul de Mar do Norte, e variação volumétrica da porção emersa da praia, entre 2007 e 2010.

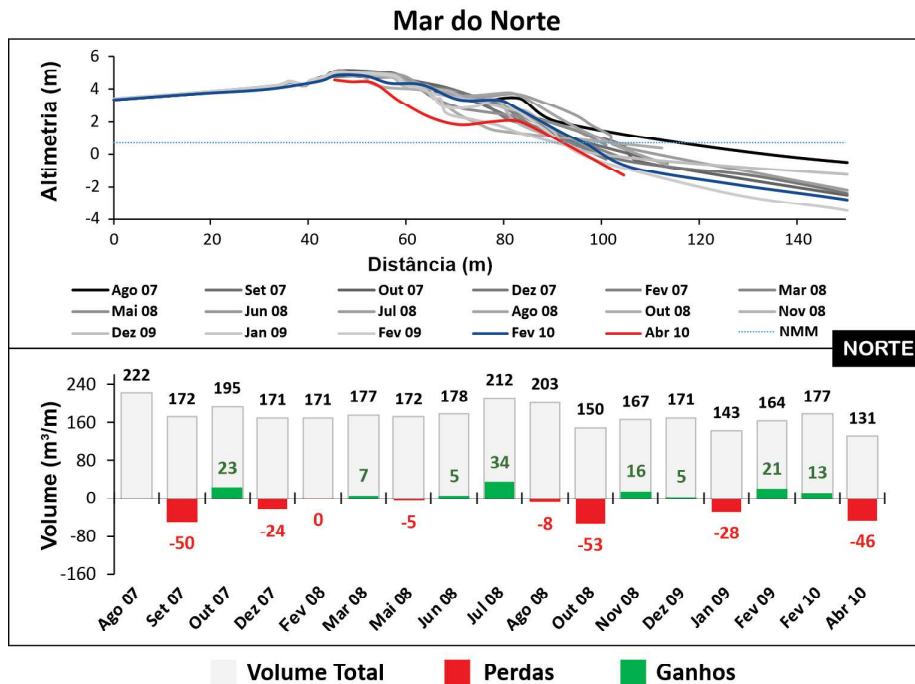


Figura 9 – Sequência de perfis topográficos transversais à praia, no ponto de monitoramento Norte de Mar do Norte, e variação volumétrica da porção emersa da praia, entre 2007 e 2010.

No perfil central de Mar do Norte o comportamento da praia não apresentou tendência de acumulação ou erosão dominada por tendências ou sazonalidade. A maior acumulação ocorreu em junho de 2008, com 251 m<sup>3</sup>/m, e o menor valor de estoque sedimentar ocorreu fevereiro de 2010, com 205 m<sup>3</sup>/m (figura 10). Isso corrobora o padrão de rotação de praia descrito anteriormente, onde o perfil centro estaria posicionado no centro do eixo de rotação, apresentando maior estabilidade volumétrica.

A figura 11 mostra um esquema do efeito rotacional de praia associado a sazonalidade das ondas, tanto em Rio das Ostras como em Mar do Norte, onde A) representa o inverno, com predominância de ondas com direção variando de SW a SE, com maior estoque

sedimentar nos perfis norte, e, B) representa o verão, com predominância de ondas com direção variando entre N e E, com maior estoque sedimentar nos perfis sul. Esse esquema tem o intuito de mostrar uma variação em planta, entretanto, devido à baixa variabilidade horizontal característica de praias refletivas, esse esquema deve ser entendido como rotação associado principalmente ao volume sedimentar e em menor grau às variações horizontais da praia emersa, ou seja, da largura da praia. De fato, o comportamento destas tendências de padrão rotacional associados a distribuição anual dos volumes pode ser identificada nas figuras 5 a 10, ao observar a frequência de volume total de sedimentos na série temporal de ambas as praias.

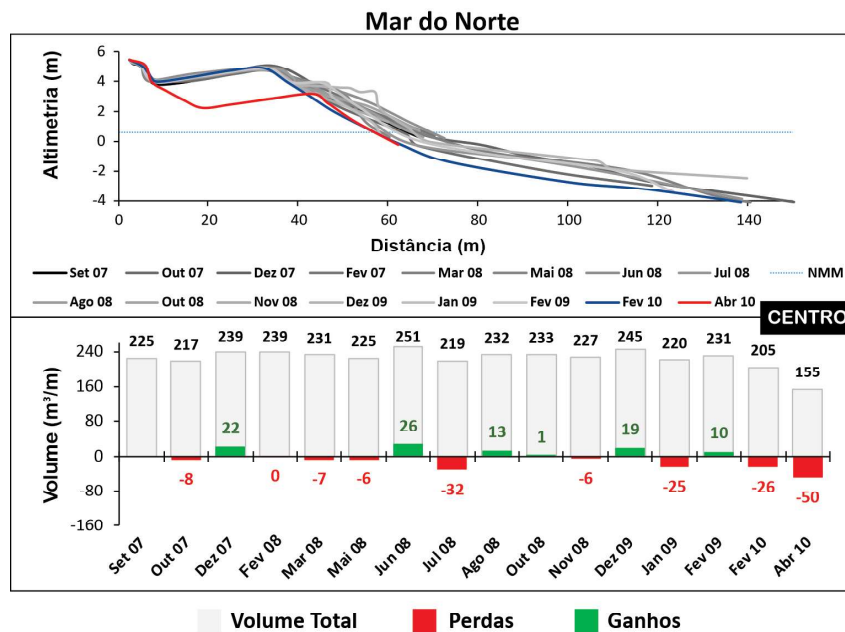


Figura 10 – Sequência de perfis topográficos transversais à praia, no ponto de monitoramento Centro de Mar do Norte, e variação volumétrica da porção emersa da praia, entre 2007 e 2010.

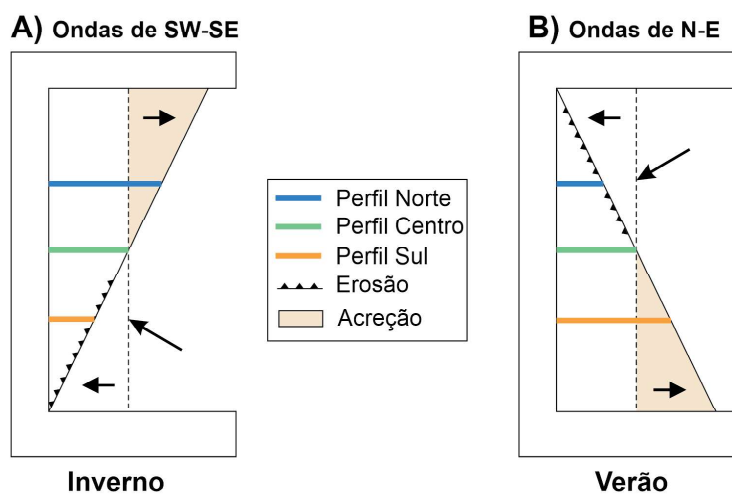


Figura 11 – Esquema de rotação de praia, referente ao estoque sedimentar associado a sazonalidade, nas praias de Rio das Ostras e Mar do Norte. Adaptado de Short (1999).

**4.2. Análise dos Impactos provocados pela tempestade e Recuperação Natural**

A tempestade de abril de 2010 ocorreu entre os dias 07 e 11, onde o pico de energia das ondas teria ocorrido entre os dias 08 e 09, com altura significativa de 4,7 m, período de 13 s e direção média de ESE (figura 12), de acordo com os dados do modelo de ondas *WavewatchIII* (WWIII), gerados e disponibilizados pelo órgão norte americano do Serviço Nacional do Tempo (*National Weather Service – NOAA*).

