



**UNIVERSIDADE FEDERAL DO CEARÁ**  
**INSTITUTO DE CIÊNCIAS DO MAR – LABOMAR**  
**PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM CIÊNCIAS MARINHAS TROPICAIS**

**RENAN SILVA DE LIMA**

**VULNERABILIDADE DA LINHA DE COSTA A EVENTOS DE ALTA ENERGIA NA  
PRAIA DA CAPONGA – CASCAVEL, CEARÁ**

**FORTALEZA – CEARÁ**

**2012**

RENAN SILVA DE LIMA

VULNERABILIDADE DA LINHA DE COSTA A EVENTOS DE ALTA ENERGIA NA  
PRAIA DA CAPONGA – CASCAVEL, CEARÁ

Dissertação de Mestrado apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Ciências Marinhas Tropicais, do Instituto de Ciências do Mar da Universidade Federal do Ceará, como requisito parcial para obtenção do Título de Mestre. Área de concentração: Utilização e Manejo de Ecossistemas Marinhos e Estuarinos.

Orientadora: Prof<sup>a</sup>. Dr<sup>a</sup>. Lidriana de Souza Pinheiro

Co-orientador: Prof. Dr. Jáder Onofre de Moraes

FORTALEZA – CEARÁ

2012

Dados Internacionais de Catalogação na Publicação  
Universidade Federal do Ceará  
Biblioteca Rui Simões de Menezes

---

L71v

Lima, Renan Silva de.

Vulnerabilidade da linha de costa a eventos de alta energia na Praia da Caponga - Cascavel, Ceará / Renan Silva de Lima. – 2012.

94 f.: il. color., enc. ; 30 cm.

Dissertação (mestrado) – Universidade Federal do Ceará, Instituto de Ciências do Mar, Programa de Pós-Graduação em Ciências Marinhas Tropicais, Fortaleza, 2012.

Área de Concentração: Utilização e Manejo de Ecossistemas Marinhos e Estuarinos.

Orientação: Prof<sup>º</sup>. Dr<sup>º</sup>. Lidriana de Souza Pinheiro.

Co-Orientação: Prof<sup>º</sup>. Dr<sup>º</sup>. Jáder Onofre de Moraes.

1. Erosão costeira. 2. Dunas. I. Título.

---

CDD 551.352

RENAN SILVA DE LIMA

VULNERABILIDADE DA LINHA DE COSTA A EVENTOS DE ALTA ENERGIA NA  
PRAIA DA CAPONGA – CASCAVEL, CEARÁ

Dissertação de Mestrado apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Ciências Marinhas Tropicais, do Instituto de Ciências do Mar da Universidade Federal do Ceará, como requisito parcial para obtenção do Título de Mestre. Área de concentração: Utilização e Manejo de Ecossistemas Marinhos e Estuarinos.

Aprovada em: 31 de julho de 2012.

BANCA EXAMINADORA

---

Prof<sup>a</sup>. Dr<sup>a</sup>. Lidriana de Souza Pinheiro (Orientadora)  
Universidade Federal do Ceará (UFC)

---

Prof<sup>a</sup>. Dr<sup>a</sup>. Maria Ozilea Bezerra Menezes  
Universidade Federal do Ceará (UFC)

---

Dr. Davis Pereira de Paula  
Universidade Estadual do Ceará (UECE)

## AGRADECIMENTOS

A Deus por tudo de maravilhoso que me concedeu.

À minha família, em especial a minha mãe, pela dedicação, amor, e sem ela não teria chegado até aqui.

À minha orientadora, Professora Lidriana de Souza Pinheiro pela a confiança, incentivo e apoio no desenvolvimento desta pesquisa no mestrado, como também desde meu ingresso na iniciação científica.

Ao meu co-orientador Professor Jáder Onofre de Moraes, pelo o apoio e suporte para viabilizar a realização desta pesquisa.

Ao Pesquisador Dr. Davis Pereira de Paula, pelo o apoio na execução e desenvolvimento dessa temática e suas importantes contribuições nesta pesquisa.

À Professora Maria Ozilea Bezerra Menezes, pela a atenção e contribuições para o aperfeiçoamento deste trabalho.

Ao Laboratório de Geologia e Geomorfologia Costeira e Oceânica – LGCO da Universidade Estadual do Ceará - UECE, pelo suporte necessário para realização desta pesquisa, nos intensos trabalhos de campo, onde os companheiros de laboratório contribuíram bastante, e nos trabalhos de laboratório, sou extremamente grato.

A toda a equipe e amigos do LGCO, Gustavo, Mariana Navarro, Mariana Aquino, Raquel, Judária, Marisa, João, Glacianne, Davis, Carlos (Pumba), Sílvio, Renan, Maciel, Eduardo, Maílton, Brígida, Patrícia, Sílvia, Guilherme, Bárbara, Luciano, Valberglei, Carol, Jorge, Neide, PH, Tatiana, Aluízio.

Ao Laboratório de Oceanografia Geológica - LOG – Labomar/UFC, e aos colegas de laboratório que me auxiliaram durante esta pesquisa, Cida, Giullian, Augusto, Kleber, Cibele, Iliana.

Aos amigos da minha turma de mestrado (2010), Elana, Mariana, Glaci, André, Ana Flávia, Kátia, Thiago, Márcia, Liana, Jackson, Gisele, Mayra, pelo companheirismo e bons momentos vividos.

Aos professores do Programa de Pós-graduação em Ciências Marinhas Tropicais, do Instituto de Ciências do Mar – Labomar, e também aos funcionários da instituição.

Aos meus amigos de todas as horas, Alberto, Gustavo, Victor, Rogério, Andrea, Juliana, Cinthia, Carlos André, Filipe, Álvaro e Renata (minha irmã).

À minha tia Márcia Lopes, pelo apoio em disponibilizar sua casa para nossa equipe durante os dias de trabalhos de campo.

Ao CPTEC/INPE pela disponibilização dos dados hidrodinâmicos.

À FUNCAP (Fundação Cearense de Apoio ao Desenvolvimento Científico e Tecnológico) pela concessão de bolsa de mestrado durante o período da pesquisa.

Ao Projeto *Vulnerabilidade de zonas costeiras naturais e urbanas a eventos de tempestades*, financiado pelo CNPq, pelos recursos necessários para o desenvolvimento desta pesquisa.

"A menos que modifiquemos a nossa maneira de pensar, não seremos capazes de resolver os problemas causados pela forma como nos acostumamos a ver o mundo." (Albert Einstein)

## RESUMO

O trabalho consistiu em identificar os setores de risco em função da vulnerabilidade ao impacto de eventos de alta energia e consequentes galgamentos (*overwash*) no sistema praia-duna. A área de estudo corresponde a um trecho da Praia da Caponga, litoral do município de Cascavel-Ceará, compreendido a oeste do riacho Caponga Roseira, distante 64 km da cidade de Fortaleza. O método consistiu no estabelecimento de uma grade amostral com a realização de 11 perfis topográficos transversais a linha de costa com equidistância de 10 m, compreendendo o campo de dunas frontais e a face de praia para avaliar as variações morfológicas e caracterização sedimentar. As medições topográficas e a coleta de sedimentos foram efetuadas antes, durante e depois do evento de ressaca do mar, em fevereiro de 2011, e também foram realizadas campanhas em períodos cíclicos no segundo semestre, nos meses de agosto e setembro/2011. Foram coletados diariamente, dados de modelo de previsão, quanto à direção e altura significativa das ondas ( $H_s$ ), período de pico ( $T_p$ ) e marés, a fim de se modelar e calcular o *wave runup* ( $R_2$ ) e o máximo de elevação do *runup* ( $R_{HIGH}$ ). Também foram adquiridos dados de ventos e precipitação. Os dados obtidos de  $R_{HIGH}$  sobre o setor de dunas frontais geraram representações da vulnerabilidade da área. Considerando a escala de impactos adotada foi possível observar que a área se mostrou mais vulnerável aos regimes de galgamento e colisão durante os experimentos do primeiro semestre, onde foram responsáveis pela erosão das dunas frontais, apresentando um recuo progressivo e também variações significativas na morfologia praial, evidenciando a elevada capacidade de transporte sedimentar em curta escala de tempo induzida pela ação de eventos de alta energia. Constata-se que o fator relevante na intensidade e geração de impactos são as ondas, com direções predominantes do quadrante N-NE, ondas do tipo *swell*. O método utilizado considera as principais forças causadoras dos galgamentos e é capaz de mostrar áreas em risco, vindo a agregar mais embasamento aos estudos relacionados às ressacas do mar, e assim contribuindo para o manejo costeiro.

**Palavras-chave:** Ressaca do mar. Galgamento oceânico. Dunas frontais. Erosão.

## ABSTRACT

The purpose of this study was to identify sectors of risk to the impact of high-energy events vulnerability and consequent overwash at the beach-dune system. The study area corresponds to a stretch of beach Caponga coastline of Cascavel, Ceara, running west of the creek Caponga Roseira River, distant 64 km from Fortaleza. The method consisted in the establishment of a sampling grid with the achievement 11 topographic profiles cross the coastline with equidistance of 10 m, comprising the dune base and the front face of the beach to assess the morphological variations and sediment characterization. The topographic measurements and the collection of sediment were collected before, during and after the event with a high wave event from the sea, in February 2011 and also held campaigns in cyclical periods in the second half, in the months of August and September/2011. Day by day were collected data at the prediction model, as the direction and significant wave height ( $H_s$ ), peak period ( $T_p$ ) and tides, in order to calculate the wave shape and run up ( $R_2$ ) and the maximum rise of the run up ( $R_{HIGH}$ ). Were also acquired data on winds and precipitation. The data obtained on the  $R_{HIGH}$  sector foredunes generated representations of the vulnerability of the area. Considering the scale of impacts adopted was possible to observe that the area was more vulnerable to overwash and collision regimes during the first half of the experiments, which were responsible for the erosion of foredunes, with a gradual decline and also significant variations in morphology of the beach face, showing the high capacity of sediment transport on short range time scale induced by the action of high-energy events. It appears that the relevant factor in the intensity and impacts are generating waves with predominant directions of the N-NE quadrant, waves swell type. The method considers the major forces causing the overwash and is able to depict areas at risk, steadily adding more foundation for studies related to storms from the sea, and thus contributing to coastal management.

**Keywords:** Storm surge. Overwash. Foredunes. Erosion.

## LISTA DE ILUSTRAÇÕES

Figura 1 – Mapa de localização da área de estudo.....	18
Figura 2 – Morfologia das dunas frontais: estágio bem vegetado e estável (1) a altamente erosivo (5).....	23
Figura 3 – a) Escala de impactos de tempestade de Sallenger (2000); b) Delineamento dos quatro diferentes regimes que categorizam o impacto de tempestade em zonas costeira.....	31
Figura 4 – Escala de regimes de impactos em praias arenosas. ....	31
Figura 5 – Síntese da movimentação da ZCIT e da DZ e padrões de vento associados. Modificado de Martin <i>et al.</i> (1998). ....	34
Figura 6 – Distribuição da precipitação anual durante o período de 1981-2011 em Cascavel-CE. ....	35
Figura 7 – Dunas frontais e faixa de praia escolhidos para os experimentos de alta frequência na Praia da Caponga, Cascavel-CE. ....	40
Figura 8 – Área do experimento – 11 pontos de monitoramento (grade amostral). ..	41
Figura 9 – Registro fotográfico monitoramento topográfico com DGPS.....	42
Figura 10 – Registro fotográfico monitoramento topográfico com Estação Total. ....	42
Figura 11 – Esquema da análise granulométrica dos sedimentos coletados em campo. ....	44
Figura 12 – Modelo Digital do Terreno - MDT .....	47
Figura 13 – Histograma da altura significativa das ondas (Hs) registrado para o período de 2010. ....	48
Figura 14 – Histograma do período de pico (Tp) registrado para o ano de 2010. ....	49
Figura 15 – Média do período de pico (Tp) e altura significativa de onda (Hs) para o ano de 2010. ....	50
Figura 16 – Histograma da altura significativa das ondas (Hs) registrado para o período de 2011. ....	50
Figura 17 – Histograma do período de pico (Tp) registrado para o ano de 2011 .....	51
Figura 18 – Média do período de pico (Tp) e altura significativa de onda (Hs) para o ano de 2011. ....	52
Figura 19 – Média da altura e direção de ondas: a) Primeiro semestre de 2010; b) Segundo semestre de 2010; c) Primeiro semestre 2011; d) Segundo semestre 2011.....	53

Figura 20 – Dados de ondas para o mês de fevereiro de 2011: A) Histograma da altura significativa das ondas (Hs); B) Média da altura e direção de ondas; C) Gráfico da média do período de pico (Tp) e altura significativa de onda (Hs).....	54
Figura 21 – Dados de ondas para o mês de agosto de 2011: A) Histograma da altura significativa da ondas (Hs); B) Média da altura e direção de ondas; C) Gráfico da média do período de pico (Tp) e altura significativa de onda (Hs). .....	55
Figura 22 – Dados de ondas para o mês de setembro de 2011: A) Histograma da altura significativa das ondas (Hs); B) Média da altura e direção de ondas; C) Gráfico da média do período de pico (Tp) e altura significativa de onda (Hs).....	56
Figura 23 – Distribuição dos tipos ondas ao longo dos dias de monitoramento em campo. ....	57
Figura 24 – Média da velocidade e direção dos ventos para o litoral de Cascavel-CE: a) Primeiro semestre de 2010; b) Segundo semestre de 2010; c) Primeiro semestre 2011; d) Segundo semestre 2011. ....	58
Figura 25 – Média da velocidade e direção dos ventos para o litoral de Cascavel-Ceará. ....	59
Figura 26 – Média da velocidade e direção dos ventos para o litoral de Cascavel-CE, nos meses de fevereiro e agosto de 2011. ....	60
Figura 27 – Média da velocidade e direção dos ventos para o litoral de Cascavel-CE, setembro de 2011. ....	61
Figura 28 – Distribuição da precipitação anual durante os anos de 2010-2011 em Cascavel-CE. ....	63
Figura 29 – Precipitação mensal (2011) para o município de Cascavel-CE. ....	64
Figura 30 – Localização do setor do experimento de recuo da duna frontal. ....	66
Figura 31 – Representação da vulnerabilidade aos regimes de impacto no setor de dunas frontais da Praia da Caponga no dia 18/02/2011. ....	68
Figura 32 – Registro fotográfico do regime de galgamento no setor de monitoramento da Praia da Caponga.....	68
Figura 33 – Representação da vulnerabilidade aos regimes de impacto no setor de dunas frontais da Praia da Caponga no dia 19/02/2011. ....	69

Figura 34 – Registro fotográfico do regime de colisão no setor de monitoramento da Praia da Caponga. ....	69
Figura 35 – Representação da vulnerabilidade aos regimes de impacto no setor de dunas frontais da Praia da Caponga no dia 20/02/2011. ....	70
Figura 36 – Representação da vulnerabilidade aos regimes de impacto no setor de dunas frontais da Praia da Caponga no dia 21/02/2011. ....	71
Figura 37 – Representação da vulnerabilidade aos regimes de impacto no setor de dunas frontais da Praia da Caponga no dia 03/08/2011. ....	71
Figura 38 – Registro fotográfico do regime de espraiamento no setor de monitoramento da Praia da Caponga no dia 03/08/2011. ....	72
Figura 39 – Representação da vulnerabilidade aos regimes de impacto no setor de dunas frontais da Praia da Caponga no dia 23/09/2011. ....	72
Figura 40 – Representação da vulnerabilidade aos regimes de impacto no setor de dunas frontais da Praia da Caponga no dia 29/09/2011. ....	73
Figura 41 – Registro fotográfico do evento de alta energia (ressaca do mar) nas dunas frontais em fevereiro/2011: a) antes da ressaca; b) ondas de ressaca ; c) <i>overwash</i> (galgamento); d) após a resasca. ....	74
Figura 42 – Taxa de recuo médio diário (m) das dunas frontais no período de 18 a 21/02/2011. ....	75
Figura 43 – Registro fotográfico do escoamento de água para a zona de reverso da duna. ....	76
Figura 44 – Registro fotográfico das dunas frontais da Praia da Caponga no período do segundo semestre de 2011. ....	77
Figura 45 – Localização da grade amostral para análise da variação morfológica na Praia da Caponga. ....	78
Figura 46 – Variação morfológica entre os dias 18 a 21/02/2011: a) Residual 2º - 1º; b) Residual 3º - 2º; c) Residual 4º - 3º; d) Residual 4º - 1º. ....	79
Figura 47 – Variação morfológica dos dias 03/08/2011, 23/09/2011, 29/09/2011: a) Residual 5º - 4º; b) Residual 6º - 5º; c) Residual 7º - 6º; d) Residual 7º - 1º. ....	81
Figura 48 – Volume dos sedimentos da grade amostral durante os experimentos na Praia da Caponga. ....	82

Figura 49 – Correlação entre o volume de sedimentos e o percentual de ondas swell no experimento de alta frequência no período de 18 a 21 de fevereiro de 2011. ....	83
Figura 50 - Distribuição sedimentar no setor da pós-praia ao longo dos experimentos na Praia da Caponga. ....	84
Figura 51 - Distribuição sedimentar no setor do estirâncio ao longo dos experimentos na Praia da Caponga. ....	85
Figura 52 - Distribuição sedimentar no setor da antepraia ao longo dos experimentos na Praia da Caponga. ....	86

## LISTA DE TABELAS

Tabela 1 – Amplitude da maré de sizígia na costa de Fortaleza. ....	62
Tabela 2 – Precipitação diária para o município de Cascavel-CE. ....	64
Tabela 3 – Parâmetros para o cálculo <i>do runup</i> . ....	65
Tabela 4 – <i>Runup</i> ( $R_2$ ) e máxima elevação do <i>runup</i> ( $R_{HIGH}$ ). ....	65
Tabela 5 – Declividade da praia ( $\beta_f$ ) e crista da duna ( $D_{HIGH}$ ). ....	67

## SUMÁRIO

1	INTRODUÇÃO .....	15
1.1	Localização da área de estudo .....	17
1.2	Objetivos .....	19
1.2.1	<i>Geral</i> .....	19
1.2.2	<i>Específicos</i> .....	19
2	REFERÊNCIAL TEÓRICO .....	20
2.1	Ambiente praial.....	20
2.2	Dunas frontais.....	21
2.3	Dinâmica costeira: agentes modeladores do litoral .....	23
2.3.1	<i>Ventos</i> .....	23
2.3.2	<i>Ondas</i> .....	24
2.3.3	<i>Marés</i> .....	26
2.3.4	<i>Correntes</i> .....	27
2.3.5	<i>Linha de costa</i> .....	28
2.4	Eventos de alta energia e galgamentos oceânicos ( <i>overwash</i> ) .....	28
2.5	Vulnerabilidade ambiental do litoral .....	32
3	CARACTERIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO .....	33
3.1	Condições climáticas .....	33
3.2	Forçantes hidrodinâmicas .....	35
3.3	Aspectos socioeconômicos .....	36
4	METODOLOGIA.....	38
4.1	Levantamento bibliográfico e cartográfico .....	38
4.2	Trabalhos de campo.....	39
4.2.1	<i>Monitoramento morfológico</i> .....	39
4.3	Etapa de laboratório .....	43
4.3.1	<i>Análise granulométrica</i> .....	43
4.4	Etapa de gabinete .....	44
4.4.1	<i>Determinação do wave runup</i> .....	45
4.4.2	<i>Elaboração do Modelo Digital do Terreno</i> .....	46
4.4.3	<i>Volume sedimentar</i> .....	47
5	RESULTADOS E DISCUSSÕES .....	48
5.1	Caracterização dos eventos de alta energia .....	48

5.1.1	<i>Ondas</i> .....	48
5.1.2	<i>Ventos</i> .....	57
5.1.3	<i>Marés</i> .....	61
5.1.4	<i>Precipitação</i> .....	63
5.1.5	<i>Wave runup</i> .....	65
5.2	Vulnerabilidade das dunas frontais aos regimes de espraiamento, colisão e <i>overwash</i> .....	66
5.3	Impactos dos eventos de alta energia na morfologia do sistema praia-duna .....	73
5.3.1	<i>Monitoramento das dunas frontais</i> .....	73
5.3.2	<i>Morfologia</i> .....	77
5.3.3	<i>Sedimentologia</i> .....	83
6	CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES .....	87
	REFERÊNCIAS .....	89

## 1 INTRODUÇÃO

O processo de ocupação do litoral é impulsionado por múltiplos fatores de desenvolvimento socioeconômico, destaque para o turismo e suas atividades auxiliares, que tem como resultante direta, uma forte urbanização da zona costeira que ultrapassa a capacidade de resiliência desses ambientes artificializados por estruturas e intervenções urbanas.

Em meio das diversas consequências sobre o ambiente costeiro, a elevação dos oceanos tem sido tratada como principal ameaça às populações que vivem na zona costeira, resultando no aumento à exposição da costa à erosão e intensificação dos eventos de inundação, impactando ciclos de vida e biomas associados aos ambientes estuarinos e oceânicos, bem como atividades e infraestruturas litorâneas, provocando danos à saúde pública e a economia nestas regiões (MUSSI, 2011; ASHTON *et al.*, 2008).

O desenvolvimento urbano não planejado na faixa litorânea aumenta a vulnerabilidade da costa à ação energética do mar (*e.g.*: ressacas do mar), facilitando o processo de galgamento oceânico (*overwash*), que é um importante mecanismo de sedimentação/erosão de praias e dunas (LEATHERMAN, 1979).

Inicialmente definido como continuação do *swash* das ondas sobre as cristas de praia, o *overwash* é um evento natural que causa grande escoamento de água e sedimentos para fora das cristas de praia não retornando ao lugar de origem (mar, oceano, baía ou lago) (SHEPARD, 1973; DONELLY *et al.* 2006; GARCIA *et al.*, 2010).

Estudos sobre a ocorrência de *overwash* datam da década de 70, nos quais os aspectos qualitativos das variáveis morfológicas e oceanográficas que controlam o *overwash* foram bem discutidos por diversos autores (MATIAS *et al.*, 2010; RODRIGUES, 2009; BENAVENTE *et al.*, 2006; STOCKDON *et al.*, 2006; SALLENGER, 2000). No entanto, é necessário um número maior de trabalhos que quantifiquem o impacto desses processos na faixa de praia e na erosão do sistema de dunas frontais, este último indicador do avanço da linha de costa.

Rêbelo *et al.* (2004) enfatiza que as dunas frontais podem fornecer indicações importantes sobre a forma de como o litoral se encontra a evoluir, isto é se está estável, em erosão ou em progradação. Se o enquadramento geológico for

favorável, é também possível reconstituir a evolução do passado recente da linha de costa, e dessa forma caracterizar mais corretamente a evolução costeira.

O litoral brasileiro vem se caracterizando por profunda alteração e antropização da paisagem, acarretando prejuízos ambientais e econômicos (MUEHE, 2009). Outro aspecto a ser considerado seria o aumento da frequência e intensidade das tempestades e seus impactos na infraestrutura costeira. As ressacas do mar ao longo do litoral do Ceará têm consequência direta na erosão das praias e das dunas e, por ventura, ocasionam inundação da zona costeira (PAULA *et al.*, 2011).

De acordo com estudos de Pinheiro (2000), um indicador forte da problemática discutida sobre impactos ambientais costeiros, processos de reabilitação de praia e reordenação territorial pode ser observado na praia da Caponga, município de Cascavel. Nas últimas décadas houve a rápida ocupação da orla marítima, aparecendo em curto espaço de tempo um grande número de construções em áreas acentuadamente dinâmicas como os manguezais, campos de dunas móveis e faixa de praia.

As ocupações desordenadas sobre a região de dunas e, em muitos casos, sobre a área da praia propriamente dita, promoveram um déficit no balanço sedimentar costeiro, uma vez que esses empreendimentos ocupam regiões importantes para a dinâmica destas áreas culminando com processos erosivos em todo o litoral da Caponga (PINHEIRO *et al.*, 2006).

A importância de estudos de alta frequência sobre a vulnerabilidade da praia da Caponga aos eventos de alta energia é justificada em função do seu histórico de ocupação. Dessa forma, a compreensão dos processos atuais e das suas tendências futuras e o conhecimento das taxas de recuo da linha de costa são fundamentais para o estabelecimento de estratégias de mitigação de riscos e para uma correta gestão da faixa costeira e zonas adjacentes, assim como para melhorar os níveis de segurança na utilização dos recursos da zona costeira.

Essas áreas costeiras sejam as naturais ou as artificializadas, estão sujeitas aos eventos de alta energia que causam erosão de praias e dunas, e consequente *overwash*. Entender esses processos é fundamental para previsão de impactos de eventos de alta energia (ressacas do mar) relativa a frentes urbanas e naturais, e o risco causado pelos galgamentos oceânicos. O potencial de exposição de um determinado segmento da costa depende de uma série de variáveis e

características físicas do litoral que se em desequilíbrio comprometem as atividades econômicas, o patrimônio histórico-cultural e social de uma comunidade.

### **1.1 Localização da área de estudo**

A área de estudo está localizada na Praia da Caponga no município de Cascavel, litoral leste do Estado do Ceará, distante 64 km de Fortaleza. A extensão da linha de costa é de aproximadamente 04 km de extensão, situando-se a  $4^{\circ}07'51''$  de latitude sul e  $38^{\circ}14'11''$  de longitude oeste. A área escolhida para os experimentos de alta frequência foi um trecho da praia com a ocorrência de dunas frontais, localizado a 500 m a oeste da desembocadura do Riacho Caponga Roseira (FIGURA 1).

O acesso rodoviário, a partir de Fortaleza, é feito através da CE-040 até o município de Cascavel. De Cascavel à Praia da Caponga, o percurso é feito pela CE-253. Outro trajeto pode ser feito, passando pelo município de Pindoretama.

Figura 1 – Mapa de localização da área de estudo.



Fonte: Autoria própria

## 1.2 Objetivos

### 1.2.1 Geral

Identificar os setores de risco em função da vulnerabilidade ao impacto de eventos de alta energia e consequentes galgamentos oceânicos (*overwash*) no sistema praia-duna, contribuindo dessa forma com informações úteis ao gerenciamento costeiro e gestão ambiental.

### 1.2.2 Específicos

- Analisar o processo de potencial galgamento oceânico em função da morfologia local;
- Determinar o máximo espraio (*runup*) da onda induzido por ondas de ressaca do mar;
- Avaliar a resposta morfológica da praia em função de um evento de alta energia;
- Determinar a vulnerabilidade da costa ao regime de galgamento oceânico.

## 2 REFERÊNCIAL TEÓRICO

### 2.1 Ambiente praial

As praias constituem um dos ambientes mais dinâmicos da zona costeira, nos quais elementos básicos como ventos, água e areia interagem, resultando em processos hidrodinâmicos e deposicionais complexos (BROWN & McLACHLAN, 1990). Essa dinâmica é responsável por processos erosivos e/ou progracionais dos ambientes litorâneos.

As praias arenosas oceânicas são formadas por sedimentos não coesivos e inconsolidados da zona costeira. No Nordeste Brasileiro, especificamente no Ceará são dominadas por ondas (MORAIS *et al.*, 2006). São limitadas internamente pelos níveis máximos da ação do *overwash* em circunstância de alta energia ou pelo início da ocorrência das dunas ou de qualquer outra feição fisiográfica brusca (SHORT, 1999). Externamente são limitadas pela zona de arrebenção até uma profundidade na qual a mobilização do sedimento e a variabilidade topográfica do fundo marinho não são afetadas pela ação das ondas.

Quanto aos processos morfológicos, o ambiente praial pode ser compartimentado em três setores (HOEFEL, 1998):

- **Pós-praia** é a zona acima da linha de maré alta, que só é alcançada pelo mar durante os eventos de alta energia, ou durante marés excepcionalmente altas. Estende-se até o contato com o campo de dunas. Nesta região são observados os depósitos de berma.
- **Face de praia (estirâncio)** corresponde à parte da faixa de praia que fica exposta em maré baixa e submersa em maré alta;
- **Antepraia** é a área permanentemente coberta pelas águas, que vai do nível de maré baixa até além da zona de arrebenção, profundidades na qual a topográfica do fundo marinho não são afetadas pela ação das ondas;

Wright & Short (1984) e Calliari *et al.* (2003) afirmaram que a hidrodinâmica que atua e modela a praia é resultante da interação das ondas incidentes, refletidas ou parcialmente refletidas da face da praia, e dos fluxos gerados pela ação conjugada das ondas e marés. Estes movimentos exercem atrito sobre os sedimentos, dos quais são carregados em suspensão, causando gradientes espaciais e temporais de erosão e/ou sedimentação no seu percurso. À medida que

a hidrodinâmica produz determinadas morfologias, indica que morfologia e hidrodinâmica evoluem conjuntamente.

Quanto à atuação dos processos hidrodinâmicos, a faixa praial pode ser dividida em: *zona de arrebentação*, local onde as ondas começam a ficar instáveis; *zona de surf*, local onde ocorre a quebra de ondas; e *zona de espraiamento*, local onde ocorre a subida e descida da massa d'água na face de praia (READING e COLLINSON, 1996).

O perfil transversal de uma praia varia com ganho ou perda de areia de acordo com a energia das ondas e da fonte de suprimento sedimentar. Ambos por sua vez, estão subordinados as alternâncias entre tempo bom e de tempestades. Nos locais em que o regime de ondas se diferencia significativamente entre o verão e o inverno, a praia desenvolve perfis sazonais típicos de acumulação e de erosão, denominados perfil de verão e perfil de inverno, respectivamente (MUEHE, 2009).

Morais (1996) destaca que a ação antrópica pode vir a desestabilizar a dinâmica do ambiente praial, funcionando como processo de modificação do ambiente, principalmente no que se refere à ocupação desordenada nas áreas com altos níveis de fragilidade repercutindo na entrada, permanência e saída de sedimentos, e conseqüente evolução das praias.

## **2.2 Dunas frontais**

Dunas costeiras se formam em locais em que a velocidade do vento e a disponibilidade de areias de granulometria fina são adequadas para o transporte eólico. Estas condições são mais frequentes encontradas em praias com morfologias do tipo dissipativa e intermediária, de gradiente suave, que ocorre em muitos locais do litoral do Maranhão, Piauí e Ceará, ali favorecidos pelo clima seco e a maior amplitude de maré (MUEHE, 2009).

Dunas frontais (*foredunes*, *dunes bordières*) são cordões paralelos à linha de costa e formadas logo após a pós-praia, quando sedimentos de granulometria fina são transportados pelos ventos e depositados em decorrência de algum tipo de obstáculo, geralmente representados pela vegetação (CALLIARI e FIGUEREDO 2005; HESP, 2002). Estão geralmente associadas às praias dissipativas dominadas por ondas (CARTER *et al.*, 1990).

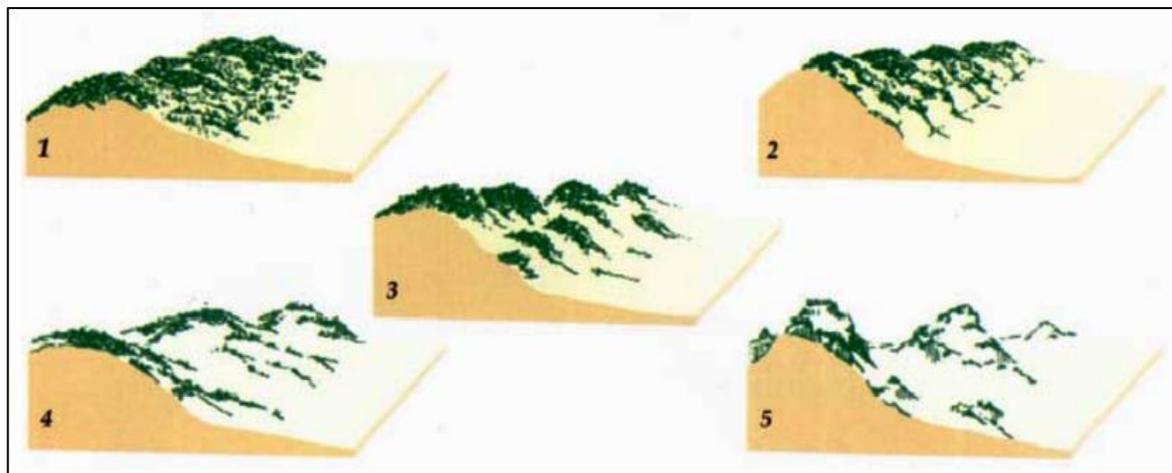
Tais formas são denominadas por uma grande variedade de termos: além da terminologia “dunas frontais”, elas também têm sido chamadas de dunas embrionárias (*embryo dunes*), cristas de retenção (*retention ridges*), cristas de praia (*beach ridges*), cordões de dunas paralelas (*parallel dune ridges*) e dunas transversais (*transverse dunes*) (HESP, 2002).

Short (1999) ao estudar as dunas, no sudeste da Austrália, observou a ocorrência de uma relação positiva entre nível de energia das ondas, na arrebentação, e o desenvolvimento de dunas, resultado do controle que a onda exerce sobre o suprimento de sedimentos e sobre a estabilidade das dunas frontais, as primeiras a se desenvolver na pós-praia.

Kuriyama & Mochizuki (1999, *apud* MARTINS *et al.*, 2004) desenvolveram trabalhos na costa do Japão, cujos resultados enfatizaram a importância das dunas frontais como estruturas de preservação de desastres e proteção à vida humana e propriedades, contra a ação de ondas e marés de tempestades. Os autores consideram a presença da vegetação como um fator chave na formação e estabilização das dunas costeiras.

Segundo Hesp (1988) as dunas seguem um modelo evolutivo de médio a longo termo dividido em cinco estágios, que pode ser aplicado a costas progradantes, estáveis ou em erosão (Figura 2). Os estágios extremos compreendem o estágio 1 caracterizado por dunas com topografia simples, lateralmente contínuas e bem vegetadas (90-100%), e o estágio 5 onde grande parte das dunas frontais foram removidas por ação dos ventos e/ou ondas, permanecendo apenas montículos remanescentes e segmentos dos cordões.

Figura 2 – Morfologia das dunas frontais: estágio bem vegetado e estável (1) a altamente erosivo (5).



Fonte: HESP (2000).

## 2.3 Dinâmica costeira: agentes modeladores do litoral

Para compreender a morfologia, as características, potencialidades e vulnerabilidades do ambiente praiado, é preciso entender os agentes da dinâmica litorânea que atuam diretamente na modelagem das feições da paisagem.

### 2.3.1 Ventos

Os ventos são grandes responsáveis pela dinâmica costeira, tendo um papel importante na sedimentação litorânea e nas formações das ondas, na geração das correntes litorâneas, contribuindo, também, na formação das dunas e migração das mesmas (MAIA, 1998). Estes contribuem ainda para o processo de erosão e deposição localizada através do transporte de grãos, que varia em função da sua velocidade.

O estado do Ceará está submetido à contínua circulação atmosférica sub-equatorial dos ventos alísios, intensificados pelas brisas marinhas ao longo dos seus 573 km de litoral (PINHEIRO, 2003). A alternância de períodos chuvoso e seco, causada pela migração da Zona de Convergência Intertropical - ZCIT, coincide com a sazonalidade nas velocidades de vento na região, esta última atingindo variações máximas de aproximadamente  $\pm 30\%$  em torno do valor médio anual que é de aproximadamente de 6 m/s (BITTENCOURT *et al.*, 1996 *apud* MORAIS *et al.*, 2006).

Para o litoral do Ceará, nos meses de março e abril, ápices do período chuvosos, predominam ventos de SE (120°- 150°) ao longo do dia, passando a SSE-S (150°- 180°) durante a noite. O período entre maio e agosto é de transição, onde o ciclo térmico diurno terra-oceano passa a alternar brisas marinhas e terrestres, resultando em ventos de ENE-E (60°- 90°) durante o dia, e E-SE (90°- 150°). Entre agosto e dezembro a direção predominante varia de E a SE, com predomínio dos ventos alísios de E (PINHEIRO, 2003).

### 2.3.2 Ondas

As ondas predominantes no litoral leste cearense apresentam uma forte componente de E com direções variando entre os quadrantes E, E-NE e E-SE mantendo uma estreita relação com as direções predominantes dos ventos. Morais (1980) na região de Fortaleza verificou um predomínio de ondas do quadrante E-SE e uma ocorrência secundária de ondas de NE. Em estudos mais recentes realizados por Maia (1998) e Silva *et al.* (2011) utilizando os dados da boia do porto do Mucuripe no período de 1991 a 1994 e do Porto do Pecém, verificou uma concentração de 95% para as direções entre 75° e 105°, com extremos registrando valores mínimos de 17° (31/11/91) e máximos de 119° (31/10/91).

Onda é a transmissão de energia na superfície da água, o movimento dentro da onda é orbital e não há transporte nesse momento, o transporte ocorre quando a batimetria do terreno diminui, a onda perde estabilidade e quebra na zona de surfe. Estas funcionam como os maiores agentes erosivos das costas associadas às oscilações das marés, modelam a costa ininterruptamente ao passo que são ferramentas dos fatores condicionantes à erosão marinha (THORNBURY, 1954 *apud* SOUSA, 2007).

Quanto ao tipo de ondas, podem ser classificadas em dois:

- *Sea*: ondas formadas pela ação dos ventos locais. São muito irregulares, com diversos períodos (6 a 9 segundos) e várias direções;
- *Swell*: ondas que continuam a se propagar a partir de outras regiões. São mais uniformes, com grandes comprimentos de onda e pequenas amplitudes. Com períodos a partir de 10 segundos são consideradas ondas do tipo *swell*.

Com relação aos períodos das ondas que predominam na região metropolitana de Fortaleza, Maia (1998) trabalhou com um universo de 141 ondas

no período de um ano (1991-1992), onde 99% dos casos corresponderam às ondas do tipo *sea*, 0,51% do tipo *swell* e 0,15% que não puderam ser identificadas. Isto demonstra que a maioria das ondas registradas na boia do Mucuripe são geradas e influenciadas pelos ventos locais. Nas observações pontuais realizadas por Pinheiro (2003) e Morais *et al.*(2006) na praia da Caponga entre 1999 e 2001, o período das ondas variou de 4,5 a 13 s. Os meses com os maiores períodos foram verificados entre dezembro e fevereiro e em outubro e janeiro. Esses valores são referentes às entradas de ondas do tipo *swell*, com direção predominante do quadrante norte e responsáveis pela erosão do perfil de praia.

As ondas, ao se aproximarem da linha de costa, sofrem deformações, tornam-se instáveis e quebram (CASTELO BRANCO *et al.*, 2005). A forma da arrebentação da onda resulta da interação de fatores como a altura e comprimento da onda e a declividade da praia. Galvin (1968 *apud* HOEFEL, 1998) classificou a quebra de ondas em:

- a) Arrebentação Progressiva ou Deslizante (*Spilling Breaker*) é característica de praias com baixa declividade, a onda desliza sobre o perfil praial e tem a energia dissipada através de uma larga faixa;
- b) Arrebentação Mergulhante (*Plunging Breaker*) é observada em praias com declividade que varia de moderada a alta. As ondas formam um tubo e quebram na costa, tem sua energia dissipada sobre uma pequena parte do perfil de praia;
- c) Arrebentação Ascendente (*Surging Breaker*) ocorre em praias com declividade bastante alta, onde a onda praticamente não quebra, ela ascende sobre a face de praia, interagindo com o refluxo das ondas anteriores;
- d) Arrebentação Frontal (*Collapsing Breaker*) é a quebra intermediária entre a arrebentação mergulhante e ascendente, desta forma torna-se difícil identificar sua ocorrência se dá em praias com declividade abruptas.

As ondas, ao atingirem águas rasas, sofrem todos os fenômenos físicos que governam a propagação de ondas em diversos meios, ou seja: reflexão, refração e difração (SILVA *et al.*, 2004).

Silva *et al.* (*op. cit.*) explica que o fenômeno de reflexão ocorre quando a onda chega em praias com gradientes elevados, ou encontra um obstáculo, a onda

é refletida e entra em interferência com as ondas que se aproximam, gerando um padrão de ondas estacionárias. A refração ocorre quando a onda aproxima-se com um ângulo inclinado em relação à linha de costa, e a propagação com diferente direção. A difração de uma onda ocorre quando esta atinge um obstáculo, como um pontal rochoso, ou um *pier*, estabelecendo uma onda circular que se propaga a partir da extremidade do obstáculo.

No litoral cearense, diversos estudos bastante relevantes descrevem sobre a influência das ondas na faixa de praia realizados por Morais (1980), Maia (1998), Pinheiro (2000), Pinheiro (2003), Morais *et al.* (2006), Sousa *et al.* (2006) e Silva *et al.* (2011).

### **2.3.3 Marés**

As marés são formadas pela ação combinada de forças de atração gravitacional entre a terra, lua e sol, e por forças centrífugas geradas pelos movimentos de rotação em torno do centro de massa do sistema sol-terra-lua que se localiza no interior da terra (SILVA *et al.*, 2004).

As marés são elementos importantes a serem considerados no que tange ao transporte de sedimentos, além disso, sua oscilação interfere na morfologia da costa, pois transferem as zonas de arrebentação, surfe e espraiamento sobre o perfil da praia (HOEFEL, 1998). Segundo Davis (1964) e USACE (1992), as marés se classificam como micro (<2m), meso (2 – 4m) e macro (>4m);

Quando os três astros (Terra, Lua e Sol) estão alinhados, nas luas nova e cheia ocorrem os maiores alcances da maré, neste caso são chamadas de marés de *sizígia*. Nas luas crescente e minguante, as forças ficam divididas, pois os astros formam um ângulo reto, originando as marés de menores alcances, denominadas de *quadratura*.

Segundo Morais (1996) as marés podem ser classificadas de acordo com sua influência, sendo do tipo maré diurna com regularidade de preamar e baixa-mar em um dia (24hs), maré semidiurna que apresenta duas preamares e duas baixamares em um dia, com discrepância pouco significativa na altura e duração dos ciclos; e maré mista que também apresenta duas preamares e baixamares, porém com significativa diferença na altura e duração do ciclo.

### 2.3.4 Correntes

As correntes costeiras são consequências de parte da energia dissipada pelas ondas incidentes na zona de surfe e dos ventos. Logo, as correntes longitudinais (*longshore currents*) e correntes de retorno (*rip currents*) atuam na zona de surfe como ferramentas primordiais no transporte de sedimentos ao longo da costa e como agentes funcionais na modificação da morfodinâmica praial (SOUSA, 2007).

As correntes longitudinais são responsáveis pelo transporte de sedimentos paralelo à linha de praia e ocorre como resultado da incidência oblíqua das ondas na praia (LONGUET-HIGGINS, 1970 *apud* MUEHE, 2002). Esse tipo de corrente é desencadeado pelo processo de refração que as ondas sofrem ao se deslocarem em águas rasas, ou seja, é o resultado do redirecionamento, pela batimetria dos raios das ondas criando um vetor de energia paralelo à costa (MORAIS, 1996).

Esse vetor gera um movimento residual também paralelo à praia e chamado de deriva litorânea ou transporte litorâneo. O transporte litorâneo é formado de dois componentes: o movimento pelo deslocamento de correntes litorâneas, e o movimento em “zig-zag” pela subida e descida das águas na praia.

As águas que sobem praia acima mantém o ângulo oblíquo igual ao de quebra das ondas, mas quando as águas retornam, elas voltam pela ação da gravidade e mantém uma direção paralela ao declive da praia. A deriva litorânea depende, entre outras coisas, do declive da praia, ângulo de quebra da onda, ou seja, o ângulo entre a crista de onda e a linha de praia, altura e período da onda, sendo que o ângulo de quebra e altura da onda são os parâmetros predominantes (READING e COLLINSON, 1996).

As correntes de retorno ocorrem transversal ou obliquamente à linha de costa. São correntes superficiais formadas a partir do movimento de retorno das águas acumuladas na zona costeira que escoam através de depressões topográficas de uma barra ou pelo transporte de massas d'água em regiões longe dessas correntes (AAGAARD & MASSELINK, 1999 *apud* SOUSA, 2007).

### 2.3.5 Linha de costa

As variáveis e processos (ventos, ondas, marés e correntes) anteriormente descritos contribuem significativamente para as transformações em médio e curto prazo da linha de costa. Suguio (1992) define linha de costa como sendo o limite entre o continente e a porção adjacente ao mar onde não há efetiva ação marinha, concretizando-se pela presença de falésias, dunas frontais, no limite entre a vegetação e a praia, ou nos costões rochosos, ou por qualquer outra feição que marque o início da área continental.

Linhas de costa representam áreas extremamente dinâmicas e sensíveis a mudanças naturais e atividades antrópicas (MARTINS *et al.*, 2004). A ocorrência de eventos extremos e de alta energia (*ex.*: tempestades e marés equinociais associadas às ondas swell) é responsável por mudanças bruscas na linha de costa, e tais eventos são considerados importantes e descrevem em curto prazo flutuações da linha de costa (HONEYCUTT *et al.*, 2001). Porém, estes eventos não controlam diretamente os movimentos da linha de costa em longo prazo, tais movimentos são associados em longo prazo aos processos de elevação do nível do mar e mudanças no suprimento de sedimentos (FENSTER *et al.*, 2001).

## 2.4 Eventos de alta energia e galgamentos oceânicos (*overwash*)

De acordo com o último relatório do IPCC (*Intergovernmental Panel on Climate Change*), prevê-se o aumento da intensidade dos temporais marítimos em algumas regiões do globo e, conseqüentemente, o aumento do risco de inundação das zonas costeiras (VARGAS *et al.*, 2008). O aumento significativo do nível do mar costeiro e do nível da água dentro de sistemas expostos e semi-abrigados produzirá conseqüências destrutivas (KRAUS *et al.*, 2002; DONNELLY, 2006; MATIAS, 2006).

Na literatura científica, os principais elementos de alteração morfológica em curto período de feições costeiras submetidas prioritariamente a ação das ondas estão associadas às tempestades excepcionais, furacões, tufões ou ciclones (OLIVEIRA FILHO, 2011; CLAUDINO-SALES *et al.*, 2010; MARTINS *et al.*, 2010). Para efeitos de descrição destes eventos, normalmente é feita uma categorização em função de determinados parâmetros como tempo de ocorrência, a altura máxima das ondas, direção e intensidade do vento, e principalmente os efeitos na linha de

costa (BULHÕES *et al.*, 2010). Estes eventos resultam na sobre-elevação da massa d'água, aumento de energia nos processos de *overwash* e consequente remobilização de um volume considerável de sedimentos, comumente chamadas de ressacas.

As ressacas no estado do Ceará podem ser definidas com a chegada de ondas do tipo *swell* com alturas elevadas no litoral (MAIA, 2006 *apud* FARIAS, 2008). No período entre abril e novembro predominam as ondas do tipo *sea*.

O processo de galgamento oceânico ou *overwash* é um importante mecanismo de sedimentação/erosão em praias arenosas (LEATHERMAN, 1979) e foi inicialmente definido como continuação do *swash* (espraçamento ou o *run up*) das ondas sobre as cristas de praia na maioria dos terrenos de pós-praia (SHEPARD, 1973). Donnelly *et al.*, (2006) define *overwash* como um evento natural que causa grande escoamento de água e sedimentos para fora das cristas de praia não retornando ao lugar de origem (mar, oceano, baía ou lago). De acordo com Leatherman (1979), o *overwash* resulta no transporte considerável de sedimentos e água do mar para zona de reverso da duna.

De acordo com Donnelly *et al.*, (2005) *apud* Vargas *et al.*, (2008), do processo de transformação das ondas que se propagam em direção à costa, resultam uma série de fenômenos contribuintes para o nível alcançado pelo mar (*setup*, espraio e galgamento por espraio e/ou por inundações). Em regime de tempestade ou de alta energia, alturas de onda mais elevadas produzem um *setup* maior, logo, a susceptibilidade à inundação é também maior. Da mesma forma, em geral, o espraio das ondas atinge níveis tanto mais elevados de perfil de praia quanto maior a energia das ondas. O galgamento ocorre quando o nível de espraio da onda ou o nível do mar com sobre-elevação excede o limite máximo da praia (altura da crista da duna primária), classificando-se em galgamento por espraio ou galgamento por inundação, respectivamente.

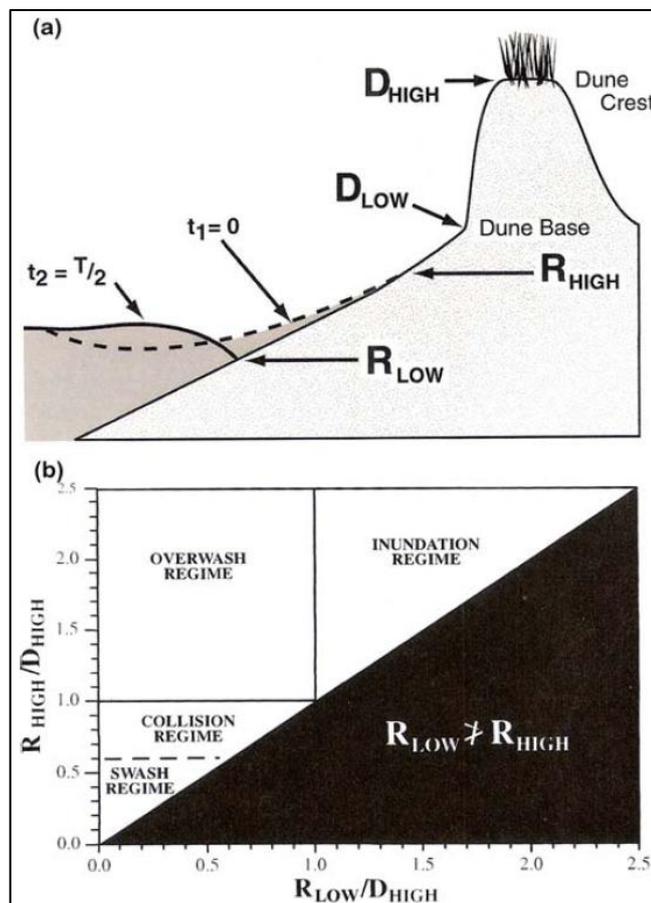
Durante esses períodos, as ondas sobre-elevadas atacam a costa com grande intensidade, originando galgamentos oceânicos que induzem mudanças morfológicas muito bruscas nas praias arenosas, tais como a destruição rápida de dunas e o recuo acentuado das falésias arenosas (processos erosivos) e a formação de leques de galgamento (processos de acumulação). Nas praias de seixos, a sobre-elevação das ondas origina cristas de seixos com grande altura e induz aumento acentuado do declive da face da praia (RODRIGUES, 2009).

Donnelly *et al.*, (2006) mencionou a ocorrência de *overwash* ao longo da costa da Austrália, Canadá, Dinamarca, Irlanda, Portugal, Espanha e USA. Em Portugal este processo natural foi bem descrito por Andrade (1990), Dias (1997 e 1999), Matias (2008) e Garcia (2008) ao estudarem o sistema da Ria Formosa. Além dos estudos realizados por Rodrigues e Ferreira na Península do Ancão (2009) resultando em um mapeamento de precisão das áreas de galgamento desse trecho da costa portuguesa. No Brasil se destaca os dados produzidos por Paula (2012) na costa de Fortaleza e por Martins *et al.*, 2010 em São Paulo.

Sallenger (2000) desenvolveu uma escala de impacto de tempestade com base na interação entre processos de tempestade e as feições geomorfológicas. A escala considera quatro diferentes regimes que demonstram grande variação nas mudanças de magnitude. A escala esta baseada em quatro parâmetros:  $R_{LOW}$ ,  $R_{HIGH}$ ,  $D_{LOW}$  e  $D_{HIGH}$  (Figura 3). O  $R_{HIGH}$  e  $R_{LOW}$  correspondem, respectivamente, as elevações máximas e mínimas do limite de espraio (*swash*) relativo a um datum vertical fixo. O  $R_{LOW}$  representa as elevações abaixo da praia submersa. O  $R_{HIGH}$  e o  $R_{LOW}$  incluem a elevação da maré astronômica, a sobre-elevação de tempestade ou *storm surge* e o alcance máximo das ondas ou *wave run-up*.