**4.2.1 Rio das Ostras**

Na praia de Rio das Ostras, utilizando a fórmula para obtenção da magnitude dos impactos propostos por Sallenger (2000), os perfis sul e centro apresentaram regime de transposição, enquanto o perfil norte apresentou regime de colisão. O regime de impacto previsto pela fórmula de máximo alcance vertical do espriamento (*Rmax*) coincidiu com o regime observado em campo, em todos os pontos de monitoramento (Tabela 1).

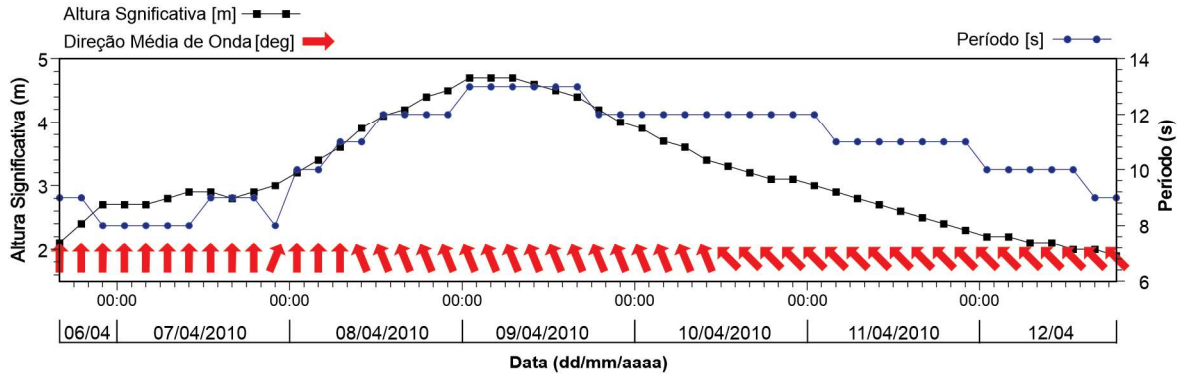


Figura 12 - Caracterização dos parâmetros referente às ondas de tempestade geradas pelo ciclone tropical em abril de 2010, utilizando dados gerados pelo modelo de ondas *WavewatchIII*.

**Tabela 1: Parâmetros morfológicos e hidrodinâmicos utilizados no cálculo para previsão da magnitude do impacto de acordo com a escala de impactos de tempestades de Sallenger (2000), para a praia de Rio das Ostras.**

Perfil	Tanβ	S <sub>2%</sub> (m)	R <sub>2%</sub> (m)	D <sub>min</sub> (m)	D <sub>max</sub> (m)	R <sub>min</sub> (m)	R <sub>max</sub> (m)	Regime Previsto	Regime Observado
Sul	0,13	0,89	4,01	2,25	<b>4,88</b>	4,00	<b>4,89</b>	Transposição	Transposição
Centro	0,20	1,33	5,86	1,92	<b>6,57</b>	5,41	<b>6,74</b>	Transposição	Transposição
Norte	0,15	1,01	4,53	1,26	<b>5,81</b>	4,40	<b>5,41</b>	Colisão	Colisão

No trecho sul de Rio das Ostras foram erodidos aproximadamente 87% do volume de sedimentos do perfil emerso relativo ao mês de fevereiro de 2010, em um total aproximado de 167 m<sup>3</sup>/m (figura 13), representando a maior perda de sedimentos dentre todos trechos de praia analisados. A face de praia e a berma foram erodidas, com diminuição da largura da praia em mais de 55 m. Na campanha do mês de maio de 2010 o perfil havia recuperado aproximadamente 49 m<sup>3</sup>/m do volume sedimentar emerso, com recuperação parcial da berma e da face de praia. A recuperação total do volume emerso foi detectada no mês de março de 2013, quando o perfil atingiu o ápice volumétrico da série temporal, com aproximadamente 204 m<sup>3</sup>/m, apresentando maior largura de praia que o mês de fevereiro de 2010, entretanto, com altimetria da berma ainda inferior.

No trecho central ocorreu perda de 69% do volume sedimentar emerso, equivalente à 105 m<sup>3</sup>/m (figura 14). O evento ocasionou erosão da face de praia e da berma, bem como um recuo de linha de costa em mais de 30 m. Em março de 2011 o volume sedimentar emerso apresentava recuperação quase total, entretanto, a recuperação completa do estoque sedimentar existente pré-tempestade foi observada apenas na campanha de dezembro de 2012. Assim como no perfil sul, o perfil norte recuperou o volume, entretanto, a altimetria da berma permaneceu mais baixa que durante o período anterior a tempestade.

No perfil norte, apesar da diminuição da largura da praia ter sido a menor dentre os pontos de monitoramento de Rio das Ostras, de apenas 11 m, ocorreu uma perda volumétrica considerável do perfil emerso, onde

60% do volume que compunha a praia em fevereiro de 2010 foi erodido, aproximadamente 127 m<sup>3</sup>/m (figura 15), ocasionando erosão da face de praia e da berma, além de formação de escarpa no pós-praia. A recuperação do volume sedimentar emerso foi observada na campanha de fevereiro de 2012, quando o volume possuía 215 m<sup>3</sup>/m, apresentando morfologia similar ao perfil obtido antes da tempestade, em fevereiro de 2010.

O perfil norte foi o único ponto de monitoramento da praia de Rio das Ostras onde o levantamento topo-

gráfico foi realizado 8 dias após a tempestade. Levando em consideração a morfologia dos perfis sul e centro, foi realizada uma projeção estimando como o perfil norte estaria durante a tempestade (figura 16). Foi estimada uma perda sedimentar de aproximadamente 149 m<sup>3</sup>/m. Dessa forma, a erosão do estoque emerso pode ter sido 10% maior que o volume aferido durante o levantamento topográfico, na semana subsequente ao evento (128 m<sup>3</sup>/m). Além disso, a diminuição da largura da praia teria sido maior, de aproximadamente 36 m.

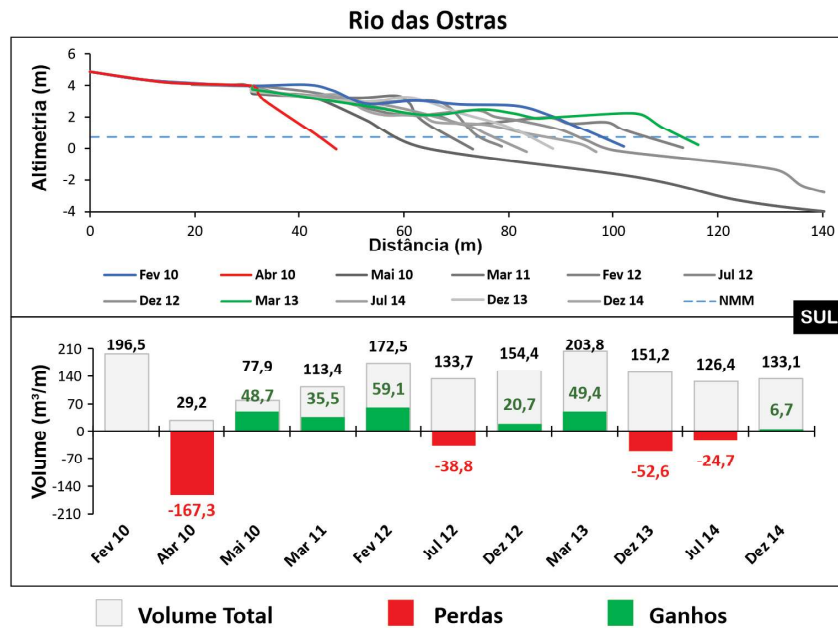


Figura 13 – Sobreposição de perfis topográficos transversais à praia no perfil Sul de Rio das Ostras e respectivos volumes emersos, caracterizando o período anterior, durante e após a tempestade, até dezembro de 2014.

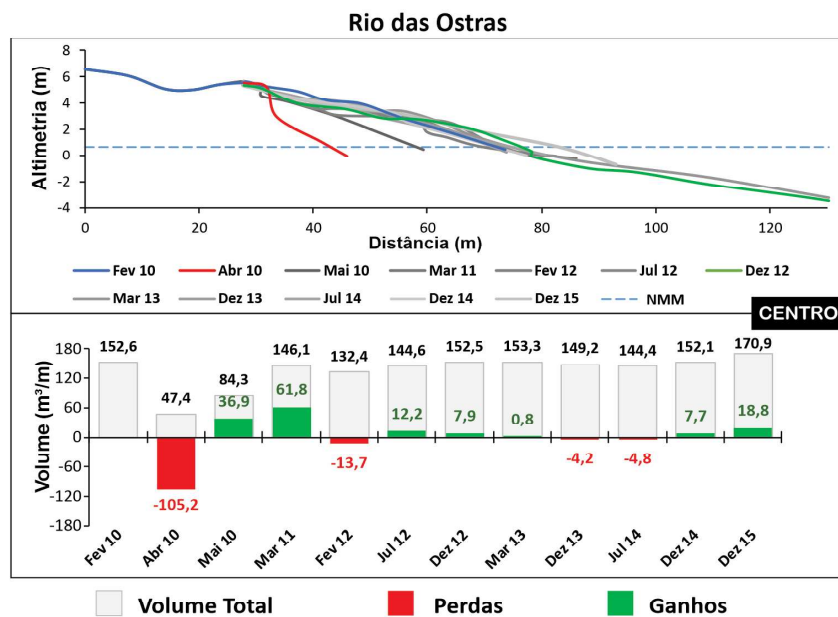


Figura 14 – Sobreposição de perfis topográficos transversais à praia no perfil Centro de Rio das Ostras e respectivos volumes emersos, caracterizando o período anterior, durante e após a tempestade, até dezembro de 2015.

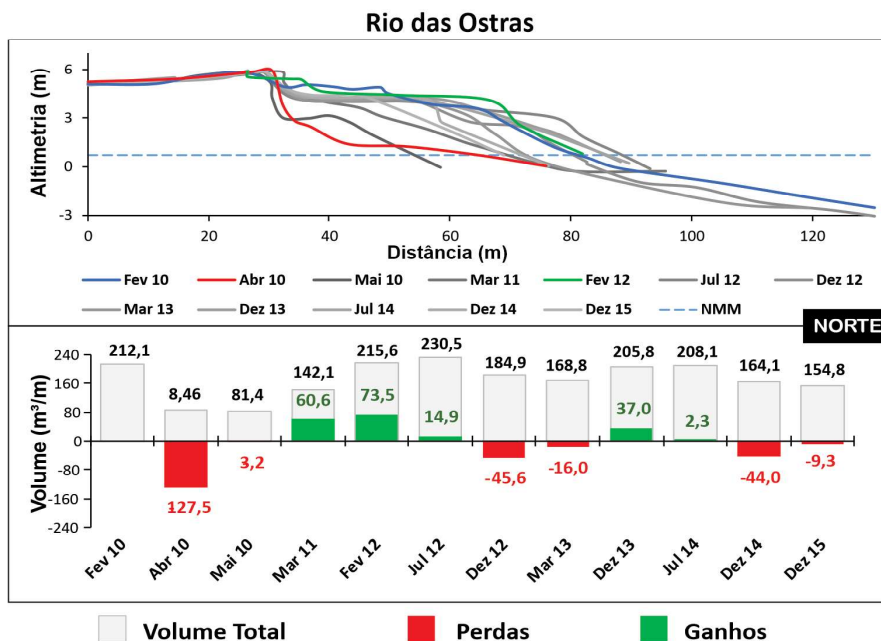


Figura 15 – Sobreposição de perfis topográficos transversais à praia no perfil Norte de Rio das Ostras e respectivos volumes emersos, caracterizando o período anterior, durante e após a tempestade, até dezembro de 2015.

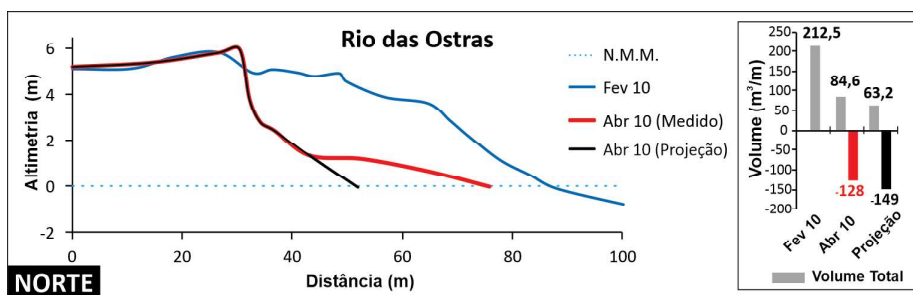


Figura 16 – Comparação entre o perfil obtido em campo, 8 dias após a tempestade, e, uma projeção do perfil Norte para o momento da tempestade, baseado na morfologia dos perfis Sul e Centro de Rio das Ostras.

#### 4.2.2 Mar do Norte

Em Mar do Norte, utilizando a fórmula para obtenção da magnitude dos impactos propostos por Sallenger (2000), os pontos de monitoramento sul e norte apresentaram o regime de transposição enquanto o ponto centro apresentou regime de colisão. O regime de impacto previsto pela fórmula de máximo alcance vertical do espraiamento ( $R_{max}$ ) coincidiu com o regime observado em campo apenas no trecho central da praia (colisão), não concordando nos demais trechos, onde o regime previsto foi o de transposição (Tabela 2).

No perfil sul de Mar do Norte, após a tempestade de abril de 2010, o volume de sedimentos erodidos chegou à 33,7 m³/m (figura 17), aproximadamente 19% do volume emerso total disponível em fevereiro de 2010. Ocorreu erosão da face de praia e da berma, entretanto, o recuo da linha de costa foi de apenas 9 m. A recuperação

total do volume ocorreu em apenas 34 dias, apresentando em maio de 2010, volume superior ao encontrado em fevereiro. Foi o ponto de monitoramento que alcançou a mais rápida recuperação do estoque sedimentar emerso. Ocorreu, além da recuperação da face de praia, uma agredação da berma, elevando em 1 m a altimetria do topo, em relação ao período anterior a tempestade.

No trecho central, o volume perdido foi de 50 m³/m, aproximadamente 24% do volume total existente em fevereiro (figura 18), com erosão da face de praia e da berma. Ocorreu em seguida uma rápida recuperação volumétrica, de aproximadamente 20 m³/m, em apenas 34 dias, que representa quase metade do volume perdido. A recuperação total do perfil ocorreu apenas em março de 2011, quando o volume sedimentar e a morfologia da praia foram restabelecidas. Mesmo após o reestabelecimento da morfologia, a altimetria do topo da berma estava, aproximadamente, 0,5 m mais baixa em relação ao perfil pré-tempestade.



Tabela 2: Parâmetros morfológicos e hidrodinâmicos utilizados no cálculo para previsão da magnitude do impacto de acordo com a escala de impactos de tempestades de Sallenger (2000), para a praia de Mar do Norte.