A escala de impacto de tempestade tem quatro regimes: regime espraio (*swash regime*), regime de colisão (*collision regime*), regime de galgamento ou (*overwash regime*) e regime de inundação (*inundations regime*) (Figura 3). Sallenger (2000) agrupou os quatro regimes em níveis máximos de impactos (Figura 4).

Figura 3 – a) Escala de impactos de tempestade de Sallenger (2000); b) Delineamento dos quatro diferentes regimes que categorizam o impacto de tempestade em zonas costeiras.



Fonte: SALLENGER (2000).

Figura 4 – Escala de regimes de impactos em praias arenosas.

Nível de impacto	Range of $R_{HIGH}/D_{HIGH}$ e $R_{LOW}/D_{HIGH}$	Regimes e predições nas mudanças de praia
1	$R_{HIGH}/D_{HIGH}=1$ para $D_{LOW}/D_{HIGH}$	Regime de espraiamento ou Swash regime
2	$R_{HIGH}/D_{HIGH}=D_{LOW}/D_{HIGH}$ para 1	Regime de colisão ou Collision regime
3	$R_{HIGH}/D_{HIGH}>1$ e $R_{LOW}/D_{HIGH}<1$	Regime de galgamento ou Overwash regime
4	$R_{HIGH}/D_{HIGH}>1$ e $R_{LOW}/D_{HIGH}>1$	Regime de Inundação ou Inundation regime

Fonte: SALLENGER (2000).

Stockdon *et al.* (2006) testou a capacidade de resposta da escala de impactos de tempestade de Sallenger para estimar a resposta costeira ao longo de

50 km da costa da Carolina do Norte. E definiu áreas propensas para galgamentos ou *overwash*, onde existem dunas erodidas durante eventos de tempestade e subsequente colapso de dunas. A comparação entre os quatro regimes de tempestade (regime espraiamento ou *swash regime*, regime de colisão ou *collision regime*, regime de galgamento ou *overwash regime* e regime de inundação ou *inundations regime*) evidenciaram não somente a mudança no volume da praia com largo regime de *overwash*, mas também as mudanças aparentam ser mais permanentes. Estas mudanças na linha de costa foram mais evidentes quando a declividade da praia esteve mais íngreme.

## 2.5 Vulnerabilidade ambiental do litoral

Diversos são os trabalhos que abordam a temática sobre riscos, vulnerabilidade, impactos e ações mitigadoras no ambiente costeiro, dada a sua importância mundial (BUSH *et al.*, 1999; HARVEY, 1999; TAGLIANI, 2003; PINHEIRO, 2003; LINS-DE-BARROS, 2005; PAULA, 2012). A abrangência do termo risco diz respeito ao entendimento de que os efeitos das atividades ou decisões de cunho individual ou coletivo podem apresentar resultados imprevistos (SOUZA, 2007).

Segundo Lins-de-Barros (2005), o risco nas zonas costeiras é muitas vezes associado ao perigo do mar, das ondas ou das correntes, contudo não se pode esquecer das interferências antrópicas que podem vir a amenizar ou intensificar esses riscos. Nesse sentido, a autora *op. cit.* considera que nas diferentes abordagens, o risco está sempre associado à probabilidade de determinado perigo gerar danos à sociedade, sejam estes materiais ou para a saúde e para a vida humana.

Paula (2012) enfatiza que o crescimento populacional junto ao litoral foi seguido de um processo mal ou não planejado de urbanização dos espaços costeiros, contribuindo diretamente para o agravamento dos riscos em face de sua vulnerabilidade, com destaque para a erosão e a inundação marinha, que ocasionam alterações naturais (morfologia costeira), materiais (urbanização) e imateriais (vidas humanas).

De acordo com Pinheiro (2001), o grau de vulnerabilidade de um ambiente litorâneo ou, mais especificamente de uma praia, é determinado em

função do deslocamento da linha de costa, como também da estabilidade e das características da mesma, refletindo o comportamento com que um processo ou um elemento do sistema sofre agressões de agentes impactantes.

O termo vulnerabilidade engloba grande número de variáveis que perpassam temas que variam de ambientais, a socioeconômicos, passando por culturais, dentre outros. Nesse sentido, o conceito de vulnerabilidade física é “o estado de fragilidade natural de determinada costa a eventos erosivos em curta ou longa escala temporal” (LINS-DE-BARROS, 2005).

### **3 CARACTERIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO**

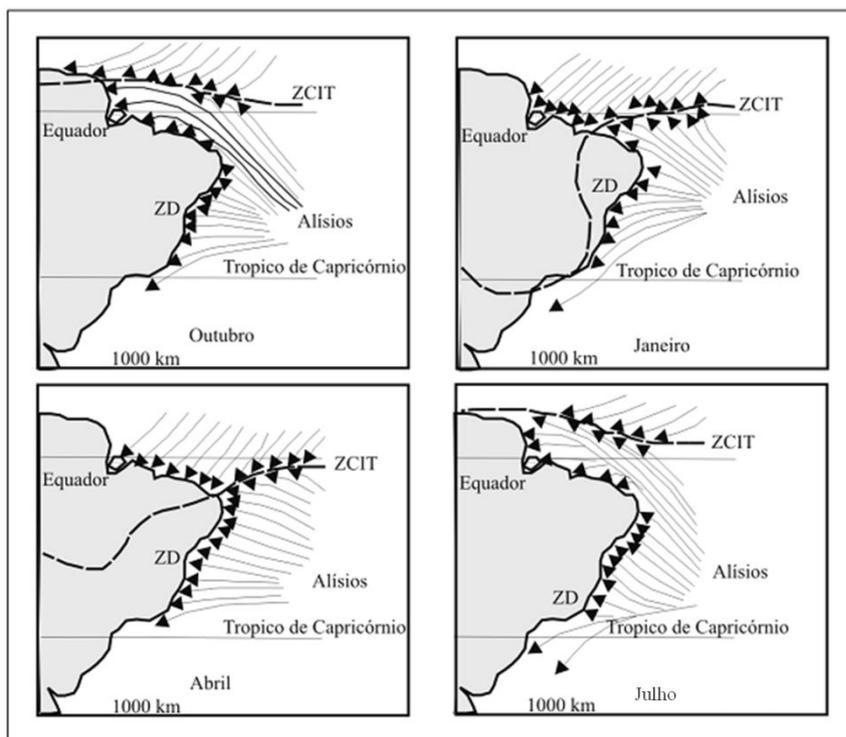
A área de estudo é caracterizada pelos sedimentos e morfologias de idade Holocênicas que constituem a Planície Litorânea de Cascavel, agrupadas em duas unidades de paisagem: dunas frontais e faixa de praia. A morfodinâmica é controlada principalmente pelos elementos do clima e variáveis oceanográficas.

#### **3.1 Condições climáticas**

De acordo com Carvalho *et al.* (2004), as condições do clima e o comportamento dos ventos e ondas na região mantêm uma estreita relação com o processo de deslocamento ou migração da Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) e com condições meteorológicas no Hemisfério Norte.

A faixa de movimentação da ZCIT é marcada pela convergência dos ventos alísios de nordeste e de sudeste. Durante os meses de dezembro a abril a ZCIT desloca-se no sentido meridional, quando, via de regra, é caracterizada a estação de chuvas na região. Nesse período, verifica-se a presença dos alísios de NE, que também atingem a costa com mais frequência. De julho a novembro desloca-se gradativamente para o norte, caracteriza-se o período de estiagem. Ao mesmo tempo os alísios de sudeste/este tornam-se mais efetivos, aumentando sua predominância em relação aos de nordeste (CARVALHO *et al.*, 2004) (Figura 5).

Figura 5 – Síntese da movimentação da ZCIT e da ZD e padrões de vento associados. Modificado de Martin *et al.* (1998).

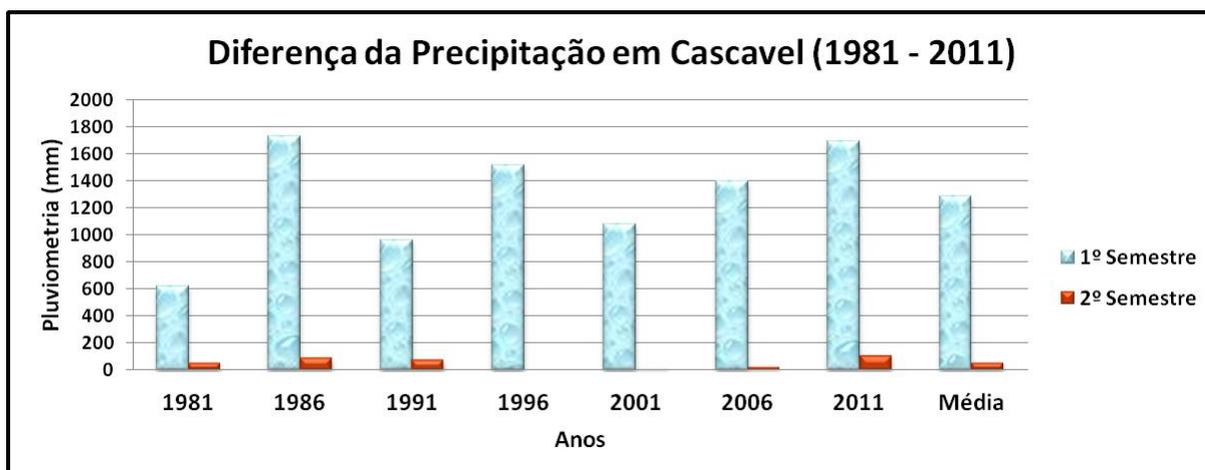


Fonte: CARVALHO *et al.* (2004).

O estado do Ceará caracteriza-se pelo clima semiárido, com duas estações bem distintas ao longo do ano, sendo um período chuvoso com maior intensidade pluviométrica durante os meses de fevereiro a maio (quadra chuvosa) e outro com escassez hídrica, denominado como período de estiagem. De acordo com ANB (1997), utilizando a classificação climática de Köppen, o clima da região estudada é tropical, quente e úmido. O período chuvoso inicia-se em janeiro prolongando-se até junho o que corresponde ao verão e outono do hemisfério sul.

A precipitação no município de Cascavel apresenta as características esperadas para a região: a concentração do volume das chuvas no primeiro semestre, e baixa pluviometria para o segundo semestre. Tendência essa, que pode ser observada na série histórica de 30 anos (espaçado a cada cinco anos) da Figura 6. A média para esse período foi de 1.340 mm, porém apresenta uma oscilação das precipitações, em que alguns anos ficaram bem abaixo da média, e outros com precipitações bem elevadas.

Figura 6: Distribuição da precipitação anual durante o período de 1981-2011 em Cascavel-CE.



Fonte: Dados Funceme (2011).

De acordo com estudos de Pinheiro (2000), o regime térmico da região é caracterizado, basicamente, por temperaturas elevadas e amplitudes reduzidas. A temperatura média obtida durante 23 anos apresentou valores mensais variando desde 24<sup>o</sup>C (Fevereiro) até 28<sup>o</sup>C (Dezembro). Os valores de temperaturas máximas observadas variam de 29,4<sup>o</sup>C (Março) a 31<sup>o</sup>C (Novembro) e as mínimas, variaram de 21,2<sup>o</sup>C (Julho) a 23,7<sup>o</sup>C (Janeiro/Fevereiro e Março).

A umidade relativa no ar apresenta um padrão de variação semelhante ao da precipitação com variação máxima de 12% referente aos meses de abril (85%) e outubro (73%). A umidade do ar representa um papel importante no controle do transporte de sedimentos para a formação de dunas, devido a diminuição da velocidade média dos ventos (PINHEIRO, 2003).

### 3.2 Forçantes hidrodinâmicas

O estado do Ceará está submetido à influência dominante dos ventos alísios, com a variação anual apresentando um ciclo bem marcado e definido pela migração da zona de convergência intertropical. A velocidade média anual do vento é da ordem de 6,4 m/s, apresentando uma variação mensal entre 4,6 e 8,1 m/s; Os menores valores apresentam-se no período de fevereiro a maio e os maiores de agosto a novembro. A direção principal de aproximação é ESE, aparecendo secundariamente às direções SSE, E e ENE (FARIAS, 2008).

O clima de ondas definido para o litoral cearense apresenta uma forte sazonalidade. Entre os meses de dezembro a abril, com a migração da zona de convergência intertropical (ZCIT) para sul, os ventos dominantes são os alísios de nordeste provenientes do hemisfério norte e devido à extensão do *fetch*, as ondas alcançam à costa do Ceará completamente desenvolvida e na forma de *swell*.

Segundo estudos de Silva, A.C. *et al.* (2011) afirmam que registros históricos mostram a presença de ondas do tipo *swell* atingindo o litoral cearense, com período de pico maior que 10 segundos, sendo mais frequentes nos meses de dezembro, janeiro, fevereiro, março e abril. Este tipo de onda é frequentemente observado na costa do Ceará, decorrente de fenômenos meteorológicos extratropicais como é o caso de ciclones extratropicais que devido sua forte intensidade, acabam gerando ondas que atingem o litoral do Ceará, sendo favorecida pela sua posição geográfica.

Em estudos de Maia (1998), utilizando 14 registros analógicos mensais de marégrafo instalado no Porto do Mucuripe, caracterizou o regime de marés para o litoral cearense como de mesomarés e periodicidade semidiurna, com duas preamares e duas baixa-mares em um dia lunar.

Morais (1980) e Maia (1998) verificaram através de flutuadores que a velocidade das correntes próximas à linha de costa de Fortaleza apresentaram velocidades variando de 0,24 e 0,31 m/s. As direções predominantes observadas no Porto do Mucuripe é de N-NW, com variações entre W-SW e NNW.

Na praia da Caponga, a direção predominante verificada foi de NW, paralela a linha de costa, sendo, portanto resultante da incidência predominante de S-SE do trem ondas, conjugadas ao regime de ventos locais. Observou-se que a trajetória da corrente superficial é, em geral, paralela a costa, mas apresenta uma certa divergência e convergência dependendo da direção do vento e do estágio da maré (PINHEIRO, 2000).

### **3.3 Aspectos socioeconômicos**

A comunidade de Caponga até os anos de 1970 caracterizava-se, a exemplo de outras comunidades litorâneas no Ceará, como comunidade de pescadores. Atuava de modo a desenvolver atividades tradicionais, principalmente a

pesca e a mariscagem, vinculadas à plataforma continental proximal e ao canal estuarino, respectivamente.

A partir dos anos 80 inicia-se um processo de instalação de segundas residências, ocupando inicialmente a faixa de praia (instalando-se sobre a alta praia) com o deslocamento dos pescadores para o campo de dunas à retaguarda e margem direita do canal estuarino. Com a completa ocupação da faixa de praia, os setores de promontório e lagoas costeiras foram utilizados para a expansão urbana, agora associada a pousadas, vias de acesso e conjuntos residenciais (PINHEIRO, 2000; MEIRELES, 2008).

Na década de 90, a urbanização das áreas fornecedoras de sedimentos para a praia resultou em um processo de erosão de alta magnitude, provocando um recuo da linha média de preamar de até 170 m na área de maior adensamento de vias e estruturas urbanas (PINHEIRO, 2000; MORAIS *et al.*, 2006). Os primeiros trabalhos realizados nessa área foram os de Moraes e Meireles (1992) que consideraram toda a orla da praia da Caponga como uma área de elevado risco geológico. A intensidade da erosão costeira resultou na redução do gradiente praiial, exumando antigos depósitos de paleomangues na zona intertidal da praia (PINHEIRO, 2000).

Esta condição não foi suficiente para impedir a construção de casas e empreendimentos em áreas de dunas e de pós-praia não afetadas pela erosão. Em 1998, foi realizado o projeto de reabilitação da praia da Caponga, com a reconstituição e requalificação da orla e a implantação de obra do tipo gabião. Porém a falta de manutenção da obra aliada a expansão das ocupações promoveu a retomada dos processos erosivos na região central da Caponga, com perda do patrimônio público e desvalorização dos terrenos a beira-mar e declínio das atividades comerciais, a exemplo de hotéis e restaurantes (ROCHA & DINIZ, 2011). Isto resultou na procura de novos terrenos para ocupação, a exemplo dos trechos costeiros ainda desocupados na direção de Águas Belas e Balbino.

A economia da Praia da Caponga é baseada na pesca artesanal e do comércio que dão suporte, predominantemente as atividades de veraneio e de turismo. A orla marítima é ocupada predominantemente por restaurantes, hotéis e casas de veraneio (MORAIS *et al.*, 2006).

## 4 METODOLOGIA

### 4.1 Levantamento bibliográfico e cartográfico

Inicialmente foi realizado um levantamento do estado da arte e cartográfico da área. Foram consultadas as bibliotecas do Instituto de Ciências do Mar (LABOMAR-UFC), da Universidade Estadual do Ceará (UECE), como também pesquisa em artigos nacionais e internacionais no portal de períodos da CAPES (Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior) a respeito da temática a ser desenvolvida. A pesquisa se estendeu também junto à Fundação Cearense de Meteorologia e Recursos Hídricos (FUNCEME), Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos (CPTEC/INPE), Superintendência Estadual do Meio Ambiente (SEMACE), Universidade Federal do Ceará (UFC), Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística (IBGE), Laboratório de Geologia e Geomorfologia Costeira e Oceânica (LGCO/UECE), Laboratório de Oceanografia Geológica (LOG/UFC).

Os dados coletados para o litoral de Cascavel-Ceará, contendo informações de altura, direção e período de ondas e direção e intensidade dos ventos, para o período estudado (2010-2011) foram obtidos através do modelo de previsão *WaveWatch* III, versão 3.14 (TOLMAN, 2009), disponibilizado pelo Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos, vinculado ao Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (CPTEC/INPE).

Neste modelo, a geração e propagação das ondas são regidas pela equação de balanço da densidade de ação espectral. Os termos fontes ou sumidouros incluem os processos físicos associados com a geração de energia devido ao vento, as interações não lineares envolvendo quatro ondas (quadrupletos), a dissipação da energia devido ao *whitecapping* e ao fundo, e as interações onda-fundo. Nesta versão do modelo também se inclui um modelo multi-grade que permite pontos de fronteira ativos, mudanças da resolução espectral entre grades, *slots* onde podem ser colocados os termos para a entrada linear do vento e a física da zona de surfe, entre outras modificações (CPTEC/INPE).

## 4.2 Trabalhos de campo

É uma metodologia experimental baseado nos estudos de Ferreira *et. al.*, (2010) e Ciavola *et. al.*, (2011) para a Praia de Faro em Portugal. Daí a importância de se fazer a adaptação do método, por se tratar de uma região com aspectos climatológicos e oceanográficos diferentes. Pode-se referir também ao estudo como um projeto piloto na região, haja vista, que não se tem registro de tal metodologia empregada no monitoramento de eventos de alta energia.

### 4.2.1 Monitoramento morfológico

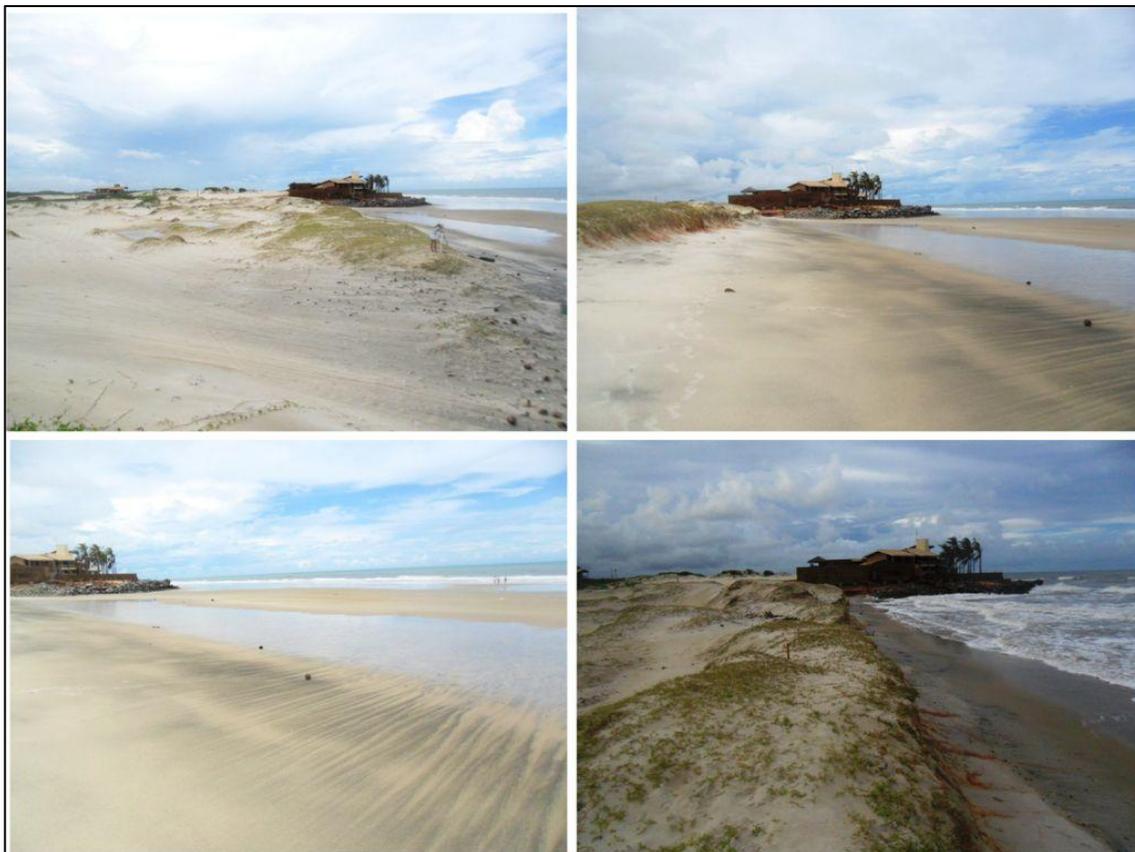
A definição da área de estudo se deu através das condições favoráveis para aplicação da metodologia, onde se encontrava um campo de dunas frontais inalterado, faixa de praia arenosa, plana e sem a ocorrência de rochas de praia, elevada exposição às ondas e com especulação para a construção de casas de veraneio e empreendimentos hoteleiros (Figura 7).

Os experimentos de campo, de alta frequência assim designados, ocorreram durante os episódios de eventos de alta energia (ressacas do mar) registrado no período de 18 a 21 de fevereiro de 2011, totalizando 96 horas ininterruptas de coleta de dados. A escolha das datas para o experimento de alta frequência foi embasada no acompanhamento diário desde dezembro de 2010 das previsões de ondas *swell* do CPTEC, de alterações no Atlântico Norte, das informações sobre ventos disponibilizadas pela FUNCEME além do acompanhamento da tábua de maré da DHN (Diretoria de Hidrografia e Navegação).

Para fins de comparação e análise do *overwash* nos meses de maior velocidade dos ventos e incidência de ondas *sea* e sob influência da maré equinocial foram realizados os seguintes experimentos:

- 03/08/2011 - maré de sizígia;
- 23/09/2011 - maré de quadratura;
- 29/09/2011 - maré de sizígia equinocial.

Figura 7 – Dunas frontais e faixa de praia escolhidos para os experimentos de alta frequência na Praia da Caponga, Cascavel-CE.

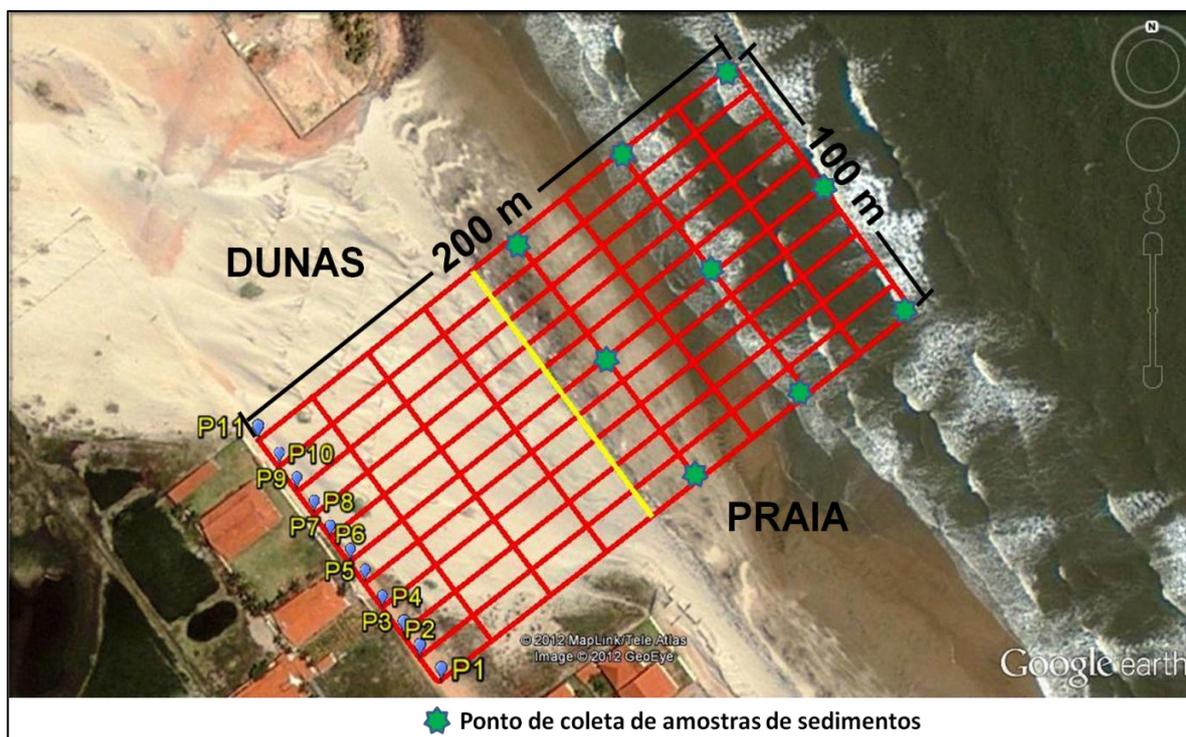


Fonte: Autoria própria.