Perfil	Tan $\beta$	S <sub>2%</sub> (m)	R <sub>2%</sub> (m)	D <sub>min</sub> (m)	D <sub>max</sub> (m)	R <sub>min</sub> (m)	R <sub>max</sub> (m)	Regime Previsto	Regime Observado
Sul	0,17	1,14	5,06	3,77	5,25	4,80	5,94	Transposição	Colisão
Centro	0,15	1,01	4,53	2,58	5,63	4,40	5,41	Colisão	Colisão
Norte	0,15	1,01	4,53	1,31	4,94	4,40	5,41	Transposição	Colisão

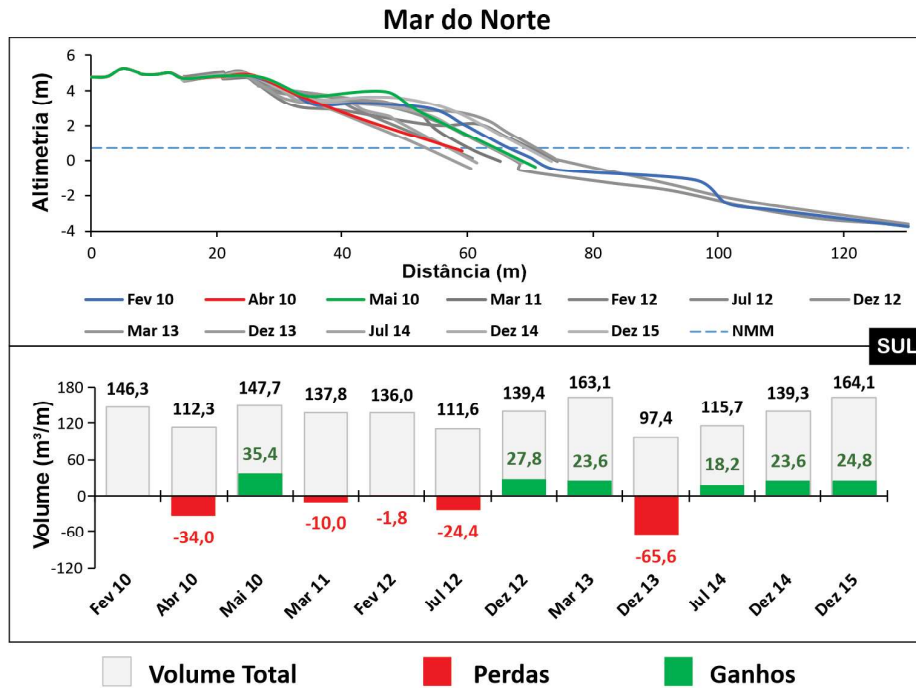


Figura 17 – Sobreposição de perfis topográficos transversais à praia no perfil Sul de Mar do Norte e respectivos volumes emersos, caracterizando o período anterior, durante e após a tempestade, até dezembro de 2015.

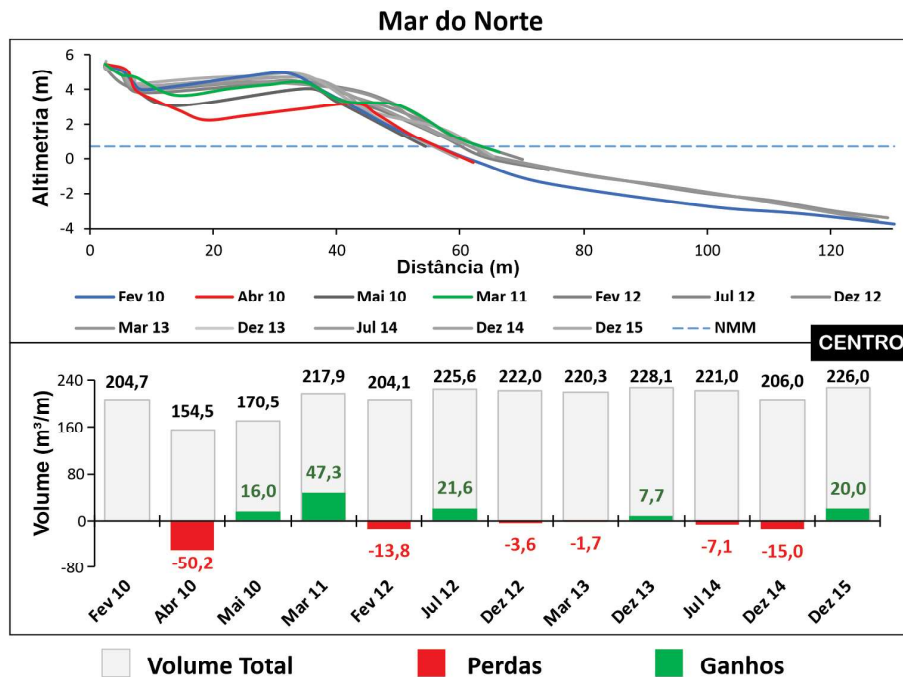


Figura 18 – Sobreposição de perfis topográficos transversais à praia no perfil Centro de Mar do Norte e respectivos volumes emersos, caracterizando o período anterior, durante e após a tempestade, até dezembro de 2015.

No trecho norte, o volume perdido foi de 46 m<sup>3</sup>/m, que representa aproximadamente 26% do volume total existente em fevereiro de 2010, ocasionando erosão da face de praia, da berma e do pós-praia. No levantamento de maio de 2010, ou seja, 34 dias após o evento de tempestade, este trecho havia recuperado 33 m<sup>3</sup>/m, que representaria parte do volume perdido durante a tempestade. A completa recuperação foi constatada durante a campanha de fevereiro de 2012, quando o perfil possuía aproximadamente 179 m<sup>3</sup>/m de estoque sedimentar emerso (figura 19).

É importante ressaltar que, nos trechos norte e centro de Mar do Norte, os levantamentos topográficos de abril de 2010 foram realizados 8 dias após a tempestade. Dessa forma, os valores referentes a morfologia e volume podem estar subestimados. Levando em consideração a morfologia do perfil sul, foi realizada uma projeção de como os trechos norte e centro estariam logo após o decaimento da energia das ondas, ou seja, ao final da tempestade (figura 20).

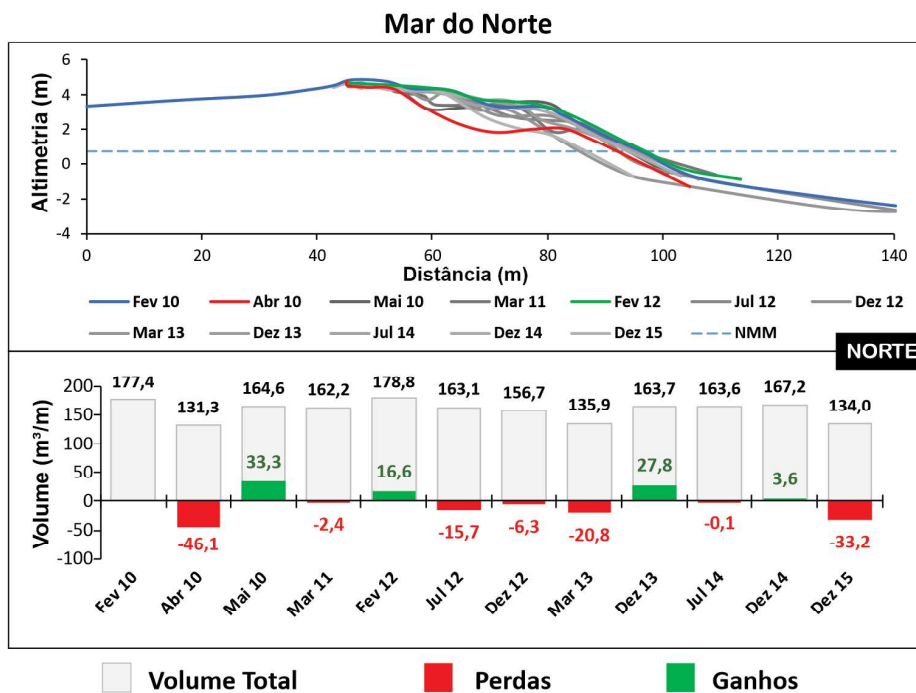


Figura 19 – Sobreposição de perfis topográficos transversais à praia no perfil Norte de Mar do Norte e respectivos volumes emersos, caracterizando o período anterior, durante e após a tempestade, até dezembro de 2015.

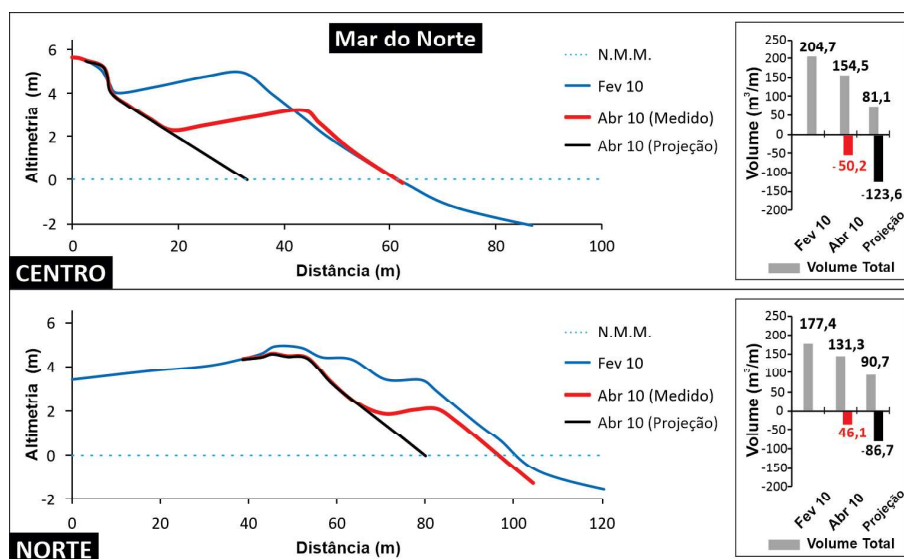


Figura 20 – Comparação entre o perfil obtido em campo, 8 dias após a tempestade e uma projeção dos perfis Centro e Norte, de Mar do Norte, para o momento da tempestade, baseado na morfologia do perfil Sul.

O trecho central teria perdido em torno de 124 m<sup>3</sup>/m, o que representaria aproximadamente 60% do volume total emerso disponível em fevereiro de 2010, ou seja, mais que o dobro do volume constatado no levantamento 8 dias após a tempestade (figura 20). No trecho norte o volume perdido teria sido de aproximadamente 87 m<sup>3</sup>/m, que representaria 49% do volume emerso da praia, quase o dobro do que foi constatado através do levantamento realizado na semana seguinte ao fim da tempestade.

## 5. Discussão

As análises morfológicas e volumétricas dos perfis topográficos, de ambas as praias, no período anterior a tempestade, indicam comportamento sazonal relativo ao estoque sedimentar emerso, perceptível principalmente nos pontos de monitoramento extremos de cada arco. Em ambas as praias, os perfis sul apresentam aumento gradual do volume sedimentar durante os meses de verão e perda volumétrica durante os meses de inverno, o que resultaria numa típica consideração feita de forma pioneira por Shepard (1950), mesmo levando em consideração o abandono dessa ideia, desenvolvida por Aagaard e Masselink (1999), propondo que a acumulação de sedimentos pode ocorrer em diferentes épocas do ano, sendo condicionadas muito mais por variações na hidrodinâmica das ondas, do que necessariamente na sazonalidade.

No entanto, uma análise conjunta entre os pontos de monitoramento de cada praia aponta na direção de um padrão rotacional de praia, uma vez que a erosão/acreção dos perfis sul e norte são diametralmente opostos, enquanto o perfil central atua como ponto pivotante, com maior estabilidade volumétrica e com variações menores de largura da praia, como descrito por Turki *et al.* (2013). O padrão rotacional de praia se refere ao movimento lateral periódico do suprimento sedimentar para os extremos de uma praia de enseada, que se manifesta através de uma aparente rotação da praia (Short, 1999). Entretanto, no caso das praias estudadas, ocorre uma maior variação em termos de agradação vertical dos sedimentos emersos do que, de fato, grandes variações na largura da praia. Short *et al.* (2014) abordam essa variação, em termos volumétricos, como oscilações de praia, que geralmente estão associadas a um padrão rotacional.

Harley *et al.* (2015) apresentam um modelo conceitual relacionado à três formas distintas de ocorrência

de padrão rotacional de praia, onde a primeira forma de rotação ocorreria devido às variações de exposição as ondas ao longo da costa; a segunda forma estaria relacionada à rotação devido a reversão da corrente longitudinal condicionada pela mudança sazonal da direção das ondas; e, no terceiro modo, a rotação ocorreria devido aos processos gerados por bancos submersos entre duas praias de enseada. As variações na direção média das ondas de bom e mau tempo, variações essas que podem ser de até aproximadamente 180°, devem condicionar a alternância da corrente longitudinal, em ambas as praias, as quais se adequam a segunda forma de rotação de praia, como apontado por Harley *et al.* (2015).

A comparação do perfil topográfico e volume obtidos durante o evento apontam que as ondas geradas pelo ciclone tropical, em abril de 2010, que atingiram o litoral centro-norte fluminense, foram responsáveis pelo maior episódio erosivo documentado a partir de 2007. Provavelmente, o que consagrou a energia desta tempestade, além da altura das ondas (4,7 m) e do período (13 s), foi a duração do evento, que se estendeu do dia 7 a 11 de abril, levando em consideração o período inicial e final da tempestade, com ondas abaixo dos 3 m, e a parte mais energética, entre o início e o fim, com ondas acima dos 3 m, por pelo menos 72 h consecutivas. Outro fator que potencializou o poder erosivo dessa tempestade foi a direção média de onda, que esteve em ESE durante a maior parte do evento, sendo alterada para SE ainda com ondas maiores que 3 m. Muehe *et al.* (2015) e Klumb-Oliveira *et al.*, (2015) apontam que estas seriam as direções de onda que tornariam as praias do litoral centro-norte fluminense mais suscetíveis a impactos erosivos em decorrência da orientação dessas praias.

A comparação entre o regime de impacto previsto pela escala de impactos de tempestades de Sallenger (2000) com os impactos observados em campo, coincidiu em quatro dos seis pontos de monitoramento. Nos pontos de monitoramento onde o impacto previsto não coincidiu com o observado em campo (perfis sul e norte de Mar do Norte), o resultado obtido por meio da equação apresenta-se superestimado. Isso ocorre, provavelmente, devido aos parâmetros morfológicos e hidrodinâmicos utilizados na fórmula não levarem em consideração aspectos fisiográficos locais, como a morfologia de fundo da antepraia, que podem influenciar na convergência ou divergência das ortogonais de ondas na costa, processo esse conhecido como refração (Muehe,

2009), além da presença de obstáculos naturais, como ilhotas e lajes que emergem da água, que podem atuar dissipando a energia das ondas, criando áreas protegidas, chamadas de zonas de sombra (Daly *et al.*, 2014).

A resposta erosiva na praia de Mar do Norte foi consideravelmente inferior a da praia de Rio das Ostras. Isso se deve, provavelmente, à configuração batimétrica da antepraia superior, uma vez que são encontrados afloramento cristalinos que atingem, muitas vezes, o limite emerso da lâmina d'água, denominados por Santos *et al.* (2008) como lajes. Essas lajes atuam dissipando a energia das ondas, pelos processos de refração e difração, atenuando a energia potencial, reduzindo os impactos erosivos na costa de Mar do Norte.

Dentre todos os pontos de monitoramento analisados, o perfil de sul de Rio das Ostras apresentou a maior perda sedimentar do perfil emerso, representando cerca de 87% do estoque volumétrico constatado em fevereiro do mesmo ano. Como o perfil sul está situado adjacente a um emissário submarino, que possui sobre este uma estrutura na forma de píer, a dinâmica sedimentar local, tanto de erosão como de acreção, deve sofrer interferência. Muehe e Döbereiner (1977) avaliaram a variação topográfica por ocasião da construção de um emissário submarino na praia de Ipanema, litoral da cidade do Rio de Janeiro, e identificaram sensíveis mudanças no perfil praiar e na zona submarina adjacente, como provável resultado da interferência da obra na dinâmica sedimentar, resultando em valores da ordem de grandeza de mais de 3 m de agradação da berma e mais de 50 m de aumento na largura da praia, ajustada ao nível médio do mar. De fato, neste ponto da praia (perfil sul), nota-se que ocorreram variações horizontais na ordem de grandeza de mais de 60 m, levando-se em consideração o nível médio do mar como referência, indicando uma variabilidade morfológica importante neste ponto de Rio das Ostras.