O método de avaliação consistiu no estabelecimento de 11 perfis topográficos transversais a linha de costa com equidistância de 10 m, compreendendo o campo de dunas frontais e a face de praia numa área total de 20.000 m<sup>2</sup> (Figura 8).

As coletas da topografia da área foi obtida com o uso do DGPS (*Differential Global Positionin System*) GTRG2/GLONASS com precisão de 10mm/1ppm em modo cinemático (Figura 9). Foi utilizada também Estação Total (Figura 10). As medições topográficas foram efetuadas antes, durante e depois do evento de ressaca do mar nos trabalhos de campo de fevereiro de 2011, e também, realizado coleta nos experimentos do segundo semestre.

Figura 8 – Área do experimento – 11 pontos de monitoramento (grade amostral).



Fonte: Autoria própria.

Em todos os experimentos foram coletadas amostras de sedimentos nas zonas de antepraia, estirâncio e pós-praia. Estabelecendo pontos fixos da coleta dessas amostras, ao longo dos perfis P1, P6 e P11, a fim de analisar a mobilidade dos sedimentos e variação textural dentro desse sistema de monitoramento, e consequentemente entender a dinâmica local.

Figura 9 – Registro fotográfico monitoramento topográfico com DGPS.



Fonte: Autoria própria.

Figura 10 – Registro fotográfico monitoramento topográfico com Estação Total.



Fonte: Autoria própria.

### 4.3 Etapa de laboratório

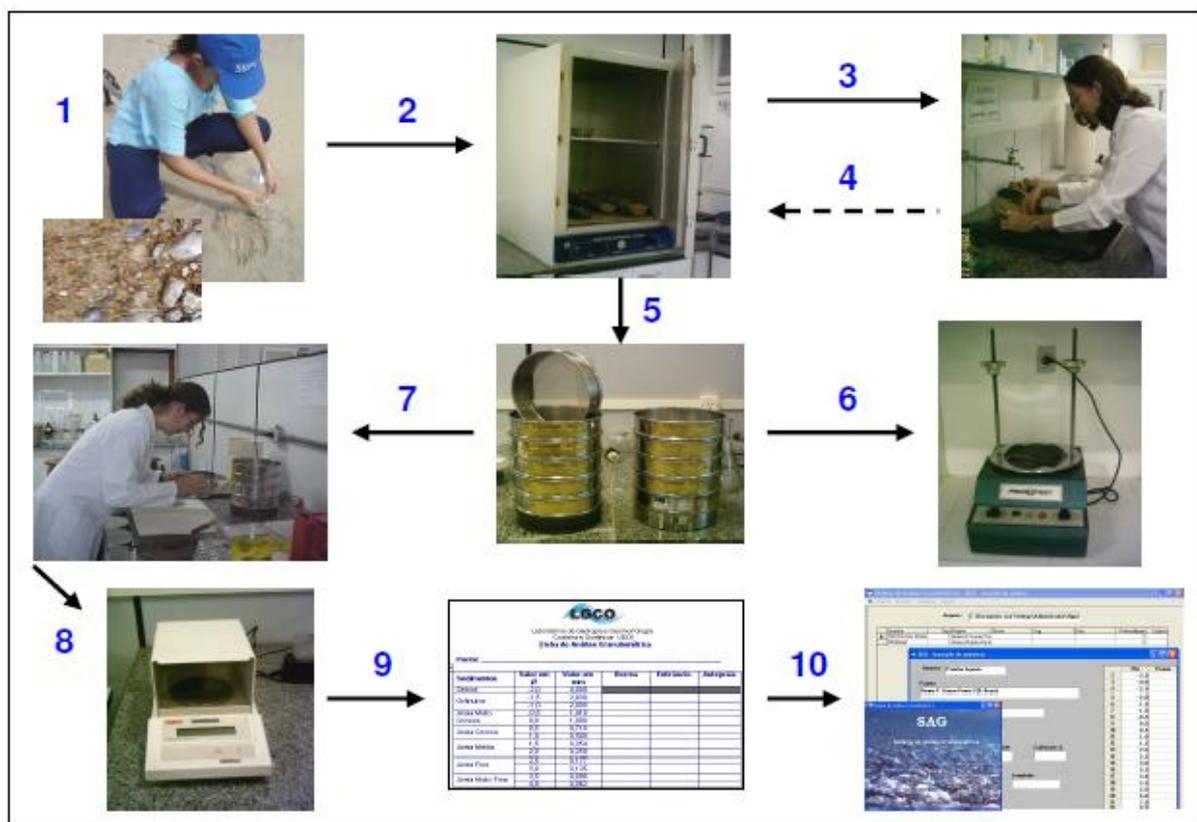
#### 4.3.1 Análise granulométrica

A metodologia utilizada para a análise granulométrica foi a descrita por Suguio (1973). Após a coleta em campo, as amostras são submetidas à estufa para secagem a uma temperatura de 60°C, devidamente etiquetas. Depois da verificação que as amostras já estão secas, retira-se da estufa e deixa esfriar. Em seguida se faz a mistura para que fique homogênea e o quarteamento, onde são separadas 100 gramas para a análise.

MUEHE (2002) ressalta que as amostras de sedimentos contêm um teor de sal que as tornam higroscópicas, ou seja, possuem em suas pequenas cavidades e/ou ao seu redor uma camada de partículas de sais que altera o peso da amostra e o formato do grão, não permitindo o bom desenvolvimento das análises.

Assim, as amostras são lavadas em água corrente com o auxílio de uma peneira de malha 0,062 mm, que proporciona a retirada dos sais da amostra e separação da fração silte-argilosa. Após a lavagem, voltam para a estufa para secar, com temperatura estabelecida de 60°C. Em seguida inicia-se o procedimento de peneiramento, que é feito através de um agitador do tipo *Rot up Sieve Shaker* na qual se coloca um jogo de 12 peneiras com malhas variando desde 4,0mm a 0,088mm e o fundo na qual se deposita a fração 0,062mm, posterior a isso ocorre à pesagem das amostras em uma balança analítica, cujos pesos são anotados em fichas de análise granulométrica (Figura 11).

Figura 11 – Esquema da análise granulométrica dos sedimentos coletados em campo.



Fonte: MOURA (2009).

Os dados foram inseridos no programa estatístico chamado de Sistema de Análise Granulométrica (SAG), desenvolvido pelo Departamento de Geologia e Geofísica Marinha da Universidade Federal Fluminense, o qual constrói histogramas e curvas de frequência e auxilia na análise textural dos sedimentos, que fornecem valores referentes ao tamanho dos sedimentos, grau de seleção e distribuição relacionado ao ambiente de deposição e erosão.

#### 4.4 Etapa de gabinete

Os dados obtidos em campo foram tratados e organizados, em seguida foram inseridos em banco de dados em ambiente de Sistema de Informações Geográficas – SIG, e assim para a melhor compreensão e interpretação dos resultados finais foram gerados tabelas, figuras, histogramas, MDT (Modelo Digital do Terreno) e mapas de vulnerabilidades da área. Para confecção de tais produtos, foram utilizados programas de geoprocessamento e *softwares*, como: ArcGIS 9.3, Surfer 10, Grapher 8, SAG, Corel Draw, Microsoft Excel.

#### 4.4.1 Determinação do wave runup

A crista da duna ( $D_{HIGH}$ ) é o limite superior da duna frontal, a base da duna ( $D_{LOW}$ ) é o limite entre a face de praia e o início da duna. Então considera-se galgamento ou *overwash* o momento em que o espraio da onda de ressaca do mar ultrapassa o  $D_{HIGH}$ .

Os níveis de maré, sobre-elevação meteorológica (*storm surge*), o espraio (*runup*) e empilhamento (*setup*) de ondas foram reunidos a fim de obter  $R_{HIGH}$  e  $R_{LOW}$ . O máximo *runup* depende da altura da onda ( $H_s$ ), o período de onda ( $T$ ), declive da face de praia ( $\beta_f$ ).  $R_2$  é representado como o valor de *runup*, que é excedido 2% (SALLENGER, 2000). O  $R_2$  foi obtida através da parametrização empírica por Stockdon *et al.* (2006).

Equação 1

$$R_2 = 1.1 \left( 0.35 \beta_f (H_s L)^{\frac{1}{2}} + \frac{[H_s L (0.563 \beta_f^2 + 0.004)]^{\frac{1}{2}}}{2} \right)$$

Onde  $\beta_f$  é o declive da praia (*beach slope*),  $H_s$  é a altura significativa da onda,  $L$  é o comprimento da onda, definido pela equação  $gT^2/2\pi$ .

A equação 1 é parametrizada de acordo com a sobre-elevação (*setup*) induzida pela onda ( $0.35 \beta_f (H_s L)^{1/2}$ ), o espraio (*swash*) incidente ( $0.563 \beta_f^2$ ) e as ondas infragravíticas (0,004), e como sugestão, deve ser aplicada em praias intermediárias e reflectivas (STOCKDON *et al.*, 2006).

Para identificar as áreas vulneráveis ao galgamento durante uma ressaca do mar na área de estudo, foram definidos cenários com altura significativa de ondas para os diferentes dias dos experimentos. Para isso foi considerado o alcance máximo da elevação do *runup* ( $R_{HIGH}$ ). O  $R_{HIGH}$  foi calculado através da equação 2 de Sallenger (2000).

Equação 2

$$R_{HIGH} = R_2 + \eta_{mean}$$

Onde  $R_2$  foi definido pela equação de Stockdon (2006) e o  $\eta_{mean}$  é o nível médio do mar (*mean sea level*) no momento da ressaca do mar, que é a soma da maré astronômica e da sobre-elevação meteorológica ou *storm surge*.

Os dados de altura significativa de ondas foram obtidos através do modelo de previsão *WaveWatch III*, versão 3.14, disponibilizado pelo CPTEC/INPE. Considerando a carência de registros maregráficos com séries históricas, o valor de *storm surge* foi extraído de Paula (2012) para o litoral de Fortaleza, com valor médio de 0,32 m, devido à escassez de dados para gerar o valor para a área de estudo. O valor da preamar de sizígia foi obtido por consulta a Tábuas de Marés disponibilizadas pela Diretoria de Hidrografia e Navegação (DHN), para o período dos experimentos de campo.

#### **4.4.2 Elaboração do Modelo Digital do Terreno**

O geoprocessamento permite a espacialização de dados numéricos, de tal forma que algoritmos sob determinados arranjos conseguem modelar a realidade empírica para uma escala de análise em gabinete. O modelo digital do terreno é uma ferramenta que vem sendo amplamente utilizada para a compreensão dos vetores condicionantes à morfodinâmica de determinado local.

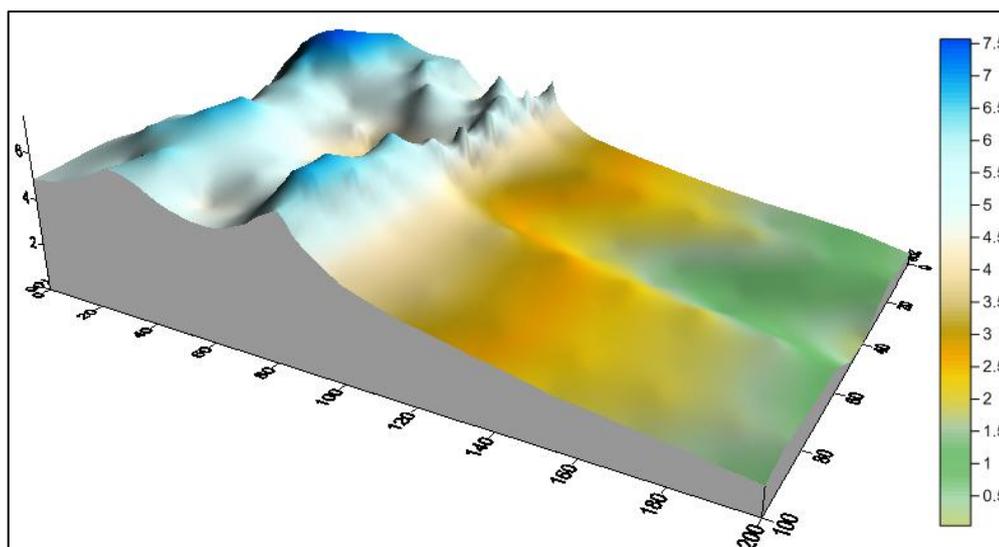
A disponibilização do banco de dados da missão *Shuttle Radar Topography Mission – SRTM* pela *National Aeronautics and Space Administration – NASA* possibilitou que a ciência evoluísse nos estudos de morfodinâmica. Embora, esses dados tenham sido interpolados para garantir uma melhor precisão de pixel, os dados deste radar seriam falhos ao serem aplicados em uma área de estudo de pequenas dimensões como é o caso do setor de dunas frontais da Praia da Caponga.

Nesse sentido, os dados do modelo digital de terreno para a área de estudo foram coletados *in locu* e em todos os experimentos. A coleta deu-se através de caminhamento no formato de malha grega com um DGPS e Estação Total.

Os dados foram processados no software próprio do fabricante do equipamento e foram exportados em \*.txt, tabulados em \*.xls, filtrou-se aqueles cuja precisão o inviabiliza e exportaram-se os dados *sheet* em plano cartesiano X, Y e Z para a geração das curvas (Figura 12). Nesse caso, utilizou-se o *software Surfer 10* desenvolvido pela *Golden Software* onde é possível converter a tabela numérica em

informações gráficas \*grid, utilizando a Krigagem como método de interpolação dos pontos. Após isso, delimita-se a área do contorno através da função 'digitize', criando um arquivo *blank*, o qual será interpolado ao *grid* e por fim, gerado o modelo digital do terreno.

Figura 12 – Modelo Digital do Terreno - MDT



Fonte: Autoria própria.

Dispondo dos modelos distintos, foi possível calcular as variações morfológicas entre os modelos, gerando os valores residuais, os quais correspondem à sedimentação ou erosão, dada sua especificidade.

#### 4.4.3 Volume sedimentar

O objetivo de um balanço sedimentar é permitir a estimativa de taxas volumétricas (erosão e/ou deposição) e assinalar os processos mais significativos encontrados no litoral. Para avaliar o volume sedimentar da área foi plotado os perfis topográficos no programa *Surfer 10*, onde são calculados os valores do volume sedimentológico da grade amostral, e assim analisar a ocorrência de erosão ou progradação na área monitorada.

## 5 RESULTADOS E DISCUSSÕES

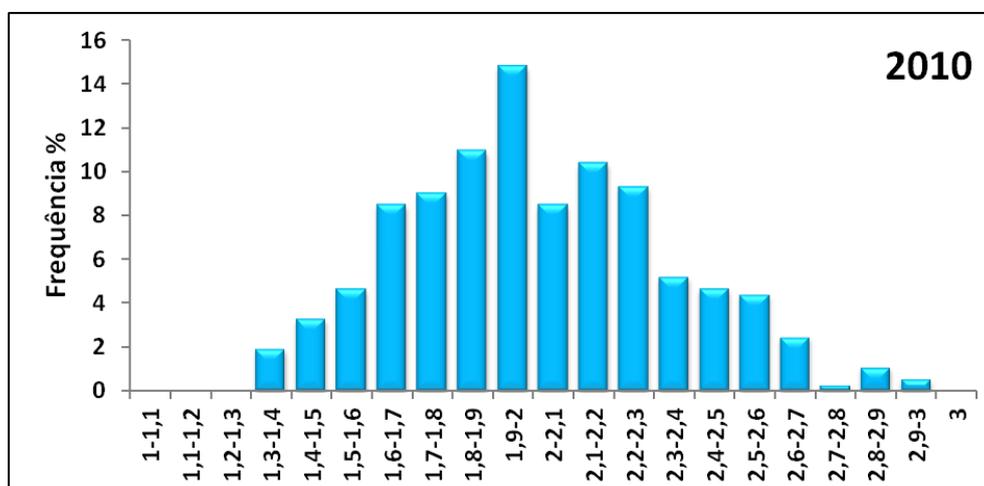
### 5.1 Caracterização dos eventos de alta energia

A análise detalhada dos dados coletados durante o período dos experimentos (fevereiro, agosto e setembro) foi possível caracterizar o regime e intensidade dos eventos de alta energia que atingiram a Praia da Caponga, mais precisamente o setor de dunas frontais dessa região, que se deu a partir do monitorando dos parâmetros oceanográficos da área, como a altura incidente das ondas, os ventos e a maré, e também levando em consideração o regime pluviométrico para o período.

#### 5.1.1 Ondas

Os dados de ondas (altura significativa, período de pico, direção) para o período de monitoramento (2010 – 2011) foram coletados através do modelo de previsão *WaveWatch III* (versão 3.14). Os registros de altura significativa ( $H_s$ ) das ondas com maior frequência foi de 1,9 m a 2,0 m (14,79%), seguido pela incidência de 1,8 m a 1,9 m (10,95%) para o período de 2010, enquanto o maior alcance da altura da onda ficou entre 2,9 m a 3 m, porém pouco expressivo, cerca de 0,54% (Figura 13).

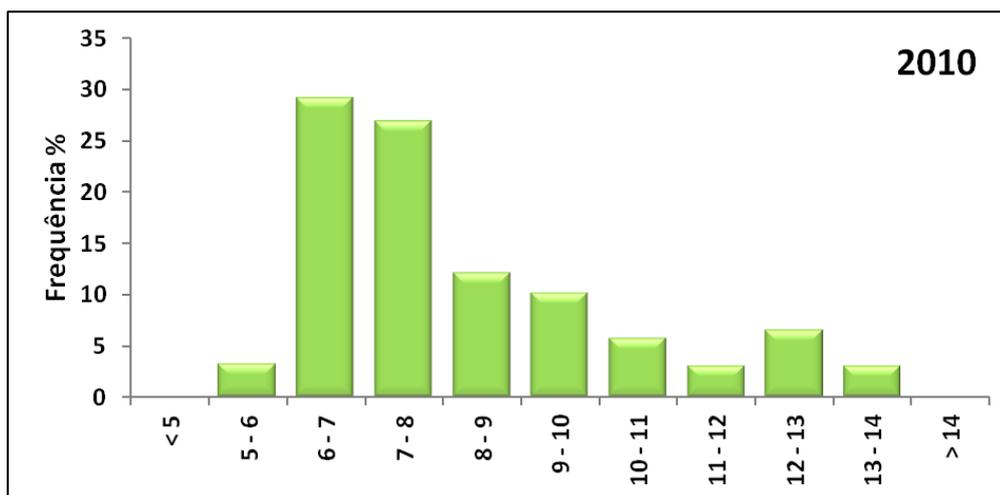
Figura 13 – Histograma da altura significativa das ondas ( $H_s$ ) registrado para o período de 2010.



Fonte: Dados CPTEC/INPE.

O período de pico ( $T_p$ ) verificado indica a predominância de 71,22% das ondas do tipo *sea*, com período de até 9 segundos, onde os valores de maior frequência estão nos intervalos de 6 s a 7 s (29,04%), logo seguidos por 7 s a 8s (26,85%), mostrando assim a tendência para o litoral cearense (Figura 14).

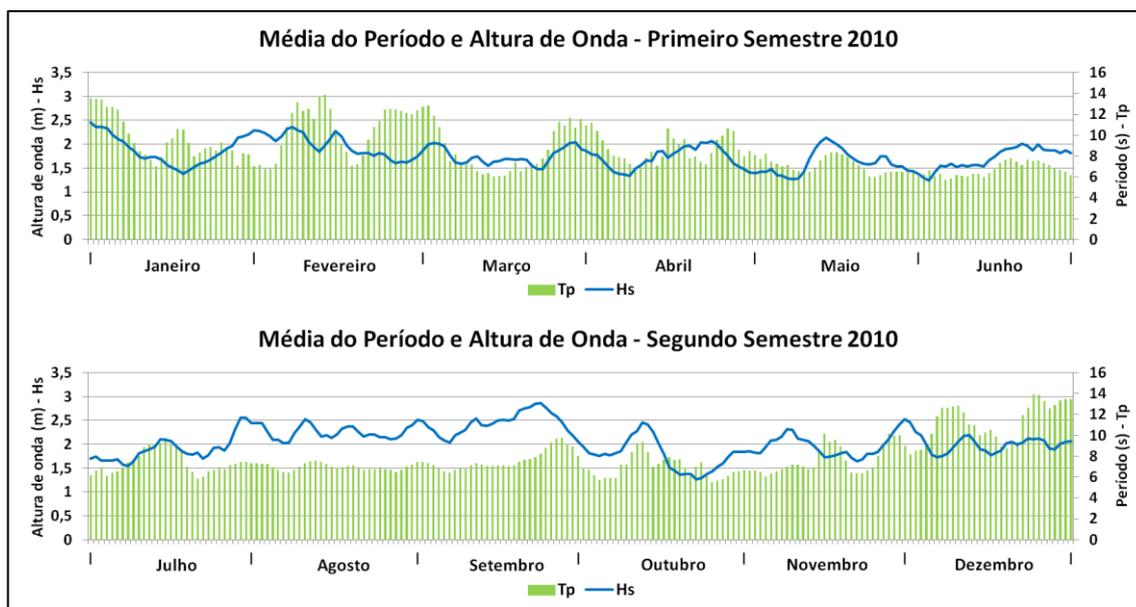
Figura 14 – Histograma do período de pico ( $T_p$ ) registrado para o ano de 2010.



Fonte: Dados CPTEC/INPE.

Com relação à distribuição do clima de ondas ao longo do ano de 2010, de acordo com a Figura 15, observa-se a ocorrência das maiores elevações da altura de onda durante o segundo semestre, isso se justifica pela maior intensidade dos ventos na região. Já a entrada das ondas do tipo *swell*, com períodos superiores a 9 segundos, se concentra no primeiro semestre, durante os meses de janeiro, fevereiro, março e abril, e houve também registros ao longo do segundo semestre, com destaque para o mês de dezembro. Ou seja, as ressacas do mar que ocorrem no primeiro semestre do ano são induzidas pelo *wave setup*, as ondas, enquanto que as que possam a vir ocorrer entre julho e novembro são induzidas pelo *wind setup* (ventos).

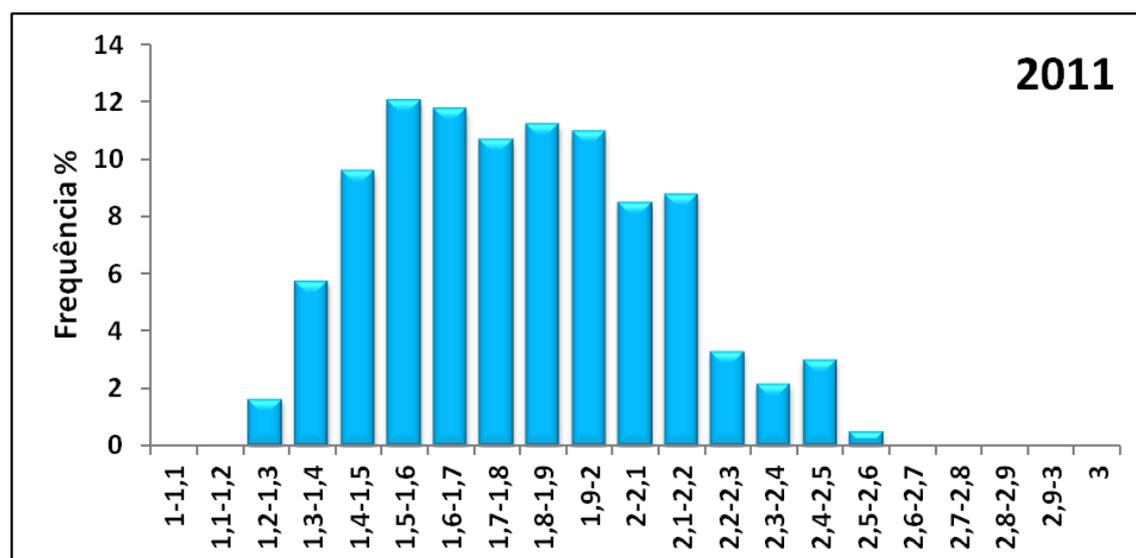
Figura 15 – Média do período de pico (Tp) e altura significativa de onda (Hs) para o ano de 2010.



Fonte: Dados CPTEC/INPE.

Para o ano de 2011, os dados obtidos referente a altura significativa das ondas (Hs) mostrou uma variação de alcance que vai desde 1,2 m (1,64%) até 2,6 m (0,54%) de ocorrência observada ao longo do ano. Porém, os intervalos de altura de 1,5 – 1,6 m até 1,9 - 2 m apresentaram a predominância da incidência das ondas e com valores bem aproximados, onde a frequência média foi de 11,5% (Figura 16).

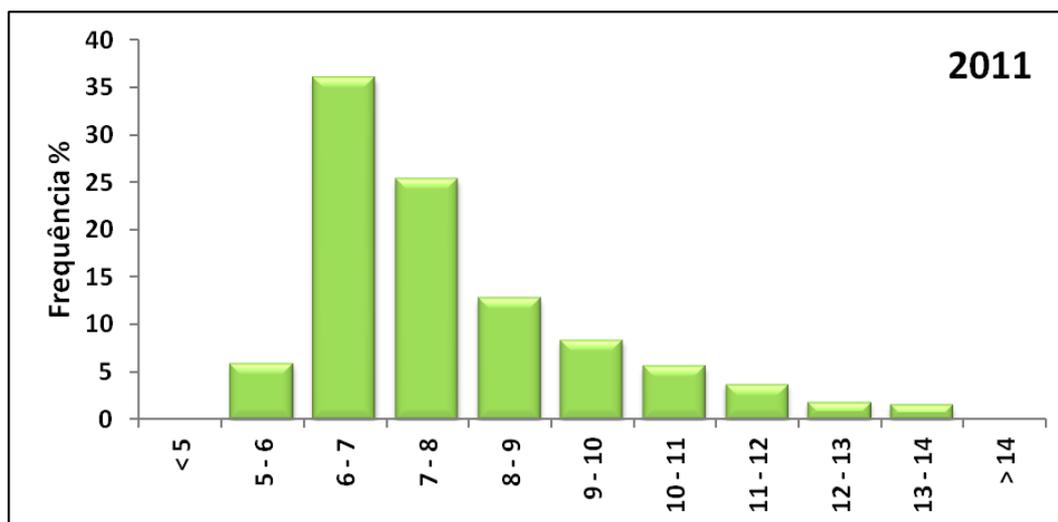
Figura 16 – Histograma da altura significativa das ondas (Hs) registrado para o período de 2011.