Baseado na extrapolação dos dados de volume obtidos através dos perfis topográficos, foram erodidos em média 133 m<sup>3</sup>/m, em Rio das Ostras, e 43 m<sup>3</sup>/m em Mar do Norte. O volume emerso médio erodido em Rio das Ostras chama atenção, pois é significativamente maior que o volume médio (65 m<sup>3</sup>/m) encontrado por Harley *et al.* (2017), na costa sudeste da Austrália, após a passagem de um ciclone extratropical, quando as ondas em águas profundas atingiram 7 m de altura significativa. O volume médio erodido em Rio das Ostras também foi maior que o volume médio (69 m<sup>3</sup>/m) apontado por

Sopkin *et al.* (2014), para costa de New Jersey, EUA, durante a passagem do furacão Sandy, o qual gerou ondas com 10 m de altura significativa máxima. Obviamente as escalas são diferentes, entretanto, ao comparar o volume máximo erodido em Rio das Ostras, no ponto sul (167 m<sup>3</sup>/m), este é consideravelmente maior que o volume máximo apontado por Harley *et al.* (2017), que foi de 131 m<sup>3</sup>/m.

O grande volume erodido em ambas as praias, principalmente em Rio das Ostras, está condizente com Short (1999), que aponta que, em decorrência da granulometria, praias refletivas de alta energia têm elevado gradiente da face de praia, e geralmente, não há a presença de bancos submersos, tornando a zona de surfe estreita ou inexistente. Dessa forma, as ondas tendem a dissipar a energia diretamente na face de praia, aumentando o poder erosivo, principalmente em condições de ondas de tempestade. Entretanto, é importante ressaltar que, como descrito por Aagaard *et al.* (2013), geralmente são formados um ou mais bancos submersos após eventos de alta energia, mesmo em praias refletivas com ausência de bancos. Isso ocorre devido às pequenas, porém intensas, correntes de retorno, geradas pelas cúspides de praia, que transportam os sedimentos para a zona submarina, associado ainda ao transporte de sedimentos da plataforma continental interna, de mar para a terra, gerado por ondas de mau tempo, como apontado por Niedoroda (2005).

Dessa forma, os bancos submersos possuem contribuição sedimentar tanto da praia, como da plataforma interna, e tendem migrar em direção à face de praia até serem incorporados, em condição de ondas de bom tempo, adquirindo o perfil de praia, condições semelhantes ao estado morfodinâmico denominado de Terraço de Baixa-Mar (*Low Tide Terrace*). Outros autores (Apoluceno *et al.*, 2002; Figlus *et al.*, 2012; Roberts *et al.*, 2013) denominam essa feição morfológica associada à recuperação natural de praia como sistema de banco e calha (*Ridge and Runnel System*), onde o acoplamento do banco à face de praia, geralmente ocorre numa escala de tempo de dias a semanas.

Apesar dos dados de perfis topográficos após a tempestade não se prolongarem até a antepraia superior, em decorrência da alta energia das ondas impossibilitar tais medições, estes sugerem que a recuperação natural das praias ocorreu através da reincorporação de um banco submerso formado durante a tempestade. Isso pode ser inferido a partir da comparação da morfo-

logia dos perfis obtidos durante o evento (Perfis sul e centro de Rio das Ostras, e sul de Mar do Norte) e os perfis que foram obtidos na semana seguinte ao evento (centro e norte de Mar do Norte). Os perfis obtidos durante a tempestade possuem um alto gradiente da face de praia que se prolonga até o 0 m (utilizando o N.M.M. como referência), enquanto os perfis obtidos na semana posterior apresentam morfologia de banco, parcialmente emerso, na base da face de praia. Esse foi o intuito da elaboração de perfis através de projeções, para os pontos de monitoramento onde não foi possível realizar o levantamento topográfico durante a tempestade. As figuras 16 e 20 mostram como estaria a morfologia desses pontos durante a tempestade, e sugerem uma rápida reincorporação à face de praia dos sedimentos que foram depositados na zona de surfe durante a tempestade, que teria ocorrido em apenas 8 dias com predomínio de ondas de bom tempo. Essa rápida reincorporação de sedimentos erodidos por ondas de tempestade estaria de acordo com Morton *et al.* (1994), Short (1999); Aagaard *et al.* (2013); Wang e Brigs (2015) onde os autores apontam rápida reincorporação de sedimentos após o decaimento da energia das ondas de tempestade, que tende a recuperar parcialmente o volume emerso existente antes da tempestade, porém, a recuperação completa deve durar semanas, meses ou até anos, dependendo das condições hidrodinâmicas, as quais novas tempestades podem comprometer a total recuperação ou retardá-la.

## 6. Considerações Finais

A utilização da escala de tempestades de Sallenger (2000) através da fórmula de máximo alcance vertical do espriamento ( $R_{max}$ ) mostrou-se coerente com os impactos observados em campo, exceto nos pontos de monitoramento sul e norte de Mar do Norte. Como a fórmula não leva em consideração as características fisiográficas de fundo da antepraia, nem a presença de obstáculos naturais que possam atenuar ondas durante a propagação da plataforma continental interna para à praia, os resultados podem apresentar-se superestimados. Assim, a utilização desta fórmula em praias abrigadas, total ou parcialmente, devem apresentar resultados não condizentes com a realidade, e melhores resultados sempre que utilizadas em praias de costas abertas, sem interferência de obstáculos naturais ou artificiais, emersos ou submersos.

Embora as praias de Rio das Ostras e Mar do Norte sejam influenciadas por padrão rotacional/oscilação de praia, em que, teoricamente, os perfis posicionados mais ao norte seriam beneficiados pelas ondas de mau tempo, com tendências de acumulação, a resposta obtida durante o evento de tempestade foi erosiva. Isso indica que, tempestades excepcionais, como a provocada pelo ciclone tropical em abril de 2010, tendem a uma maior remoção de sedimentos da porção emersa da praia, principalmente quando a direção média das ondas for oriunda de SE ou próxima dessa direção, o que aumentaria a exposição dessas praias.

Todas os pontos de monitoramento apresentaram total recuperação natural, com tempo de recuperação variando de apenas 1 mês (Perfil sul de Mar do Norte) até 23 meses (Perfil sul de Rio das Ostras). Neste trabalho não foram abordados nos resultados a possível interferência de tempestades subsequentes a de abril de 2010 na recuperação volumétrica dos perfis emersos. Dessa forma, existe a possibilidade de a recuperação ter ocorrido em menor tempo, uma vez que a série de perfis topográficos posteriores ao evento apresentam períodos de maior intermitência.

## 7. Agradecimentos

Este trabalho não poderia ser realizado sem uma quase força tarefa de esforços para a aquisição de dados de campo de uma série temporal de perfis desde o ano de 2007. Neste particular, em ordem aleatória os autores agradecem a Thiago Pereira, Thais Rocha, Eduardo Bulhões, Maria Luiza Pimenta, Sergio Vasconcelos, Rodrigo Abuchacra, Victor Maluf, Caroline Martins, Bianca Lima, entre outros estudantes de graduação e pós-graduação. O autor principal reconhece os esforços da CAPES na concessão de bolsa de doutorado e Pós-doutorado. Este trabalho não poderia também ser realizado sem que as agências de fomento como FAPERJ, CAPES e CNPq não fornecessem recursos de diárias de campo, e principalmente recursos para a aquisição de materiais necessários para a aquisição de dados de campo e processamento de dados em gabinete.

## 8. Referências Bibliográficas

AAGAARD, T.; GREENWOOD, B.; HUGHES, M. Sediment transport on dissipative, intermediate and reflective beaches. *Earth-Science Review*, v.124, p. 32-50, 2013. DOI: 10.1016/j.earscirev.2013.05.002

- AAGAARD, T.; MASSELINK, G. (1999). The Surfzone. In: SHORT, A. D. (Ed) **Handbook of Beach and Shoreface Morphodynamics**. Chichester, Wiley, p. 72-118.
- ALBINO, J. **Morfodinâmica e processos de sedimentação das praias da Barra e São José do Barreto, Macaé - RJ**. Dissertação de Mestrado. Programa de Pós-Graduação em Geografia. Instituto de Geociências-UFRJ, Rio de Janeiro. 1993. 81 p.
- APOLUCENO, D. M.; HOWA, H.; DUPUIS, H.; OGGIAN, G. Morphodynamics of ridge and runnel systems during summer. **Journal of Coastal Research**, SI 36 Proceedings of the 7th International Coastal Symposium), p. 222-230, 2002.
- BATTJES, J. A. Surf similarity. **Proceedings of 14th Conference on Coastal Engineering, Copenhagen, Denmark**, v. 1, p. 466-480, 1974. <https://doi.org/10.9753/icce.v14.26>
- BASCOM, W. H. Characteristics of natural beaches. **Proceedings to 4th International Conference on Coastal Engineering**. Chicago, Illinois. v. 1, n. 4, p. 163-180. 1953. <https://doi.org/10.9753/icce.v4.10>
- BIRKEMEIER, W. A. **A user's guide to ISRP: The interactive survey reduction program**. In: Instruction Report CERC-84-1, U.S. Army Engineer Waterways Experiment Station, Coastal Engineering Research Center, Vicksburg, 1984.
- BULHÕES, E. M. R. **Exposição de praias, clima de ondas e processos físicos em praias de enseada. Estudo de caso em Armação dos Búzios, Rio de Janeiro – RJ**. Tese de Doutorado. Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geofísica Marinha, Universidade Federal Fluminense, 2011.
- BULHÕES, E. M. R.; FERNANDEZ, G. F.; OLIVEIRA FILHO, S. R.; PEREIRA, T. G.; ROCHA, T. B. Impactos costeiros induzidos por ondas de tempestade entre o Cabo Frio e o Cabo Búzios, Rio de Janeiro, Brasil. **Quaternary and Environmental Geosciences**, v. 5(2), p. 155-165, 2014. <http://dx.doi.org/10.5380/abequa.v5i2.36460>
- BULHÕES, E. M. R.; FERNANDEZ, G. B.; ROCHA, T. B. Morphodynamics of Embayed Beaches. Case Study in Cape Buzios, Rio de Janeiro, Brazil. **Journal of Coastal Research**. 165, 1739–1744. 2013. <https://doi.org/10.2112/si65-294.1>
- DAIL, H. J.; MERRIFIELD, M. A.; BEVIS, M. Steep beach morphology changes due to energetic wave forcing. **Marine Geology**, v. 162, p. 443-458, 2000. [https://doi.org/10.1016/S0025-3227\(99\)00072-9](https://doi.org/10.1016/S0025-3227(99)00072-9)
- DALY, C. J.; BRYAN, K. R.; WINTER, C. Wave energy distribution and morphological development in and around the shadow zone of an embayed beach. **Coastal Engineering**, v. 93, p. 40–54, 2014. <http://dx.doi.org/10.1016/j.coastaleng.2014.08.003>
- FERNANDEZ, G. B.; BULHÕES, E. M. R.; ROCHA, T. B. Impacts of Severe Storm Occurred in April 2010 along Rio de Janeiro. **Journal of Coastal Research**. SI 64 (Proceedings of the 11th International Coastal Symposium), p. 1850–1854, 2011.
- FERNANDEZ, G. B.; MUEHE, D. A influência de sedimentos fluviais na morfologia da praia e antepraia no embaixamento Rio das Ostras - cabo Búzios, RJ. **Revista Geosul (UFSC)**, v. 1, p. 1-6, 1998.
- FERNANDEZ, G. B.; MALUF, V.; BULHÕES, E. M. R.; ROCHA, T. B.; PEREIRA, T. G.; OLIVEIRA FILHO, S. R. (2015). Impactos morfológicos e resiliência das praias do litoral do Rio de Janeiro: referência especial à morfodinâmica praial. In: PAULA, D. P.; DIAS, J. A. (Orgs.). **Ressacas do mar/temporais e gestão costeira**. Fortaleza, Premius, 2015, p. 277-329.
- FERNANDEZ, G. B.; ROCHA, T. B. Barreiras Costeiras Holocênicas: Geomorfologia E Arquitetura Depositional No Litoral Do Rio De Janeiro. **Revista Brasileira de Geomorfologia**. 16, 2015. <https://doi.org/10.20502/rbg.v16i2.619>
- FIGLUS, J.; KOBAYASHI, N.; GRALHER, C. Ridge-runnel migration. **Proceedings of the Coastal Engineering Conference**. December, 2012. <https://doi.org/10.9753/icce.v33.sediment.46>
- GUIMARÃES, M. S.; NETO, J. A. B.; FERNANDEZ, G. B. Comportamento Morfodinâmico das Praias e Zona Submarina Adjacente do Litoral Sul de Macaé, RJ. **VII Simpósio Nacional de Geomorfologia/III Encontro Latino-Americano de Geomorfologia**. Belo Horizonte, MG, 2008.
- GUZA, R. T.; INMAN, D. L. Edge waves and beach cusps. **Journal of Geophysical Research**. 80, 2997–3012, 1975. <https://doi.org/10.1029/JC080i021p02997>
- HARLEY, M. D.; TURNER, I. L.; KINSELA, M. A.; MIDDLETON, J. H.; MUMFORD, P. J.; SPLINTER, K. D.; PHILLIPS, M. S.; SIMMONS, J. A.; HANSLOW, D. J.; SHORT, A. D. Extreme coastal erosion enhanced by anomalous extratropical storm wave direction. **Scientific Reports**. v. 7, p. 1-9. 2017. <https://doi.org/10.1038/s41598-017-05792-1>
- HARLEY, M. D.; TURNER, I. L.; SHORT, A. D. New insights into embayed beach rotation: The importance of wave exposure and cross-shore processes. **Journal of Geophysical Research: Earth Surface**. v. 120, p. 1470–1484, 2015. <https://doi.org/10.1002/2014JF003390>
- HOLMAN, R. A. Extreme value statistics for wave run-up on a