Fonte: Dados CPTEC/INPE.

Os dados de período de pico ( $T_p$ ) para o ano de 2011 mostrou a predominância de ondas de curto período, do tipo *sea*, com 79,44%, incidência maior que o ano anterior. Apresentando o intervalo de 6 s a 7 s como o maior valor registrado, 35,89% do total (Figura 17).

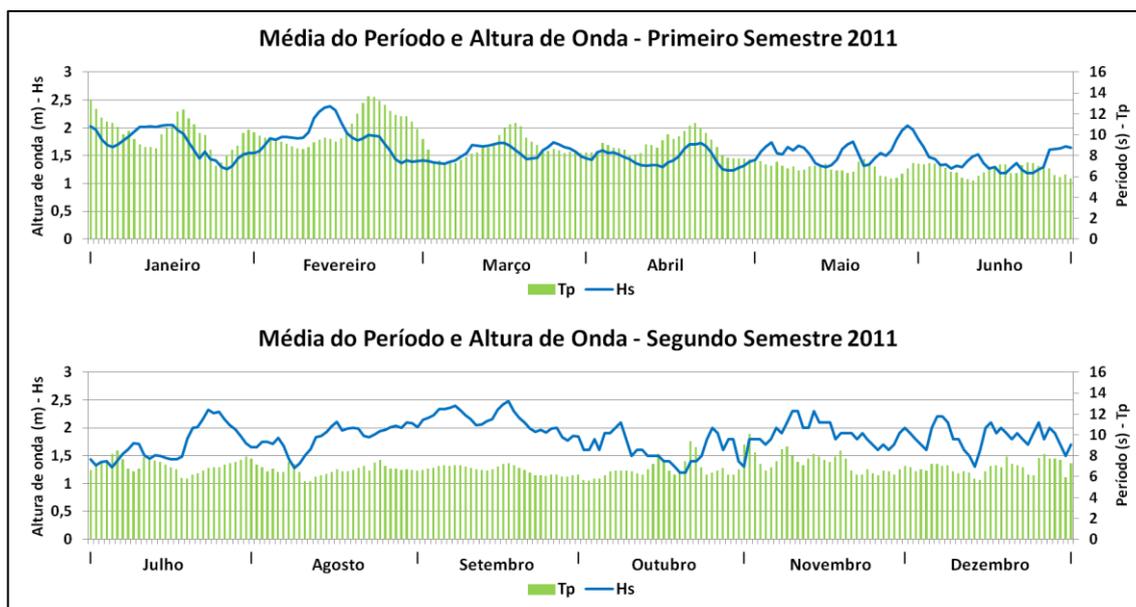
Figura 17 – Histograma do Período de pico ( $T_p$ ) registrado para o ano de 2011.



Fonte: Dados CPTEC/INPE.

Analisando o clima de ondas durante 2011 se observa a tendência para a região, com entrada de ondas do tipo *swell* que se estabelece no primeiro semestre (janeiro, fevereiro, março e abril) e com registros espaçados no decorrer do ano. A altura da onda alcança os maiores valores no segundo semestre, gerada principalmente, devido à incidência e intensidade dos ventos, produzindo ondas locais de maior amplitude (Figura 18).

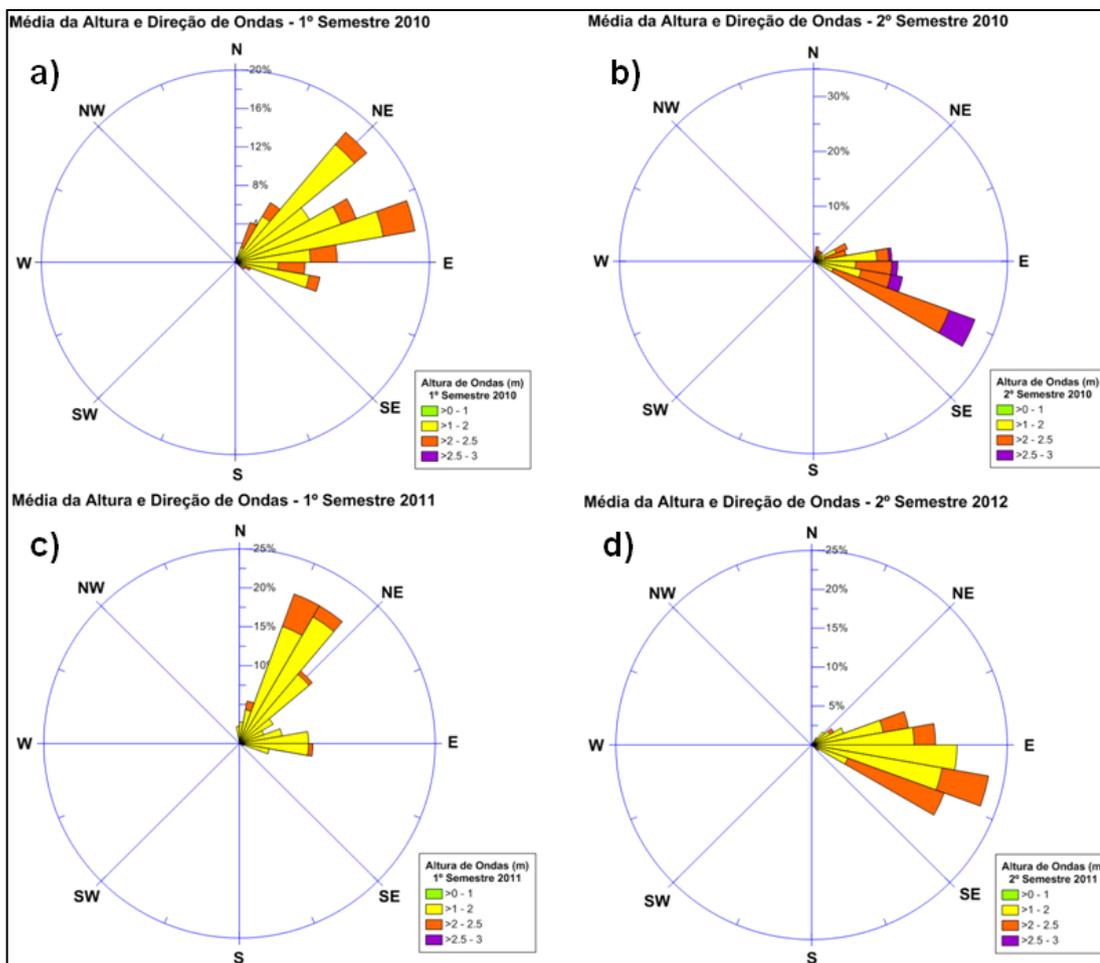
Figura 18 – Média do período de pico (Tp) e altura significativa de onda (Hs) para o ano de 2011.



Fonte: Dados CPTEC/INPE.

A direção das ondas, de acordo com os dados obtidos, mostra que durante o primeiro semestre prevalece a direção no quadrante NE – E, e também NNW, porém com maior ocorrência verificada no ano de 2011. Os registros para o segundo semestre mostra uma variação, acompanhando a tendência da direção dos ventos com a entrada dos alísios de sudeste, e assim verificam-se as ondas na direção predominante no quadrante E – SE (Figura 19). Os resultados seguem o mesmo padrão dos observados na costa de Fortaleza por Maia (1998) e Paula (2012), e por Pinheiro (2003) no litoral de Cascavel.

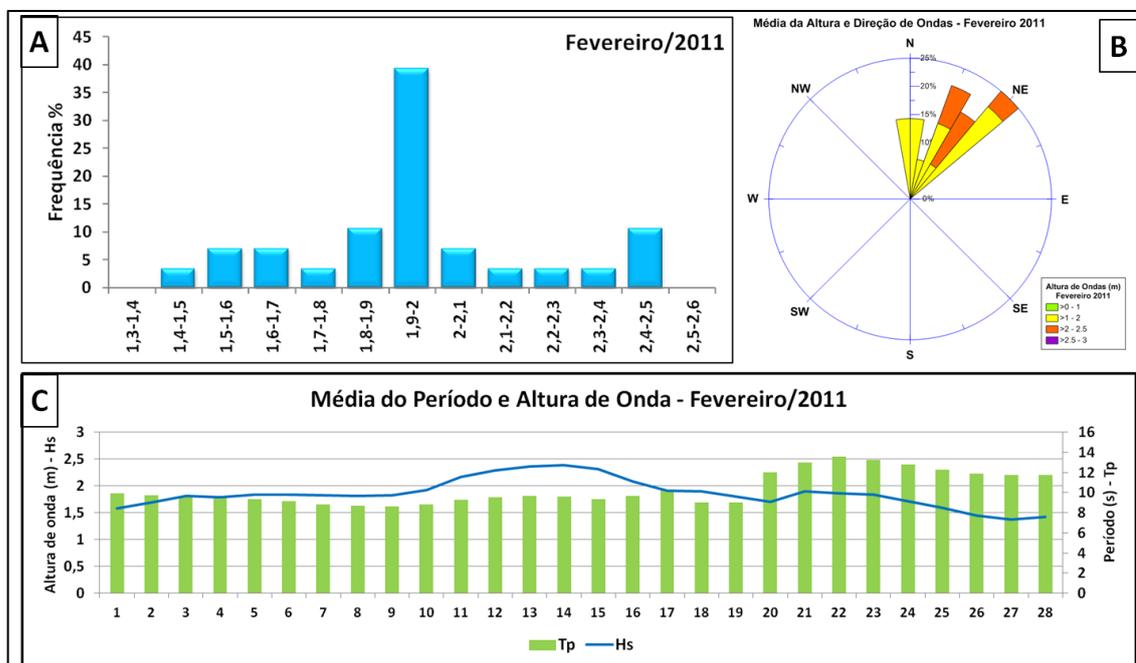
Figura 19 – Média da altura e direção de ondas: a) Primeiro semestre de 2010; b) Segundo semestre de 2010; c) Primeiro semestre 2011; d) Segundo semestre 2011.



Fonte: Dados CPTEC/INPE.

Os registros da altura significada da onda ( $H_s$ ) para o mês de fevereiro de 2011, onde se realizou os primeiros experimentos de alta frequência mostraram uma variação na distribuição da altura, desde 1,3 a 1,4, os menores valores, até 2,4 m a 2,5 m, o máximo observado, com predominância do intervalo de 1,9 m a 2 m, com aproximadamente 40% do total. A direção das ondas verificadas foi do quadrante N e NE, e com registros da média do período de pico ( $T_p$ ) acima de 9 segundos, caracterizando assim, a entrada de ondas do tipo *swell* (Figura 20).

Figura 20 – Dados de ondas para o mês de fevereiro de 2011: A) Histograma da altura significativa das ondas (Hs); B) Média da altura e direção de ondas; C) Gráfico da média do período de pico (Tp) e altura significativa de onda (Hs).



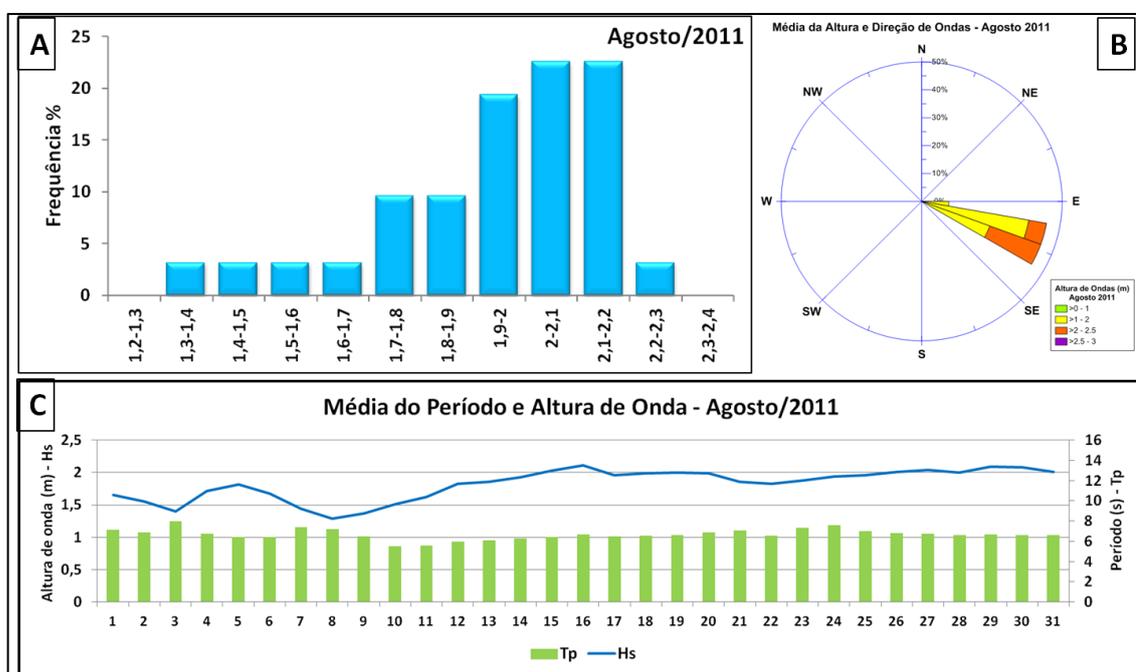
Fonte: Dados CPTEC/INPE.

Durante os dias (18/02 à 21/02/2011) de trabalhos de campo realizados para este mês, constatou-se a atuação de ressacas, devido todas as condições favoráveis para este fenômeno. Com altura de ondas entre 1,8 m a 2,4 m, média do período de pico que variaram de 9 s a 13 s, advindas com direção N e NE, formadas no Atlântico Norte e que percorreram grandes distâncias até incidirem no litoral cearense, mostrando assim, essa estreita relação e combinação de fatores para a ocorrência do evento de alta energia presenciado e monitorado em campo.

Para o mês de agosto de 2011, o monitoramento da altura significativa das ondas (Hs) identificou variação entre os intervalos de 1,3 m a 1,4 m até 2,2 m a 2,3 m, praticamente os mesmos valores observados em fevereiro de 2011, porém a distribuição se deu de forma mais espaçada, com destaque aos intervalos 1,9 - 2m em torno de 20% de ocorrência, 2-2,1 m e 2,1-2,2 m com 23,5% cada.

A direção das ondas mudou com predominância das de direção ESE, relacionado também a mudança de direção dos ventos, que será discutido no subtópico seguinte. A média do período de pico (Tp) ficou abaixo de 8 segundos, indicando a atuação somente de ondas locais, do tipo sea (Figura 21).

Figura 21 – Dados de ondas para o mês de agosto de 2011: A) Histograma da altura significativa das ondas (Hs); B) Média da altura e direção de ondas; C) Gráfico da média do período de pico (Tp) e altura significativa de onda (Hs).

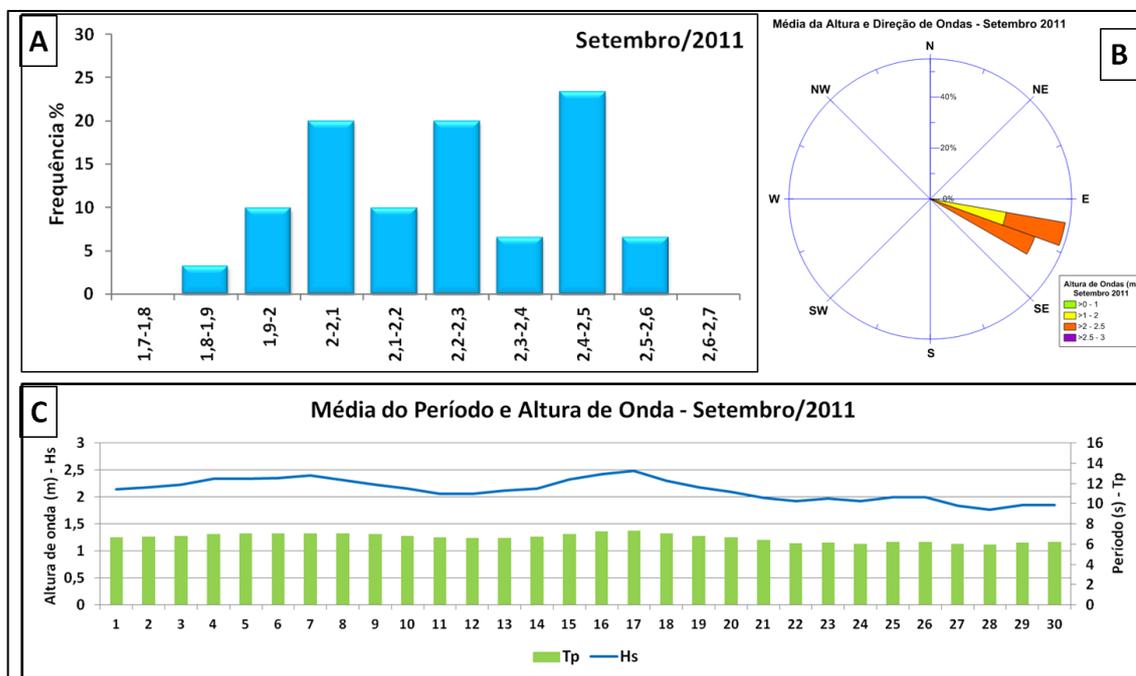


Fonte: Dados CPTEC/INPE.

No dia 03 de agosto de 2011 a altura de onda significativa foi entorno de 1,4 m e período de 8 segundos, dados esses que não demonstraram fatores dinâmicos suficientes para a ocorrência de um evento de alta energia.

No mês de setembro de 2011 as alturas significativas das ondas (Hs) foram mais elevadas do que as observadas no início do ano, variando de 1,8 m a 2,6 m. Com relação a distribuição, os valores mais expressivos foram os intervalos: 2-2,1 m e 2,2-2,3 m com aproximadamente 20%, e 2,4-2,5 m com 25% do total. A direção das ondas predominante foi E-SE, fato esse condizente para o segundo semestre do litoral cearense. Predominaram as ondas do tipo sea, com valores médios de período de pico (Tp) abaixo de 7 segundos (Figura 22).

Figura 22 – Dados de ondas para o mês de setembro de 2011: A) Histograma da altura significativa das ondas (Hs); B) Média da altura e direção de ondas; C) Gráfico da média do período de pico (Tp) e altura significativa de onda (Hs).



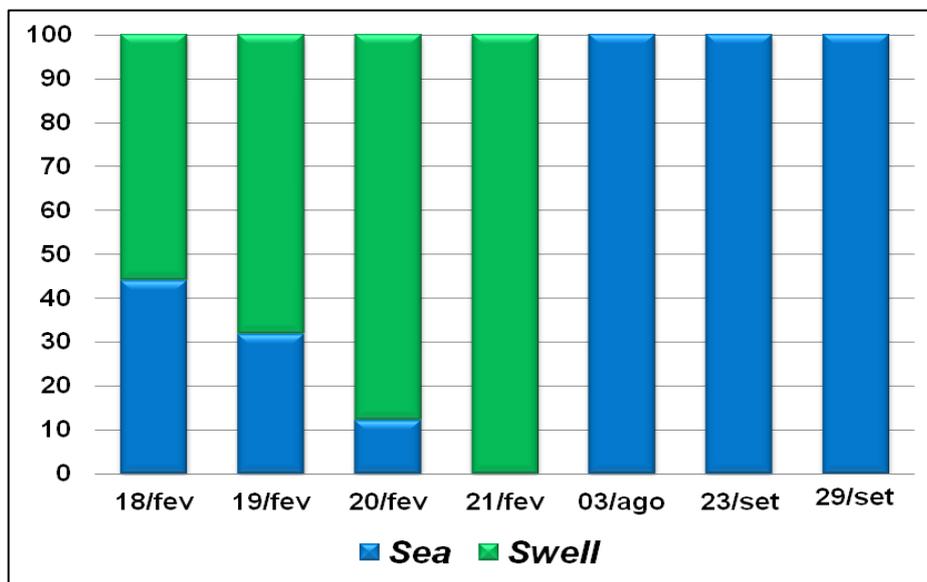
Fonte: Dados CPTEC/INPE.

No mês de setembro, os trabalhos de campo realizados antes e durante a atuação da maré de sizígia, não foram observados expressivas variações, pelo contrário, foram bem similares, onde a altura significativa da onda para o dia 23/09/2011 foi em torno de 2 m e para o dia 29/09/2011 foi de 1,9 m. A média do período de pico (Tp) ficou em 6 segundos para ambos os dias, caracterizando como ondas do tipo sea com direção predominante de ESE. Não foram verificados episódios que configurasse a ocorrência de ressacas do mar em áreas urbanizadas e com dunas frontais nesse período, pois as variáveis hidrodinâmicas e climáticas não favoreceram tal processo. Vale salientar que as ondas do tipo *swell* têm função fundamental na caracterização dos eventos de alta energia observado ao longo dos experimentos.

De acordo com a figura 23, utilizando os dados coletados do CPTEC/INPE que se tem várias medições ao longo do dia, mostra a incidência do tipo de ondas. Onde a entrada de ondas *swell* é registrada somente para o mês de fevereiro, justamente o período em que ocorreram as ressacas do mar na Praia da Caponga. Já para os outros dias de monitoramento prevaleceram às ondas locais (*sea*). Isto permite a utilização desses dados com mais segurança na estimativa do

*overwash* considerando que representam bem os impactos diários desses tipos de ondulações na faixa de praia.

Figura 23 – Distribuição dos tipos de ondas ao longo dos dias de monitoramento em campo.



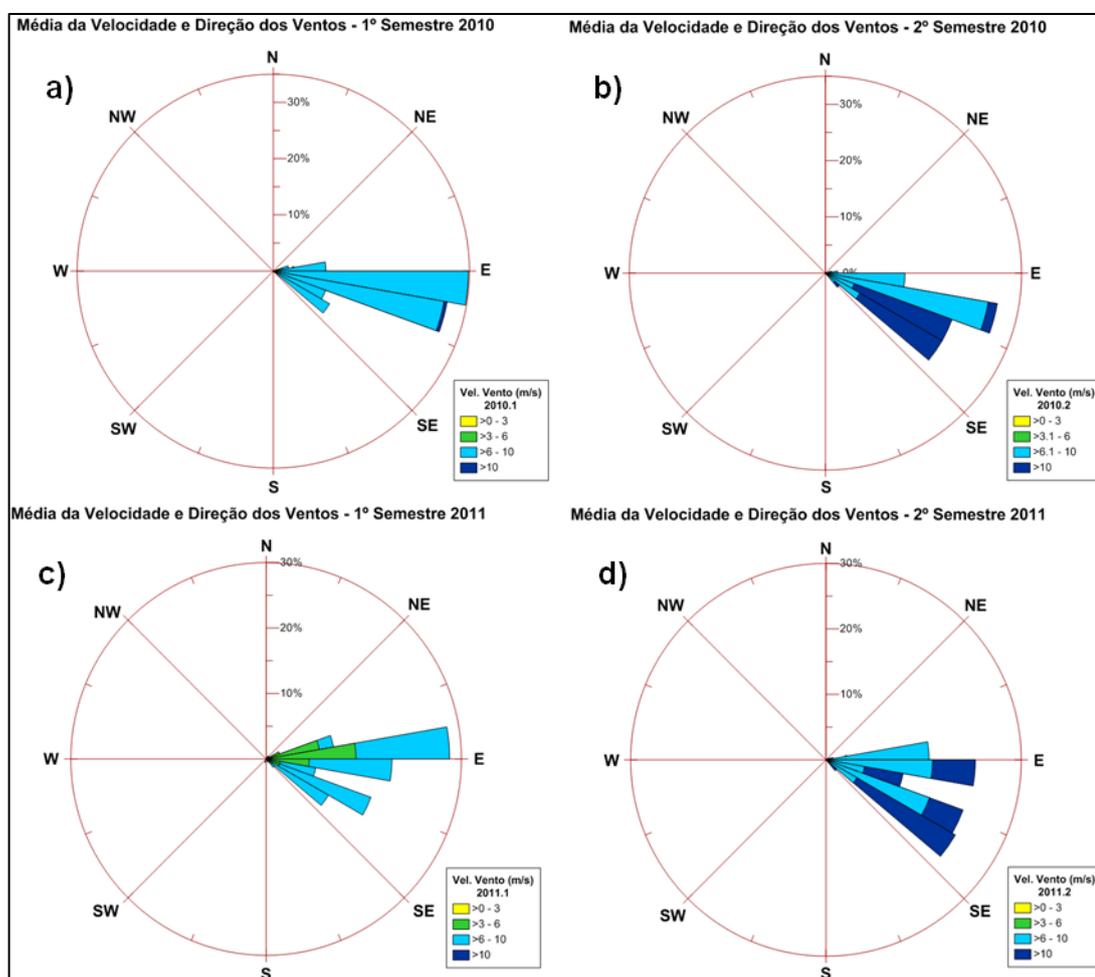
Fonte: Dados CPTEC/INPE.

### 5.1.2 Ventos

Os ventos desempenham também um importante papel na variação das forçantes marítimas para ocorrência de eventos de alta energia, pois a combinação de sua velocidade, intensidade e direção influenciam na dinâmica e padrões da região (MATIAS *et al.*, 2010).

Os dados de ventos adquiridos para os anos de 2010 e 2011 utilizados nessa pesquisa seguem a mesma tendência descrita por diversos autores para o litoral cearense. Nos primeiros semestres as velocidades variaram de 6 a 10m/s, com predominância de direção E e ESE. As menores velocidades foram observadas neste período. Enquanto que para os períodos de segundo semestre, observou-se as maiores velocidades, tendo valores acima de 10m/s, com direção predominante de ESE. Os gráficos de ventos a seguir ilustram de forma mais detalhada a distribuição e ocorrência dos ventos para o litoral de Cascavel, Ceará (Figura 24).

Figura 24 – Média da velocidade e direção dos ventos para o litoral de Cascavel-CE: a) Primeiro semestre de 2010; b) Segundo semestre de 2010; c) Primeiro semestre 2011; d) Segundo semestre 2011.



Fonte: Dados CPTEC/INPE.

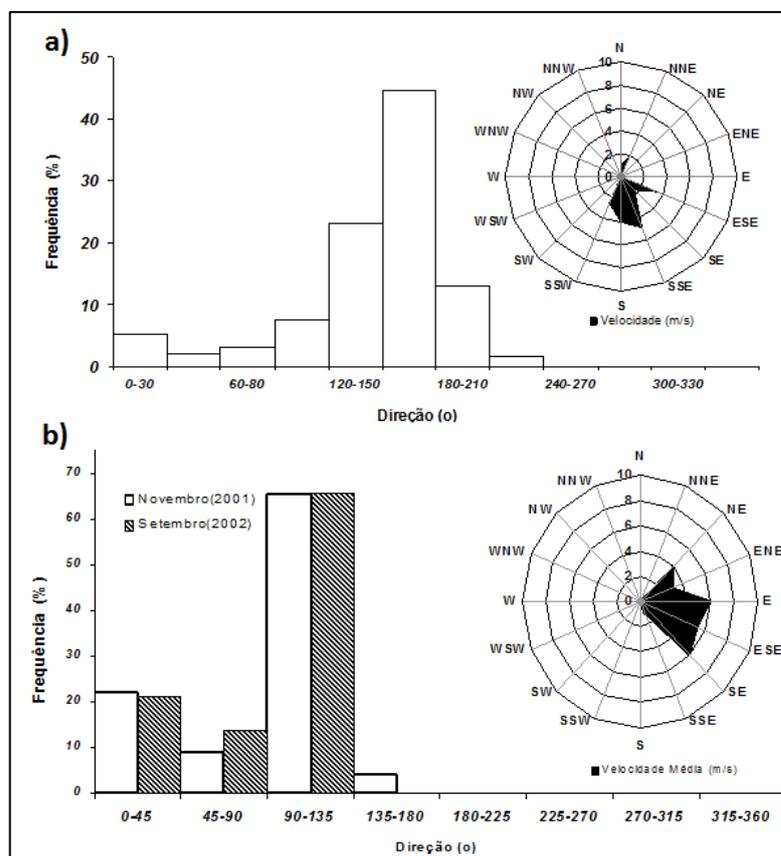
Os dados corroboram com os obtidos por Pinheiro (2003) gerados por uma estação climatológica portátil na foz do Rio Malcozinhado, com sensores posicionados há uma altura de aproximadamente 7 m do solo, nos anos de 2001 e 2002. Obviamente em decorrência do atrito do solo, as velocidades médias são menores do que as produzidas nos modelos climatológicos.

Na foz do Malcozinhado, a velocidade variou de 0 a 5 m/s, com rajadas de até 6 m/s. No período chuvoso, a velocidade média para os dias sem precipitações foi de 4 m/s, sendo que nos dias com precipitações com tempo de duração superior a 8 horas, a velocidade média foi de 1,3 m/s e máximas de até 5,0 m/s (PINHEIRO, 2003). Isso demonstra a relação direta entre a temperatura e a velocidade dos ventos. O período com as menores velocidades apresenta um maior

desvio padrão (média de 2 m/s) e que se reflete em parte nas velocidades máximas registradas durante o período de 5 minutos. Predominaram os ventos do quadrante SE (68%) durante o dia e de SSE e S durante a noite. Observou-se uma tendência de aumento dos ventos de S-SW, que possivelmente estão associados à atuação das brisas terrestres (Figura 25).

No período de estio, a direção principal foi de de E-S (65%), seguidos de NE (21%) e NNE e ENE, sendo este dois últimos relacionados às brisas marinhas. As maiores velocidades foram registradas no mês de novembro, onde a umidade tem seu valor mínimo de 74%. A velocidade média foi de 7 m/s, com mínimos de 2 m/s e máximas de 10 m/s (PINHEIRO, 2003). As rajadas são constantes nesse período com velocidades máximas de até 10 m/s. O período entre maio e agosto é de transição, onde o ciclo térmico diurno terra-oceano passa a alternar brisas marinhas e terrestres, resultando em ventos de ENE-E (60°- 90°) durante o dia, e E-SE (90°- 150°) à noite.

Figura 25 – Média da velocidade e direção dos ventos para o litoral de Cascavel-Ceará (2002-2003).



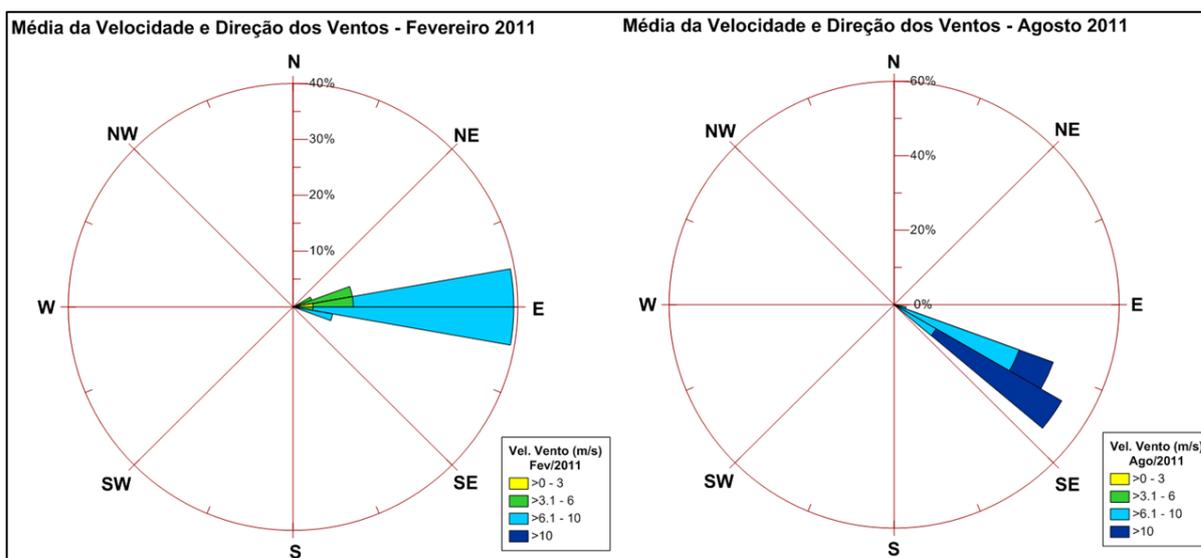
Fonte: PINHEIRO (2003).

O monitoramento dos ventos durante o mês de fevereiro de 2011 apontou a direção predominante de E. A velocidade média do vento para o período ficou em sua maioria entre 6,1 a 10 m/s, e com ocorrência menor também de 3,1 a 6 m/s,

Os padrões de ventos obtidos para o mês de agosto de 2011 no litoral de Cascavel mostrou uma mudança na direção, isso se deve influenciado pela ZCIT que se descola mais para o Norte. A direção dos ventos observada foi de SE e ESE, característicos para região, os alísios de sudeste (Figura 26).

A velocidade também variou, houve uma maior intensidade dos ventos com valores de 6,1 a 10 m/s e superiores a 10 m/s em sua maioria, conforme o Figura 9. Observa-se ainda que a intensidade de ondas do tipo sea e a altura mais elevada constatada no segundo semestre, se devem pela maior velocidade dos ventos nessa época no litoral cearense.

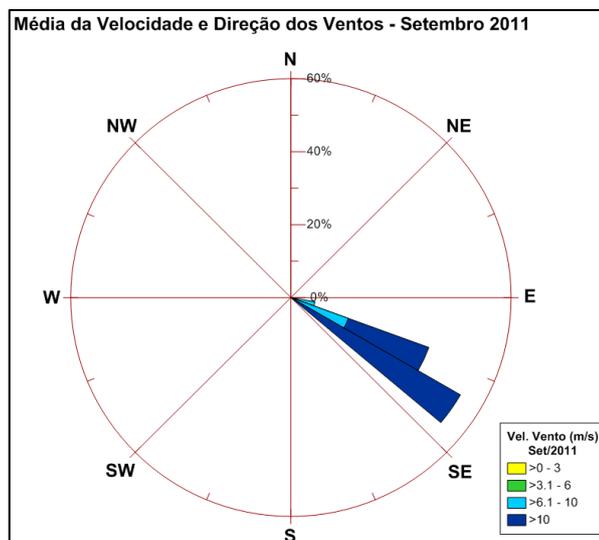
Figura 26 – Média da velocidade e direção dos ventos para o litoral de Cascavel-CE, nos meses de fevereiro e agosto de 2011.



Fonte: Dados CPTEC/INPE.

Os ventos incidentes durante o mês de setembro de 2011 segue praticamente os mesmos padrões do mês anterior, como pode ser analisado na Figura 9, e a característica que o diferencia seria o aumento da velocidade média, com uma concentração maior de valores acima de 10 m/s, onde foi verificado no decorrer do período monitorado (Figura 27).

Figura 27 – Média da velocidade e direção dos ventos para o litoral de Cascavel-CE, setembro de 2011.



Fonte: Dados CPTEC/INPE.

No contexto geral do comportamento dos ventos, não foi observado nenhuma alteração nos padrões de direção e de velocidade habituais para a região e ou que configurasse anomalias que pudessem gerar eventos de alta energia.

### 5.1.3 Marés

As marés observadas durante os experimentos e coleta de dados em campo foram preferencialmente, as marés de sizígia, devido sua maior amplitude e poder de atuação na hidrodinâmica e morfodinâmica que exercem no perfil praiar. Exceto para o experimento do dia 23/09/2011 que foi monitorado em maré de quadratura, a fim de se fazer um comparativo e confrontar dados com maré de sizígia do mesmo mês. A tabela 1 mostra a amplitude da maré em preamar e baixamar para o dia de cada experimento.

Tabela 1 – Amplitude da maré de sizígia na costa de Fortaleza.

Experimento	Maré de Sizígia	
	Preamar	Baixamar
18/02/2011	3,2	-0,1
19/02/2011	3,2	-0,1
20/02/2011	3,2	0
21/02/2011	3	0,1
03/08/2011	3	0,2
23/09/2011*	2,4	0,7
29/09/2011	3,2	0,1

Fonte: DHN. (\*maré de quadratura)

Nos experimentos do mês de fevereiro, na maré de sizígia o nível d'água oscilou entre 3,2 m a -0,1 m. A elevada amplitude na maré de sizígia (3,2 m), é mais um fator que contribuiu para aumentar o poder energético das ressacas do mar ocorridas durante aquele período na Praia da Caponga.

Para o experimento observado em agosto de 2011, a amplitude de maré de sizígia na preamar chegou a 3 m, porém não foi visto a incidência de ressaca do mar durante esse período, mostrando que apesar de uma amplitude relevante para as características da área, não contribuiu e nem propiciou juntamente com as demais agentes dinâmicos o surgimento de um evento de alta energia.

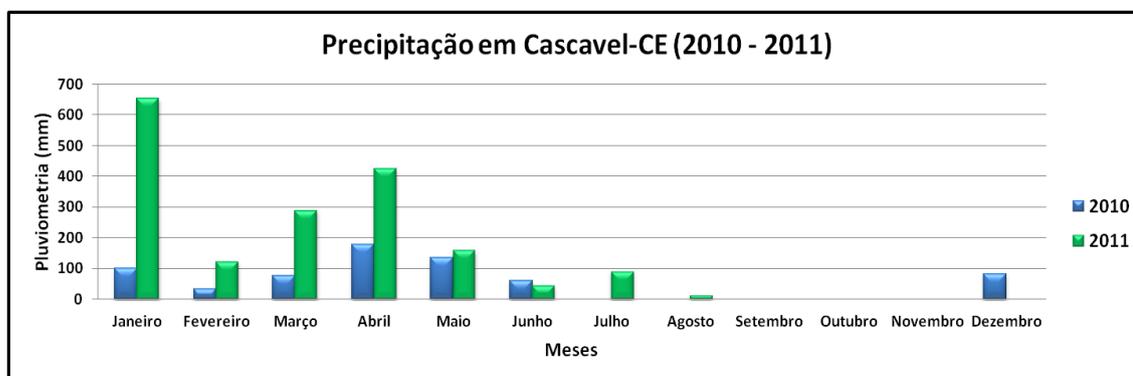
A maré de sizígia monitorada durante o mês de setembro de 2011 caracterizou-se por ser uma maré equinocial ou maré plena, quando sol está mais próximo da zona equatorial, provocando assim uma amplitude máxima. Todavia, a avaliação do perfil praias se deu em duas etapas com intuito de confrontar as análises, uma foi antes, ainda em maré de quadratura e outra observação durante o período de maré de sizígia.

A variação da dinâmica de ambas é diferente, porém não chegou a se desenvolver na área episódios de ressacas do mar durante os dias monitorados, como o ocorrido nos experimentos de campo do primeiro semestre. Deve-se levar em conta que, a média da altura significativa das ondas para os dias 23 e 29/09/2011 foram aproximadas se comparadas com os monitoramentos do primeiro semestre, mas a média do período de pico mostrou que a incidência eram ondas do tipo sea.

### 5.1.4 Precipitação

Nos anos de 2010 e 2011, período de monitoramento mais detalhado, foi observada uma diferença bem expressiva no total pluviométrico anual, com 666 mm e 1.804 mm, respectivamente. O volume de chuvas no ano de 2010 foi bem baixo da média anual da série histórica (1981 - 2011), enquanto que no ano seguinte somente no mês de janeiro (653 mm) a precipitação foi praticamente o valor total observado em 2010. Em 2011, a distribuição temporal das chuvas também ocorreu no segundo semestre, durante os meses de julho e agosto (Figura 28).

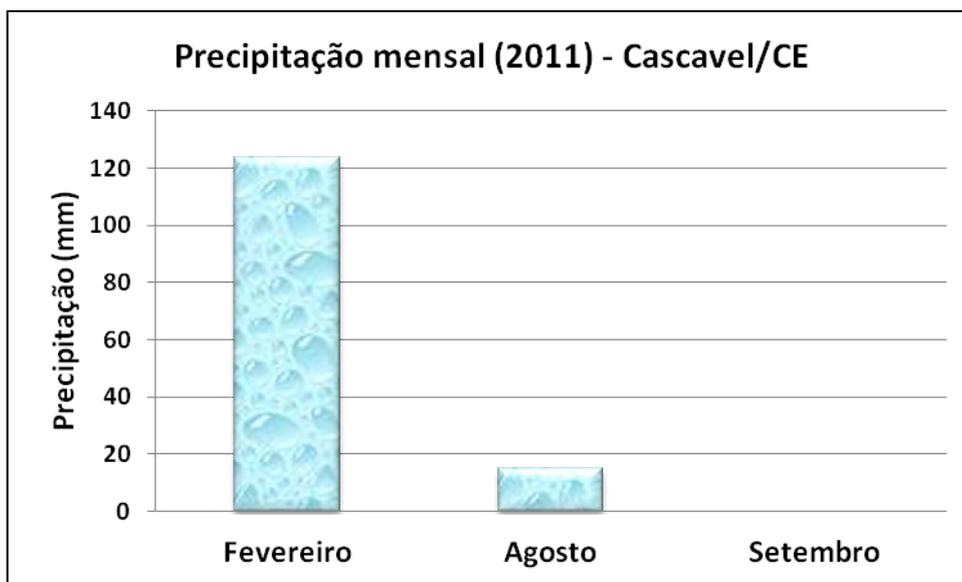
Figura 28 – Distribuição da precipitação anual durante os anos de 2010-2011 em Cascavel-CE.



Fonte: Dados Funceme (2011).

A análise das precipitações para a área de estudo caracteriza-se pela ocorrência de chuvas para o mês de fevereiro de 2011, o que demonstra a tendência para a região, haja vista que já faz parte da quadra chuvosa. O mês de agosto apresentou ocorrência de precipitação, atípico para esse período, e em setembro sem ocorrência (Figura 29).

Figura 29 – Precipitação mensal (2011) para o município de Cascavel-CE.



Fonte: Dados Funceme (2011).

Com relação à influência das precipitações durante os monitoramentos de campo percebe-se que não necessariamente houve uma influência direta para a ocorrência de eventos de alta energia na área, pois durante os experimentos de campo do mês de fevereiro de 2011, apenas no primeiro dia houve a presença de chuvas (10 mm), porém as ressacas foram registradas ao longo de todos os dias, com grande energia que se propagava no perfil praiar e nas dunas frontais (Tabela 2).

Tabela 2 – Precipitação diária para o município de Cascavel-CE.

Experimento	Precipitação (mm)
18/02/2011	10
19/02/2011	0
20/02/2011	0
21/02/2011	0
03/08/2011	0
23/09/2011	0
29/09/2011	0

Fonte: Funceme (2011).

### 5.1.5 Wave runup

A partir da análise e uso dos dados hidrodinâmicos foi calculado o *runup* da onda. Considerando a carência de registros maregráficos com séries históricas, o valor de *storm surge* foi extraído de Paula (2012) para o litoral de Fortaleza, com valor médio de 0,32 m. As características de altura e período de ondas e da sobre-elevação meteorológica usadas para calcular o  $R_2$  e  $R_{HIGH}$  estão reunidas na tabela 3.

Tabela 3 – Parâmetros para o cálculo do *runup*.

Característica	1º Exp.	2º Exp.	3º Exp.	4º Exp.	5º Exp.	6º Exp.	7º Exp.
Hs (m)	1,9	1,8	1,7	1,9	1,4	1,8	1,8
Tp (s)	9	9	12	13	8	6	6
Storm surge	0,32	0,32	0,32	0,32	0,32	0,32	0,32
Maré (m)	3,2	3,2	3,2	3	3	2,4	3,2

Fonte: Autoria própria.

Os valores obtidos no cálculo de  $R_2$  (Equação 1) e  $R_{HIGH}$  (Equação 2) estão dispostos na tabela 4.

Tabela 4 – *Runup* ( $R_2$ ) e máxima elevação do *runup* ( $R_{HIGH}$ ).

Setor	SIZÍGIA + ONDAS SOBRE-ELEVADAS								SIZÍGIA		QUADRATURA		EQUINOCIAL	
	1º Exp.		2º Exp.		3º Exp.		4º Exp.		5º Exp.		6º Exp.		7º Exp.	
	$R_2$ (m)	$R_{HIGH}$ (m)	$R_2$ (m)	$R_{HIGH}$ (m)	$R_2$ (m)	$R_{HIGH}$ (m)	$R_2$ (m)	$R_{HIGH}$ (m)	$R_2$ (m)	$R_{HIGH}$ (m)	$R_2$ (m)	$R_{HIGH}$ (m)	$R_2$ (m)	$R_{HIGH}$ (m)
P1	2,17	5,69	2,41	5,93	2,62	6,09	2,2	5,52	1,65	4,97	0,7	3,42	1,08	4,6
P2	2,47	5,99	2,13	5,65	2,84	6,36	1,94	5,26	1,67	4,99	0,77	3,49	0,88	4,4
P3	2,59	6,11	2,27	5,79	2,74	6,26	2,08	5,4	1,26	4,58	0,81	3,53	0,94	4,46
P4	2,68	6,2	2,52	6,04	2,72	6,18	1,93	5,25	1,23	4,55	0,98	3,7	0,82	4,34
P5	2,68	6,2	2,57	6,09	2,56	6,08	1,86	5,18	1,17	4,49	0,92	3,64	0,75	4,27
P6	2,17	5,69	1,7	5,22	2,29	5,73	1,7	5,02	1,15	4,47	0,8	3,52	0,74	4,26
P7	2,46	5,86	2,15	5,67	2,47	5,82	1,87	5,19	1,3	4,62	0,77	3,49	0,7	4,22
P8	1,93	5,45	1,83	5,35	2,09	5,61	2,28	5,6	1,18	4,5	0,83	3,55	0,64	4,16
P9	2,76	6,28	2,77	6,29	3,48	6,81	2,65	5,97	1,1	4,42	0,97	3,69	0,72	4,24
P10	2,49	6,01	1,95	5,47	2,5	6,02	1,76	5,19	1,09	4,41	0,79	3,51	0,67	4,19
P11	1,91	5,43	1,94	5,46	2,19	5,71	1,76	5,08	1,46	4,78	0,78	3,5	0,76	4,28

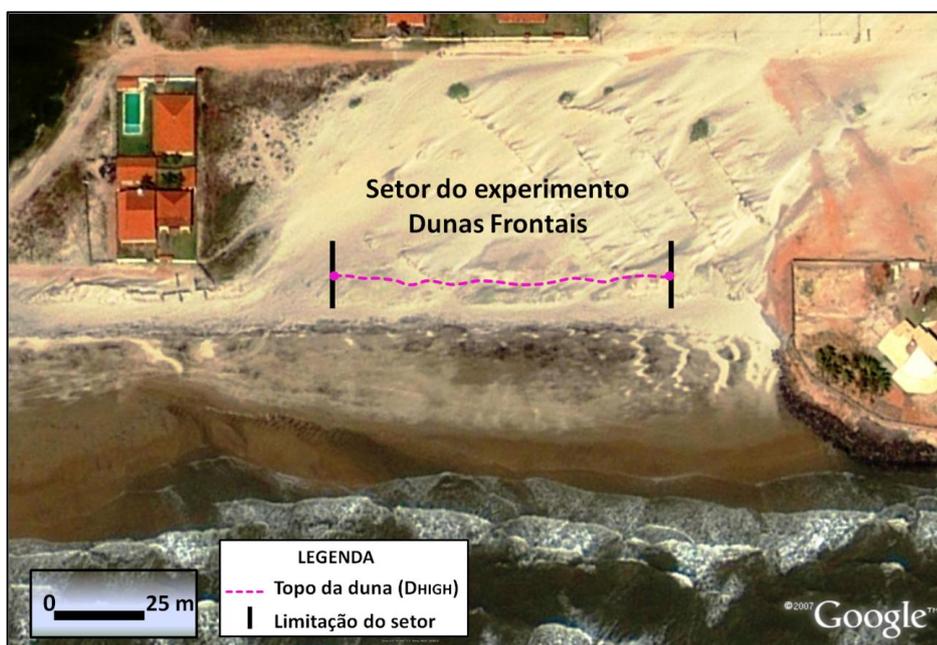
Fonte: Autoria própria.

Os processos e impactos ocorridos na área de monitoramento foram vistos durante os experimentos em campo, todavia a mensuração através dos cálculos de  $R_2$  e  $R_{HIGH}$  dos níveis de ocorrência veio agregar mais embasamento aos estudos relacionados às ressacas do mar sobre o sistema praia-duna, como também testar sua aplicabilidade à região.

## 5.2 Vulnerabilidade das dunas frontais aos regimes de espraiamento, colisão e *overwash*

O setor de monitoramento na Praia da Caponga (Figura 30), a área das dunas frontais, foi avaliada quanto à vulnerabilidade aos eventos de alta energia seguindo a escala de impactos de tempestade de Sallenger (2000): espraiamento, colisão, galgamento e inundação. Segundo a classificação de Hesp (2000), a morfologia das dunas frontais está no estágio 4, com características de dunas erosivas.

Figura 30 – Localização do setor do experimento de recuo da duna frontal.



Fonte: Autoria própria

Para a determinação da vulnerabilidade levou-se em consideração as características da área, como a elevação do topo das dunas frontais ( $D_{HIGH}$ ) e a

declividade da praia ( $\beta_f$ ) nos onze pontos de monitoramento para todos os experimentos realizados, os valores estão dispostos na tabela 5.

Tabela 5 – Declividade da praia ( $\beta_f$ ) e crista da duna ( $D_{HIGH}$ ).

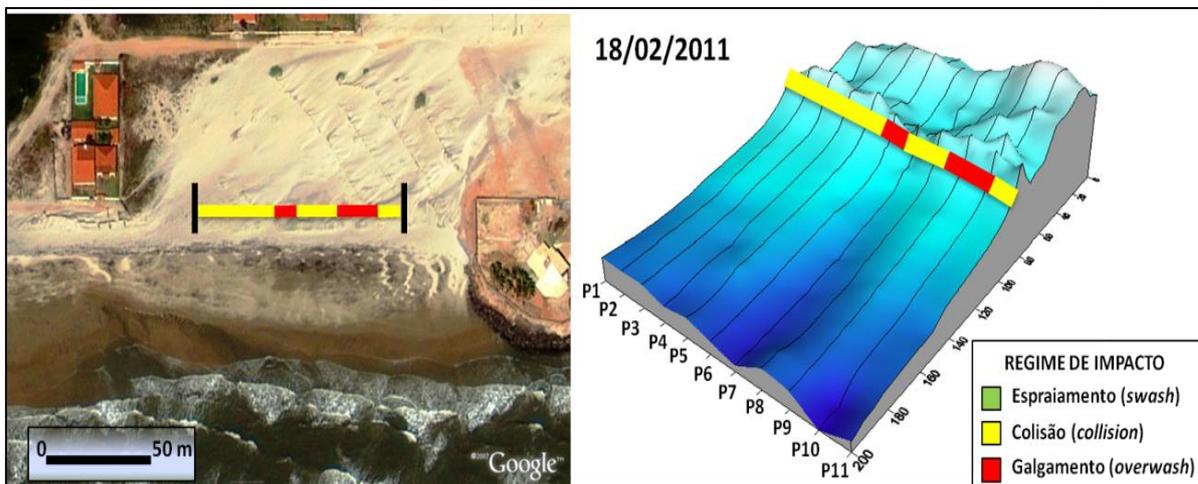
Setor	1º Experimento		2º Experimento		3º Experimento		4º Experimento		5º Experimento		6º Experimento		7º Experimento	
	$\beta_f$	$D_{HIGH}$												
<b>P1</b>	0,165	6,14	0,191	6,14	0,157	6,14	0,171	6,14	0,157	6,14	0,115	6,14	0,186	6,14
<b>P2</b>	0,191	6,71	0,167	6,71	0,172	6,71	0,149	6,71	0,159	6,71	0,129	6,71	0,149	6,71
<b>P3</b>	0,201	6,46	0,179	6,46	0,165	6,46	0,161	6,46	0,113	6,46	0,137	6,46	0,161	6,46
<b>P4</b>	0,208	6,25	0,201	6,25	0,164	6,25	0,148	6,25	0,109	6,25	0,168	6,25	0,138	6,25
<b>P5</b>	0,208	5,84	0,205	5,84	0,153	5,84	0,142	5,84	0,102	5,84	0,157	5,84	0,124	5,84
<b>P6</b>	0,165	5,79	0,128	5,79	0,134	5,79	0,128	5,79	0,099	5,79	0,134	5,79	0,123	5,79
<b>P7</b>	0,19	5,89	0,168	5,89	0,147	5,89	0,143	5,89	0,117	5,89	0,128	5,89	0,115	5,89
<b>P8</b>	0,144	5,92	0,14	5,92	0,12	5,92	0,177	5,92	0,103	5,92	0,14	5,92	0,102	5,92
<b>P9</b>	0,215	6,02	0,222	6,02	0,215	6,02	0,207	6,02	0,092	6,02	0,167	6,02	0,118	6,02
<b>P10</b>	0,192	5,76	0,151	5,76	0,149	5,76	0,133	5,76	0,091	5,76	0,133	5,76	0,108	5,76
<b>P11</b>	0,143	5,72	0,15	5,72	0,127	5,72	0,133	5,72	0,136	5,72	0,13	5,72	0,127	5,72

Fonte: Autoria própria.