- natural beach. **Coastal Engineering**, 9, 527–544, 1986. [https://doi.org/10.1016/0378-3839\(86\)90002-5](https://doi.org/10.1016/0378-3839(86)90002-5)
- KLUMB-OLIVEIRA, L. A.; PEREIRA, N. E. S.; LEÃO, R. R. Morfodinâmica Multitemporal em Praia Refletiva no Litoral Centro-Norte do RJ, em Resposta ao Clima de Ondas Regional. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 16, n.1, 2015.
- KOMAR, P. D. **Beach processes and sedimentation**. New Jersey, Prentice Hall, 1998, 544 p.
- LINS-DE-BARROS, F. M.; MUEHE, D.; ROSO, R. H. Erosão e danos na orla costeira do município de Maricá, RJ. **IX Congresso da Associação Brasileira de Estudos do Quaternário**. 2003.
- LINS-DE-BARROS, F. M. Risco, Vulnerabilidade Física À Erosão Costeira E Impactos Sócio-Econômicos Na Orla Urbanizada Do Município De Maricá, Rio De Janeiro. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, 6, 2005. <https://doi.org/10.20502/rbg.v6i2.54>
- LINS-DE-BARROS, F. L.; KLUMB-OLIVEIRA, L.; LIMA, R. F. Avaliação histórica da ocorrência de ressacas marinhas e danos associados entre os anos de 1979 e 2013 no litoral do estado do Rio de Janeiro (Brasil). **Journal of Integrated Coastal Zone Management / Revista de Gestão Costeira Integrada**, 18(2):85-102. 2018. <https://doi.org/10.5894/rgci-n146>
- MACHADO, K. M. **Dinâmica Sedimentar da planície do Paraíba do Sul – RJ**. Dissertação de Mestrado. Pós-Graduação em Geologia e Geofísica Marinha, Universidade Federal Fluminense, Niterói, Rio de Janeiro, 2009.
- MORTON, R. A.; PAINE, J. G.; GIHEAUT, R. C. Stages and durations of post-storm beach recovery, southeastern Texas coast, U.S.A. **Journal of Coastal Research**, v. 10, n. 4, p. 884-908, 1994.
- MORTON, R.A.; SALLENGER, A.H. Morphological impacts of extreme storms on sandy beaches and barriers. **Journal of Coastal Research**, 19, 560–573, 2003.
- MUEHE, D. (2009). Geomorfologia costeira. In: GUERRA, A. J. T.; CUNHA, S. B. (org). **Geomorfologia: uma atualização de bases e conceitos – 9º Ed.** Rio de Janeiro: Bertrand Brasil.
- MUEHE, D.; DÖBEREINER, C. Dinâmica do fundo marinho ao longo do pier de Ipanema, Rio de Janeiro. **Anais Academia Brasileira Ciências**, 49(2):281-286, 1977.
- MUEHE, D.; FERNANDEZ, G. F.; SAVI, D. C. Resposta morfodinâmica de um sistema praia-antepraia a oeste do cabo frio exposto às tempestades de maio de 2001. **VIII Congresso da ABEQUA**. Mariluz, Imbé, RS. p. 63-64, 2001.
- MUEHE, D.; ROSO, R. H.; SAVI, D. C. Avaliação de Método Expediente de Determinação do Nível do Mar como Datum Vertical para Amarração de Perfis de Praia. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, Ano 4, n.1, 53-57, 2003.
- MUEHE, D.; LINS-DE-BARROS, F.; OLIVEIRA, J. F.; KLUMB-OLIVEIRA, L. Pulsos Erosivos e Resposta Morfodinâmica Associada a Eventos Extremos na Costa Leste do Estado do Rio de Janeiro. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 16, pp. 369-386. 2015. <https://doi.org/10.20502/rbg.v16i3.728>
- NIEDORODA, A. W. Shelf Process. In: Schwartz M.L. (eds) **Encyclopedia of Coastal Science. Encyclopedia of Earth Science Series**. Springer, Dordrecht. 2005.
- OLIVEIRA FILHO, S. R. **Impactos Morfológicos em Praias Oceânicas Associados a Ondas de Tempestade: Exemplo do litoral centro-norte do Estado do Rio de Janeiro**. Tese de Doutorado. Programa de Pós-Graduação em Geografia, Universidade Federal Fluminense, 2016, 147 p.
- ROBERTS, T. M.; WANG, P.; PULEO, J. A. Storm-driven cyclic beach morphodynamics of a mixed sand and gravel beach along the Mid-Atlantic coast, USA. **Marine Geology**, v. 346, p. 403-421, 2013. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2013.08.001>
- SALLENGER, A. H. Storm impact scale for barrier islands. **Journal of Coastal Research**, v. 16, n. 3, p. 890-895, 2000.
- SANTOS, R. A. **Morfodinâmica costeira das praias de Costa Azul e Mar do Norte – Rio Das Ostras – Litoral Do Estado Do Rio De Janeiro**. Dissertação de Mestrado, Pós-Graduação em Geologia e Geofísica Marinha, Universidade Federal Fluminense, 2010.
- SANTOS, R. A.; ROCHA, T. B.; GONÇALVES, T. P.; FERNANDEZ, G. B. Considerações sobre a Morfodinâmica de Praia e Sedimentação Submarina no Município de Rio das Ostras (RJ). **VII Simpósio Nacional de Geomorfologia/ III Encontro Latino-Americano de Geomorfologia**. Belo Horizonte, MG, 2008.
- SHEPARD, F. P. 1950. **Beach cycles in Southern California**. Beach Erosion board. Technical Memorandum, n. 20, 1950, 26p.
- SHORT, A. D. Three Dimensional Beach-Stage Model. **Journal of Geology**, 87, 553–571, 1979. <https://doi.org/10.1086/628445>
- SHORT, A. D. **Handbook of beach and shoreface morphodynamics**. Chichester, Wiley, 1999, 379 p.
- SHORT, A. D.; BRACS, M. A.; TURNER, I. L. Beach oscillation and rotation: local and regional response at three beaches in southeast Australia. **Journal of Coastal Research**, 70, 712–717, 2014. <https://doi.org/10.2112/SI-120.1>

- SOPKIN, K. L.; STOCKDON, H. F.; DORAN, B. K. S.; PLANT, N. G.; MORGAN, K. L. M.; GUY, K. K.; SMITH, K. E. L. **Hurricane Sandy: observations and analysis of coastal change**. U.S. Geological Survey. Open-File Report 2014-1088. 2014. 54p. <https://doi.org/10.3133/ofr20141088>
- SOUZA, C. R. G.; SOUZA FILHO, P. W. M.; ESTEVES, S. L.; VITAL, H.; DILLENBURG, S. R.; PATCHINEELAM, S. M.; ADDAD, J. E. Praias Arenosas e Erosão Costeira. In: SOUZA, C. R. G.; SUGUIO, K.; SANTOS, A. M.; OLIVEIRA, P. E. (eds.), **Quaternário do Brasil**, p.130-152, Holos Editora, Ribeirão Preto, SP, Brasil, 2005.
- STOCKDON, H. F.; HOLMAN, R. A.; HOWD, P. A.; SALLENGER, A. H. Empirical parameterization of setup, swash, and runup. **Coastal Engineering**, v. 53, n. 7, p. 573-588, 2006. <https://doi.org/10.1016/j.coastaleng.2005.12.005>
- SUGAHARA, S. Variação Anual da Frequência de Ciclones no Atlântico Sul. **XI Congresso Brasileiro de Meteorologia**, II Encontro Brasileiro de Interação Oceano-Atmosfera, Rio de Janeiro, 1: 2607-2611, 2000.
- TOLMAN, H. L. Distributed-memory concepts in the wave model WAVEWATCH III. **Parallel Comput.** 28, 35-52, 2002. [https://doi.org/10.1016/S0167-8191\(01\)00130-2](https://doi.org/10.1016/S0167-8191(01)00130-2)
- TOLMAN, H. L. **User Manual and System Documentation of WAVEWATCH III® version 4.18**, Tech. Note 316, NOAA/NWS/NCEP/MMAB, 282 pp. + Appendices. 2014.
- TURKI, I.; MEDINA, R.; GONZALEZ, M.; COCO, G. Natural variability of shoreline position: Observations at three pocket beaches. **Marine Geology**. 338, 76-89, 2013. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2012.10.007>
- VAN DER MEULEN, T.; GOURLAY, M. R. Beach and Dune Erosion Tests. **Proceedings of 11th International Conference on Coastal Engineering**, London, United Kingdom, 1968. <https://doi.org/10.1061/9780872620131.044>
- WANG, P.; BRIGGS, T. M. R. Storm-Induced morphology changes along barrier islands and poststorm recovery. In: ELLIS, J. T.; SHERMAN, D. J. (Eds). **Coastal and marine hazards, risks, and disasters**. Elsevier, p. 271-306, 2015.
- WAVEWATCH III® Development Group. **User manual and system documentation of WAVEWATCH III R version 6.07**. Tech. Note 333, NOAA/NWS/NCEP/MMAB, College Park, MD, USA, 465 pp. + Appendices. 2019.
- WRIGHT, L. D.; SHORT, A. D. Morphodynamic variability of surf zones and beaches: A synthesis. **Marine Geology**. 56, 93-118, 1984. [https://doi.org/10.1016/0025-3227\(84\)90008-2](https://doi.org/10.1016/0025-3227(84)90008-2)