A geração de tais informações e dados se mostrou ser bem fiel a realidade acontecida em campo. E assim, possibilitou a avaliação e análise através de representações temáticas para cada dia de experimento monitorado, a seguir:

Para o dia 18/02/2011, e como também, durante toda a coleta de campo de fevereiro/2011 houve a ocorrência de ressaca do mar. E os registros mostraram que em três pontos (P5, P9 e P10) da célula de monitoramento, os valores alcançados por  $R_{HIGH}$  foram superior ao  $D_{HIGH}$ , ocorrendo assim o regime de galgamento. No seguimento do ponto 5 para o ponto 6, a altimetria do topo da duna é de 5,84 m, enquanto o máximo *runup* foi de 6,20 m, da mesma forma ocorreu nos pontos 9 e 10 propiciando esse fenômeno. No restante da área prevaleceu o regime de colisão frente às dunas frontais, que é o impacto no intervalo entre a base da duna e o topo (Figura 31 e 32).

Figura 31 – Representação da vulnerabilidade aos regimes de impacto no setor de dunas frontais da Praia da Caponga no dia 18/02/2011.



Fonte: Autoria própria.

Figura 32 – Registro fotográfico do regime de galgamento no setor de monitoramento da Praia da Caponga.

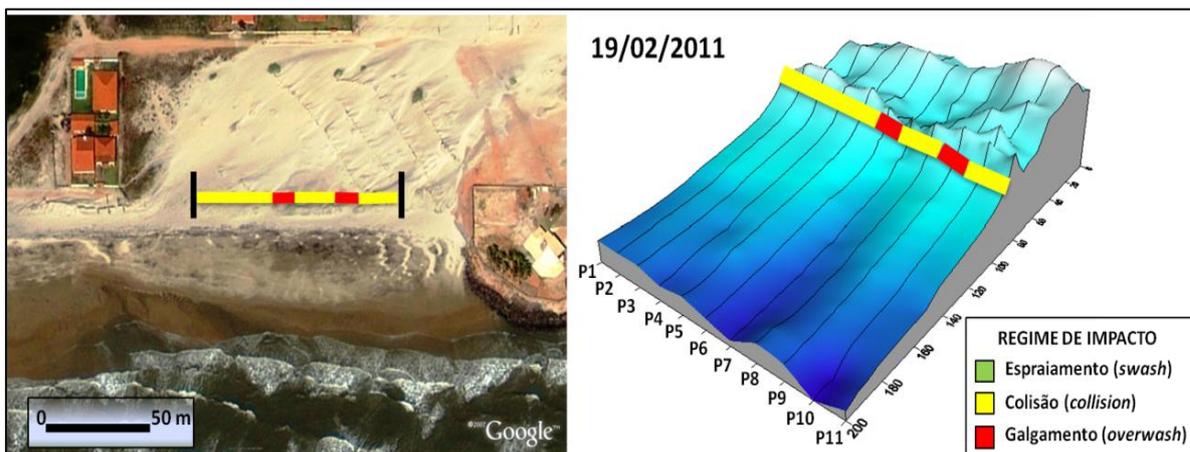


Fonte: Autoria própria.

O regime de galgamento foi detectado também no dia 19/02/2011, porém foi observado em apenas dois pontos dos mesmos que já tinham sofrido no dia anterior, com valores de  $R_{HIGH}$  menores, mas o suficiente para ultrapassar a duna nos pontos P5 e P9, com alcance de 6,09 m e 6,29 m, respectivamente. Para os

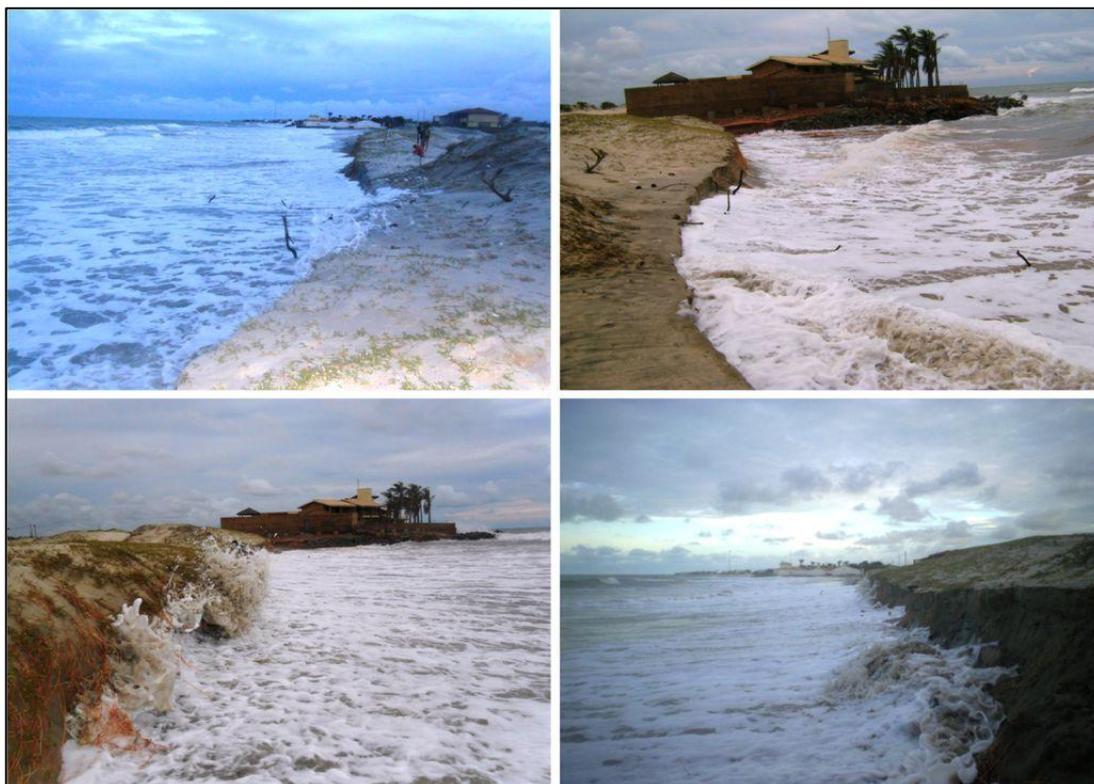
demais pontos do setor, continuou a ocorrência do regime de colisão (Figura 33 e 34).

Figura 33 – Representação da vulnerabilidade aos regimes de impacto no setor de dunas frontais da Praia da Caponga no dia 19/02/2011.



Fonte: Autoria própria.

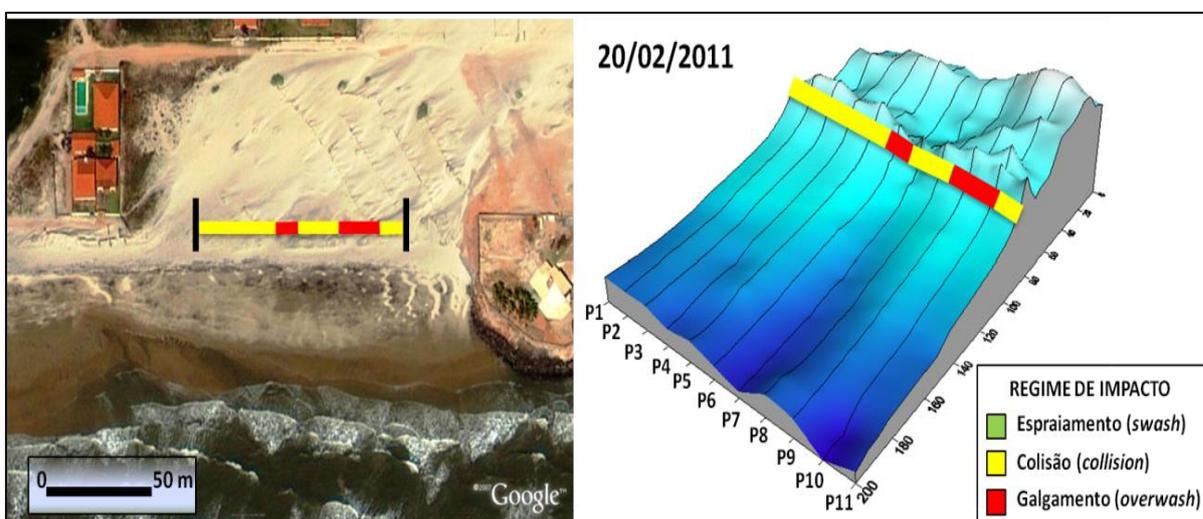
Figura 34 – Registro fotográfico do regime de colisão no setor de monitoramento da Praia da Caponga.



Fonte: Autoria própria.

Com uma intensidade mais elevada da ressaca do mar no dia 20/02/2011, o regime de galgamento é visto novamente nos três pontos já observados em dias anteriores, os pontos P5, P9 e P10, evidenciando esses como sendo os mais vulneráveis. A incidência do regime de colisão seguiu a mesma tendência para os outros pontos do setor. Entretanto, levando em consideração o valor de  $R_{HIGH}$  para o P7, de 5,82 m, ficou bem aproximado da cota do topo da duna ( $D_{HIGH}$ ), que é de 5,89m, mostrando que dependendo da energia do evento, se tornaria outra área propícia ao galgamento da duna (Figura 35).

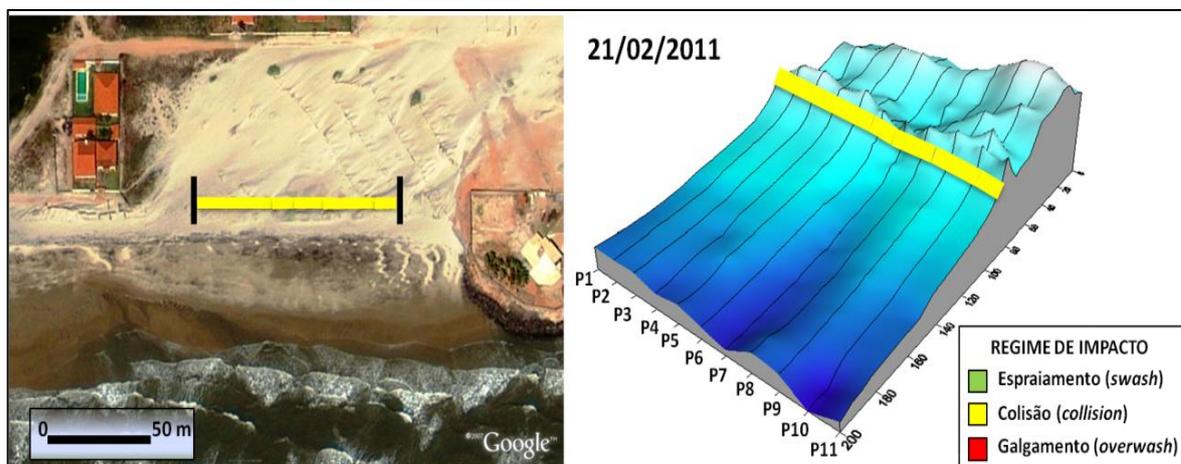
Figura 35 – Representação da vulnerabilidade aos regimes de impacto no setor de dunas frontais da Praia da Caponga no dia 20/02/2011.



Fonte: Autoria própria.

Durante o monitorado para o dia 21/02/2011, a energia das ressacas do mar diminuiu, comparando-se aos dias anteriores avaliados, porém continuaram a impactar as dunas frontais, mas não foram registrados galgamentos, o que prevaleceu foi o regime de colisão, como pode ser observado na figura 36.

Figura 36 – Representação da vulnerabilidade aos regimes de impacto no setor de dunas frontais da Praia da Caponga no dia 21/02/2011.

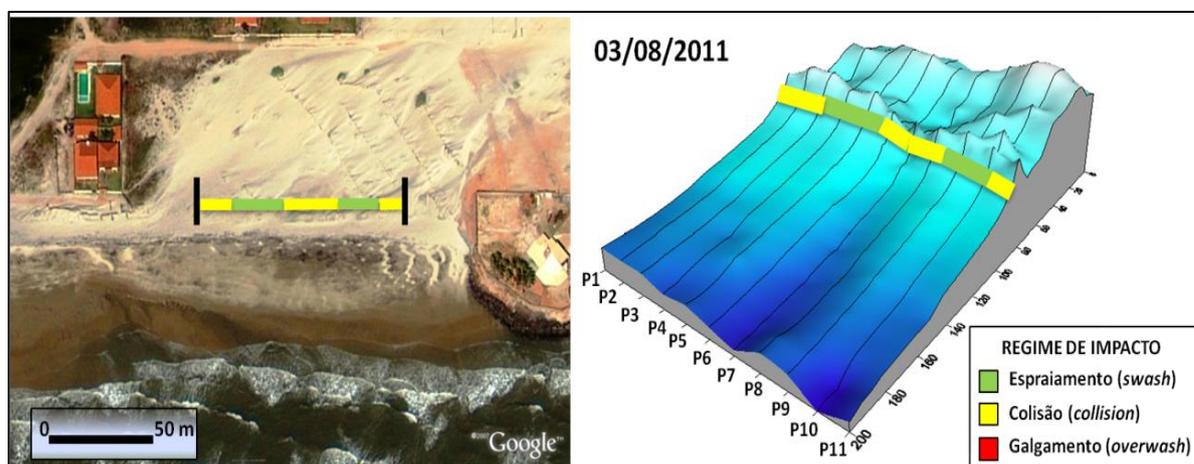


Fonte: Autoria própria.

Para o experimento do dia 03/08/2011, apesar de não ter ocorrido episódio de ressaca do mar, as características durante o período foram de maré de sizígia, com velocidade dos ventos também mais elevada, e consequentemente, a altura de ondas mais expressiva, típicas para o segundo semestre na região.

Isso explica, em parte, ao impacto ocorrido em 55% do setor de monitoramento ao regime de colisão. E observa-se ainda nesse período na área, o regime de espraiamento, onde a elevação máxima do *run-up* pode alcançar até base da duna ( $D_{LOW}$ ), o que correspondeu a esse processo nos pontos P3 ao P5, e no P9 e P10 (Figura 37 e 38).

Figura 37 – Representação da vulnerabilidade aos regimes de impacto no setor de dunas frontais da Praia da Caponga no dia 03/08/2011.



Fonte: Autoria própria.

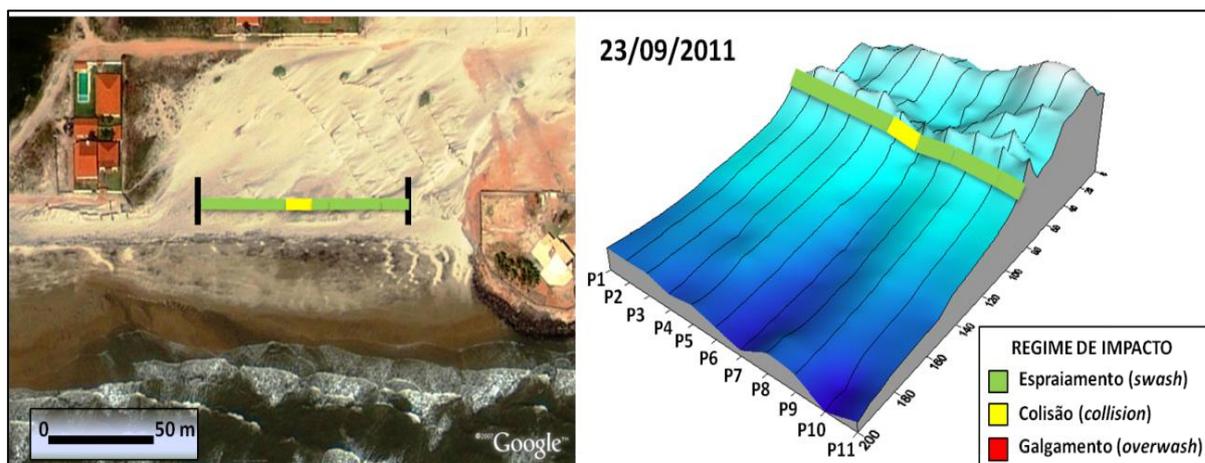
Figura 38 – Registro fotográfico do regime de espraioamento no setor de monitoramento da Praia da Caponga no dia 03/08/2011.



. Fonte: Autoria própria.

O monitoramento do setor de dunas frontais no dia 23/09/2011, foi realizado durante uma maré de quadratura, e também não foi registrado ocorrência de ressaca do mar. Em resposta a esse cenário, com incidência menor de energia das forçantes marítimas ao perfil praiar e dunas frontais, o regime de espraioamento foi observado em praticamente todo campo, exceto no P6, onde foi afetado ainda ao regime de colisão (Figura 39).

Figura 39 – Representação da vulnerabilidade aos regimes de impacto no setor de dunas frontais da Praia da Caponga no dia 23/09/2011.

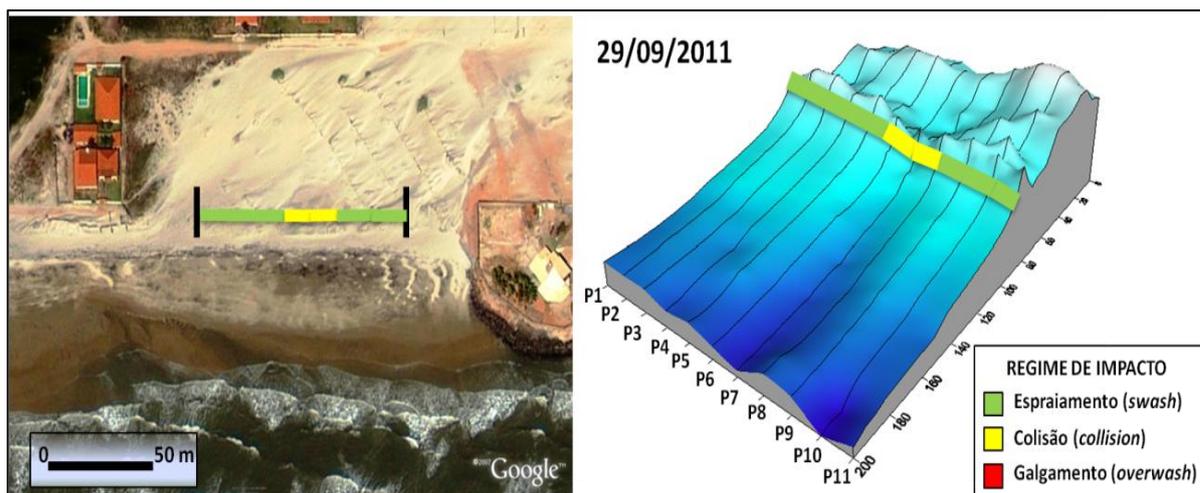


Fonte: Autoria própria.

No dia 29/09/2011, o monitoramento se deu durante uma maré de sizígia equinocial, implicando assim em uma maior energia na dinâmica do sistema, porém

sem ocorrência de ressacas do mar. A área com incidência mais vulnerável ao regime de colisão foi entre os pontos P6 e P7, atingindo valores de  $R_{HIGH}$  de 4,26 m e 4,22 m, enquanto o restante do setor foi impactado com o regime de espraiamento (Figura 40).

Figura 40 – Representação da vulnerabilidade aos regimes de impacto no setor de dunas frontais da Praia da Caponga no dia 29/09/2011.



Fonte: Autoria própria.

Dessa forma, constata-se que os eventos de alta energia do primeiro semestre são responsáveis pelos regimes de galgamento e colisão, induzidos pelo *wave setup* (sobre-elevação devido intensidade das ondas), enquanto que no segundo semestre são observados regimes de espraiamento (*swash*) e colisão, esses induzidos pelo *wind setup* (sobre-elevação devido intensidade dos ventos).

### 5.3 Impactos dos eventos de alta energia na morfologia do sistema praia-duna

#### 5.3.1 Monitoramento das dunas frontais

As dunas frontais foram bastante afetadas pela a intensidade da ressaca do mar registrada no período de 18 a 21 de fevereiro de 2011 (FIGURA 41), onde se verificou um recuo progressivo ao longo dos dias de monitoramento. E dessa forma, essa barreira de proteção natural do litoral presente nessa praia, sofreu uma erosão acentuada em toda a sua extensão.

Figura 41 – Registro fotográfico do evento de alta energia(ressaca do mar) nas dunas frontais em fevereiro/2011: a) antes da ressaca; b) ondas de ressaca ; c) *overwash* (galgamento); d) após a ressasca.



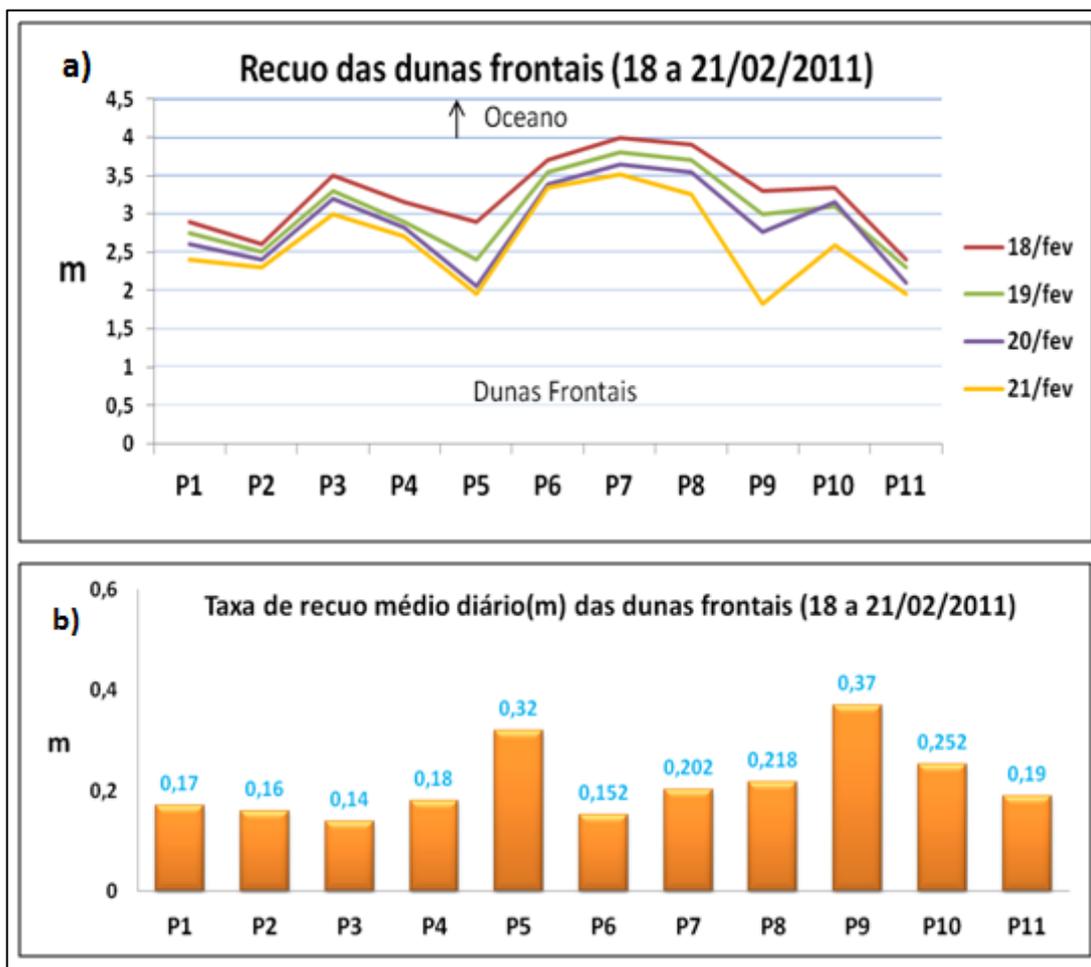
Fonte: Autoria própria.

Nos dias 18 e 19/02/2011 foram observadas as maiores ressacas, ou seja, com maior potencial energético, onde as dunas frontais sofreram com um recuo acentuado em toda a área estudada, ressaltando que os pontos P5, P9 e P10 foram os trechos mais vulneráveis, favorecendo o empilhamento da água junto à costa, o que foi suficiente para ocasionar o regime de galgamento (*overwash*).

A erosão da duna foi intensa, ao passo que as raízes da vegetação ficaram expostas devido ao solapamento da base da duna pelas ondas, provocando o desmoronamento do topo da duna sobre a base. Também foi possível observar que a ressaca induziu a erosão da praia, especialmente, na base da duna. Durante os dias 20 e 21/02/2011 ainda foram observados os eventos de alta energia, mas não com tanta intensidade como nos dias anteriores, porém devido alguns setores continuarem muito vulneráveis, ocorreu à degradação das dunas frontais, onde o

setor do ponto P9 teve uma perda bastante considerável, em torno de 1,5 m de recuo, valor muito acima da média de recuo diário, conforme mostra a figura 42.

Figura 42 – Taxa de recuo médio diário(m) das dunas frontais no período de 18 a 21/02/2011.



Fonte: Autoria própria.

Nesses setores, nos episódios de *overwash* foram encontrados resíduos sólidos (e.g. cascas de coco, madeiras, embalagens plásticas) e conchas que se encontrava na face de praia e foram transportados para zona de reverso da duna (Figura 43). Este é um dado interessante considerando que a ocorrência de conchas nessas áreas são usadas por muitos autores como possíveis indicadores de flutuação do nível do mar, critério de delimitação de terraços marinhos holocênicos, dentre outros. Irion *et al.* (2011) identificou em Jericoacoara que placa de *beach-rocks* acima da linha de costa atual não seriam de fato indicadores de flutuação Holocênica do nível médio do mar e sim de material remobilizado em condições de *overwash* ao longo deste período.

Figura 43 – Registro fotográfico do escoamento de água para a zona de reverso da duna – Leques de galgamento.



Fonte: Autoria própria.

Esse período de evento de alta energia provocou em curta escala de tempo a erosão das dunas frontais na região da Praia da Caponga, porém de acordo com os trabalhos de campo realizados em agosto e setembro de 2011, a área se mostrava com aporte sedimentar considerável e elevado, sem aparente erosão e com vegetação espaça (Figura 44). As características climáticas e oceanográficas também não favoreciam o surgimento de ressacas do mar, e consequentemente, possível erosão nas dunas.

Figura 44 – Registro fotográfico das dunas frontais da Praia da Caponga no período do segundo semestre de 2011.



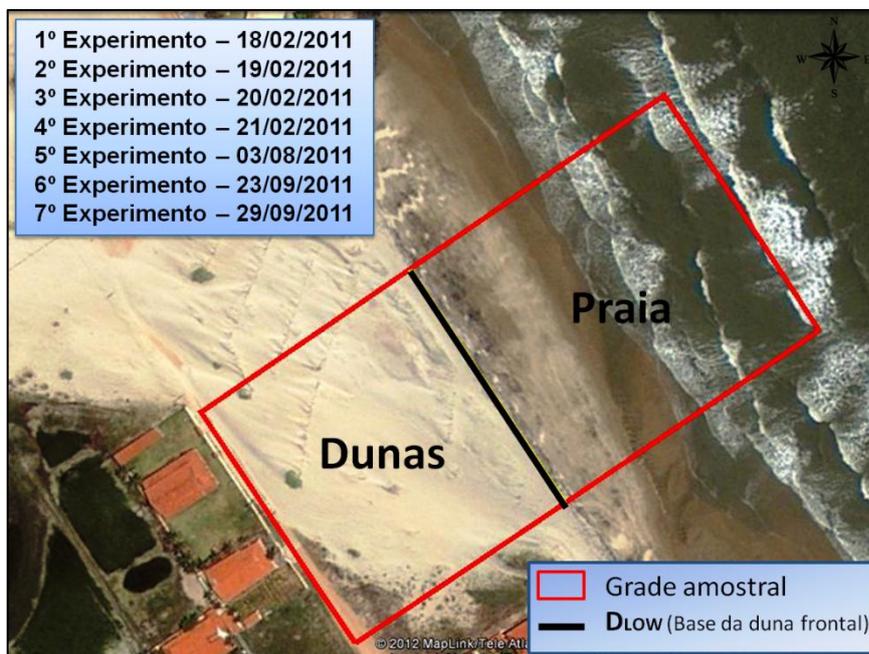
Fonte: Autoria própria.

### 5.3.2 Morfologia

Os impactos dos eventos de alta energia do sistema duna-praia foram analisados a partir da variação morfológica dos Modelos Digitais do Terreno (MDT) e dos sedimentos superficiais coletados em cada amostragem na área do experimento (Figura 45).

A variação morfológica na diferenciação entre a grade amostral do 2º experimento para o 1º (Figura 46.a) foi possível constatar uma intensa dinâmica. Vale ressaltar que, a base das dunas frontais está localizada na grade na extensão de 85 m delimitada por uma linha, e foi nessa área onde houve uma mobilização dos sedimentos provocando uma perda significativa, e como também na face praial chegando à perda em determinados setores e acréscimos em outros. A energia causadora dessa movimentação se deu pelo a intensidade do primeiro dia de ressaca do mar.

Figura 45 – Localização da grade amostral para análise da variação morfológica na Praia da Caponga.



Fonte: Autoria própria.

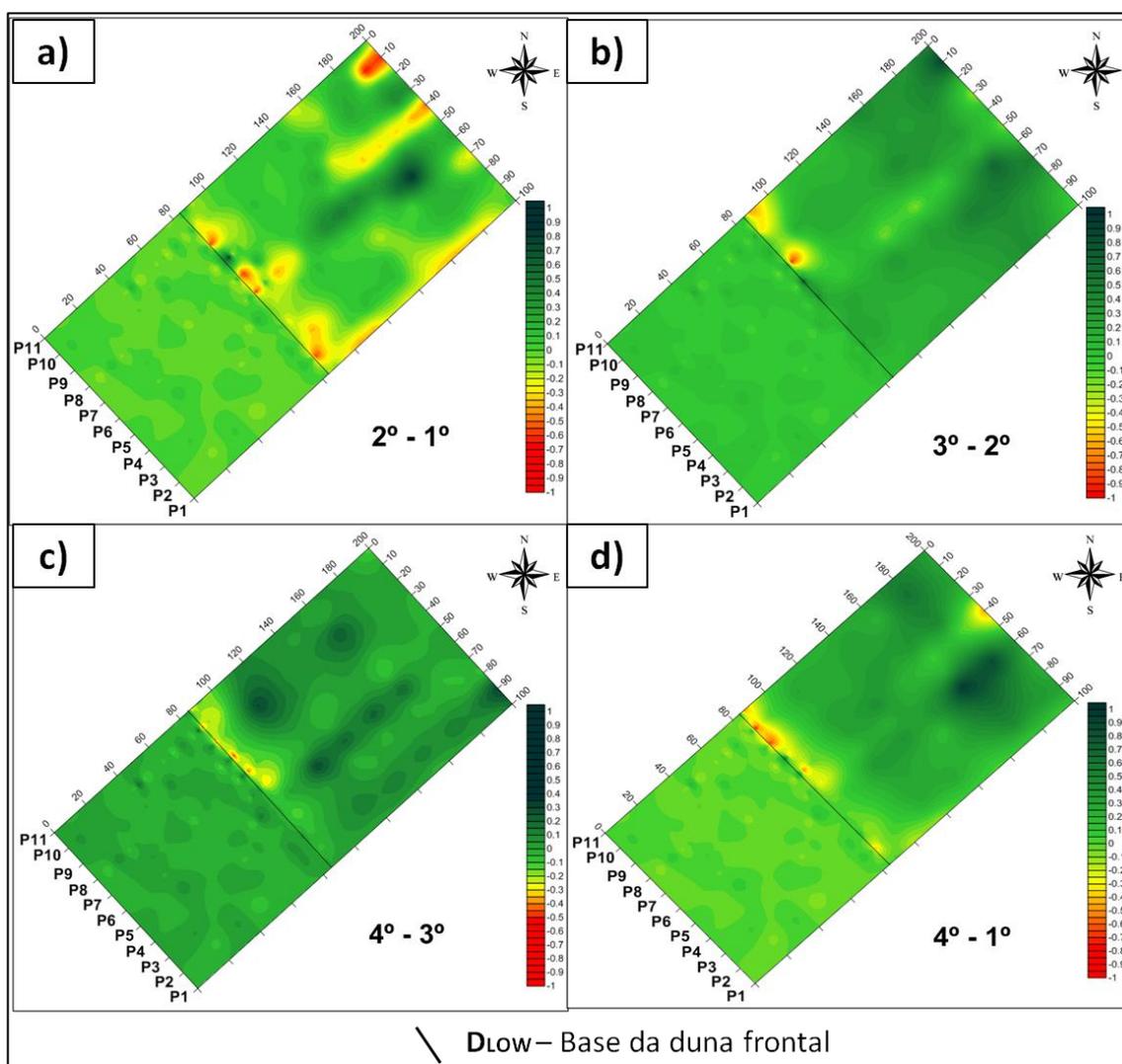
Na avaliação do residual do 3º experimento para o anterior, do dia 19/02/2011, como mostra a figura 46.b, destaque para progradação no setor do estirâncio. Já na duna frontal, houve retirada de sedimentos próximos aos pontos P8, P10 e P11. No confronto dos dados do 4º experimento com o 3º (Figura 46.c), observa-se a tendência de acumulação de sedimentos na face de praia, enquanto na base da duna houve uma retirada no intervalo entre os pontos P6 e P11, caracterizando esse setor muito vulnerável a erosão.

Tal acumulação sedimentar na região do estirâncio e pós-praia estima-se que seja oriundo da erosão causada na duna frontal e advinda também de fora do sistema monitorado devido à alta frequência de energia das ressacas do mar e própria dinâmica local.

No caso da análise morfológica na área de dunas, não foi observado relevantes mudanças morfológicas, e durante grande parte do trabalho de campo, a mesma se encontrava mais compactada devido a precipitações ocorridas no período, e por esses motivos, só foi realizado uma coleta de dados topográficos da região dunar e utilizado para o estudo ao longo dos experimentos do mês de fevereiro.

No contexto geral da variação morfológica durante o período de ressaca do mar que foram os quatros primeiros experimentos, observa-se pela figura 46.d que a mobilização sedimentar se deu pela erosão da duna frontal, e evidenciando uma zona mais vulnerável que vai desde o P6 ao P11. Como também, uma zona de acumulação de sedimentos no estirâncio inferior preferencialmente.

Figura 46 – Variação morfológica entre os dias 18 a 21/02/2011: a) Residual  $2^{\circ} - 1^{\circ}$ ; b) Residual  $3^{\circ} - 2^{\circ}$ ; c) Residual  $4^{\circ} - 3^{\circ}$ ; d) Residual  $4^{\circ} - 1^{\circ}$ .



A análise da variação morfológica durante o segundo semestre também mostrou uma grande mobilidade sedimentar ao longo dos experimentos, porém o monitoramento se deu em um intervalo de periodicidade mais espaçada.

De início, foi elencado o residual do experimento do dia 03/08/2011 com o último realizado no dia 21/02/2011, onde a figura 47.a indica que houve mudanças significativas na área das dunas com perdas sedimentares, isso se deve a direção e velocidade dos ventos mais intensos registrados para a região que remobilizam os sedimentos para o interior da costa.

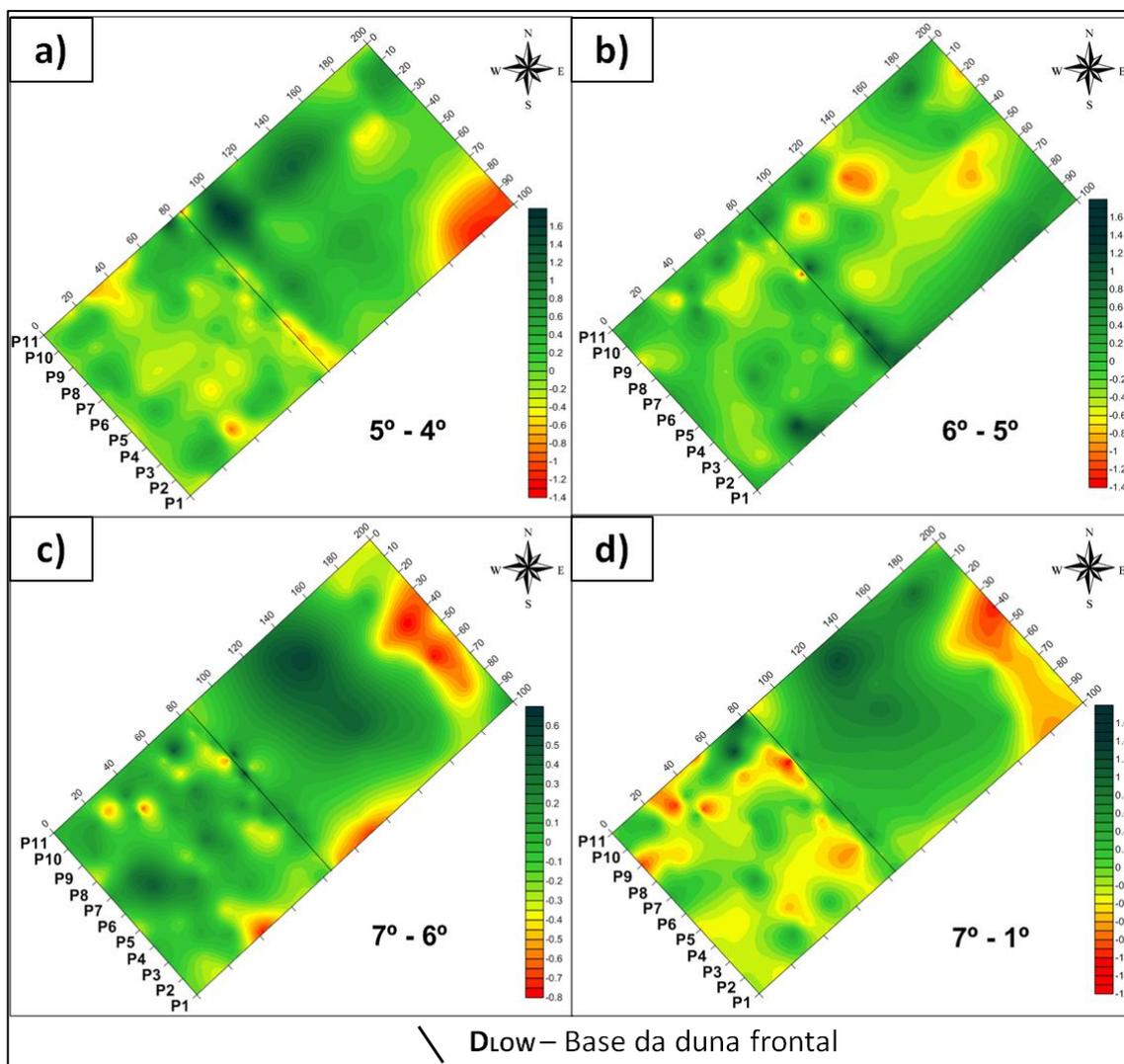
Na face praial é observado à presença de cavas no estirâncio inferior e barras expostas na área de pós-praia, enquanto que os perfis de fevereiro mostram uma praia com menos acidentes morfológicos. Deve-se levar em consideração que essas novas configurações no perfil praial é devido o grande espaço de tempo entre as coletas de dados, diferença de 06 meses.

O residual referente ao 6º experimento com o 5º foi com uma diferença de um mês na aquisição dos dados, e revela uma perda de sedimentos na zona de estirâncio e pós-praia, enquanto a base da duna frontal sofreu um acúmulo, principalmente nos setores que vão desde o P1 até o P5, e no campo de dunas houve a migração dentro do sistema, com áreas sendo acrescidas e outras erodidas (Figura 47.b).

De acordo com o monitoramento realizado para o período do dia 29/09/2011, o 7º experimento feito em maré de sizígia equinocial, confrontado com o do dia 23/09/2011, o 6º experimento em maré de quadratura, mostrou que a variação morfológica se deu intensamente na face praial, onde se percebe a formação de uma cava entre o estirâncio inferior e antepraia, e em direção ao continente à formação mais elevada de acúmulo de sedimentos, em forma de barra. Na duna frontal não houve grandes variações, enquanto que o reverso, o campo de dunas, mostrou-se com mudanças pontuais de perda sedimentar (Figura 47.c).

A figura 47.d mostra a variação morfológica ocorrida na área de estudo utilizando o 7º experimento com os dados do 1º experimento, possibilitando assim uma análise generalizada da dinâmica presente nesse ambiente costeiro. Onde se observa mudanças bruscas no perfil praial, com progradações e perdas em vários setores da grade. A base da duna frontal apresenta-se aparentemente estável, ora sofre com a erosão, principalmente em eventos de alta energia do primeiro semestre, e ora prograda e estabiliza esses sedimentos, sendo esse último, a vegetação das dunas exerce papel crucial. Entretanto, o seu reservatório e posterior campo de dunas indica a efervescente mobilização dos sedimentos, tendo o vento como principal vetor dessa dinâmica migratória.

Figura 47 – Variação morfológica dos dias 03/08/2011, 23/09/2011, 29/09/2011: a) Residual  $5^\circ - 4^\circ$ ; b) Residual  $6^\circ - 5^\circ$ ; c) Residual  $7^\circ - 6^\circ$ ; d) Residual  $7^\circ - 1^\circ$ .



Fonte: Autoria própria.

Quanto ao volume sedimentar da grade amostral ao longo de cada experimento foi observado que a variação teve uma tendência de ganho de sedimentos, partindo como base o 1º experimento, os demais dias do mês de fevereiro, acredita-se advindos de área adjacente e bancos de areia submersos que devido à agitação marinha provocada pela ressaca do mar foram direcionados para a praia subaérea nos limites da grade.

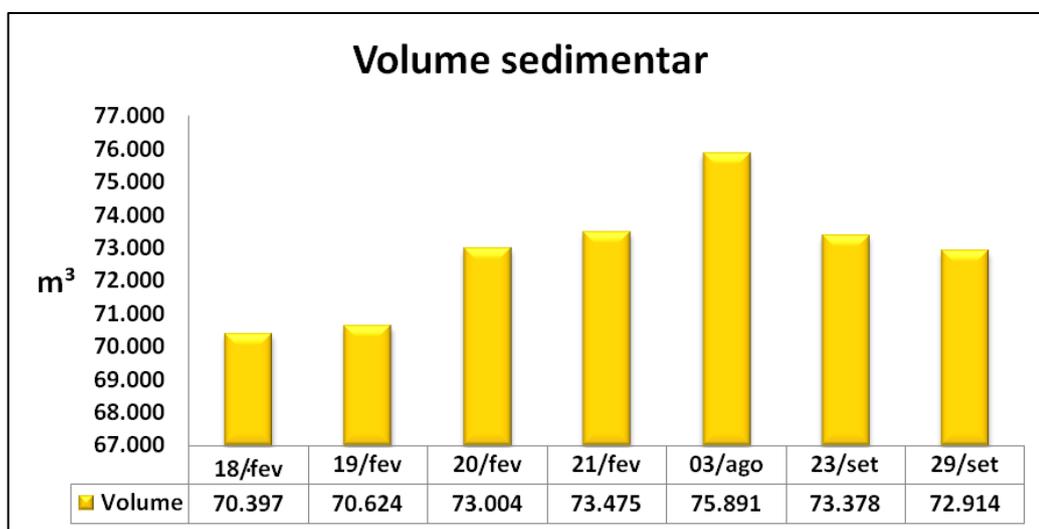
A incidência das ondas *swell*, predominante de quadrante N-NE ao chegar à Caponga, provoca erosão da duna frontal, porém remobiliza sedimentos da

antepraia para a face de praia, recompondo o volume de sedimentos do sistema duna-praia (Figura 48).

Para o segundo semestre, o 5<sup>o</sup> experimento apresentava um volume de 75.891 m<sup>3</sup>, e ao contrário visto nos trabalhos de campo de fevereiro, o comportamento sedimentar tendeu a declinar, onde o valor da diferença para o 6<sup>o</sup> experimento foi na ordem de -2.513 m<sup>3</sup>. Foi registrada perda de sedimentos no experimento do dia 29/09/2011, sendo assim um balanço volumétrico negativo.

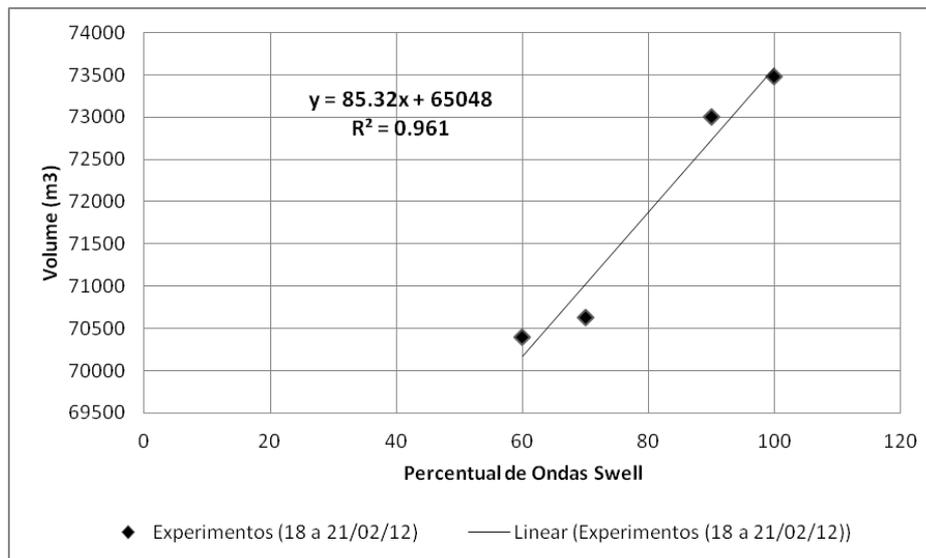
Estima-se que a retirada de sedimentos tem como principal agente nesse período, os ventos, que controlam o fluxo de entrada e saída de sedimentos nas dunas. As ondas sea predominantes neste período são responsáveis pela erosão da face de praia próxima a zona de arrebentação. Isto pode ocorrer devido à potencialização do transporte de sedimentos pela corrente longitudinal que na área alcança valores que varia de 663.000 a 1.460.000 m<sup>3</sup>/mês (PINHEIRO, 2000).

Figura 48 – Volume dos sedimentos da grade amostral durante os experimentos na Praia da Caponga.



Fonte: Autoria própria.

Figura 49 – Correlação entre o volume de sedimentos e o percentual de ondas *swell* no experimento de alta frequência no período de 18 a 21 de fevereiro de 2011.



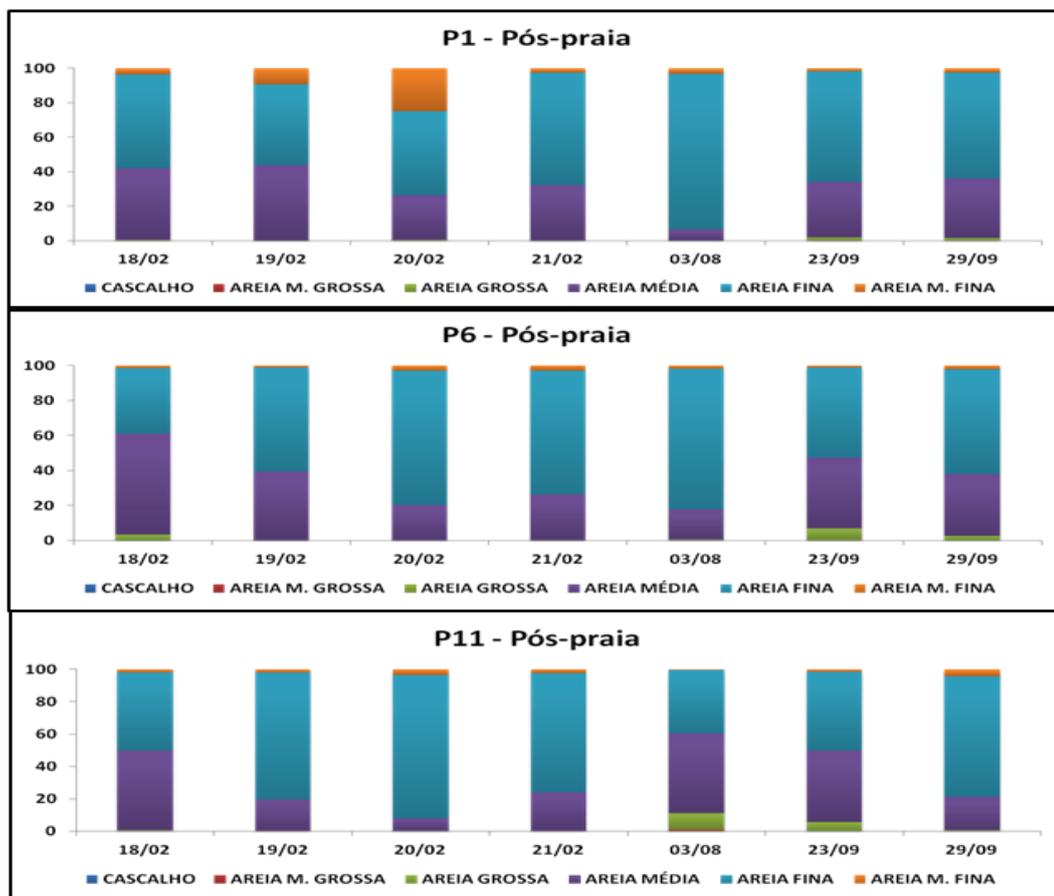
Fonte: Autoria própria.

### 5.3.3 Sedimentologia

Nos setores de monitoramento da pós-praia, os sedimentos característicos predominante dessa área foi os de classificação areia média e areia fina. No início da análise, para o dia 18/02/2011 apresentaram valores bem equivalentes, porém no decorrer do monitoramento houve uma tendência durante o período de evento de alta energia, o acréscimo no percentual de areia fina, levando a entender que isso ocorre pela acumulação de sedimentos providos da erosão das dunas frontais.

Para os demais períodos monitorados, nota-se ainda que a granulometria para o setor são sedimentos variando de médio a finos, porém verifica-se ocorrência de areia grossa em determinados pontos de agosto e setembro (Figura 50).

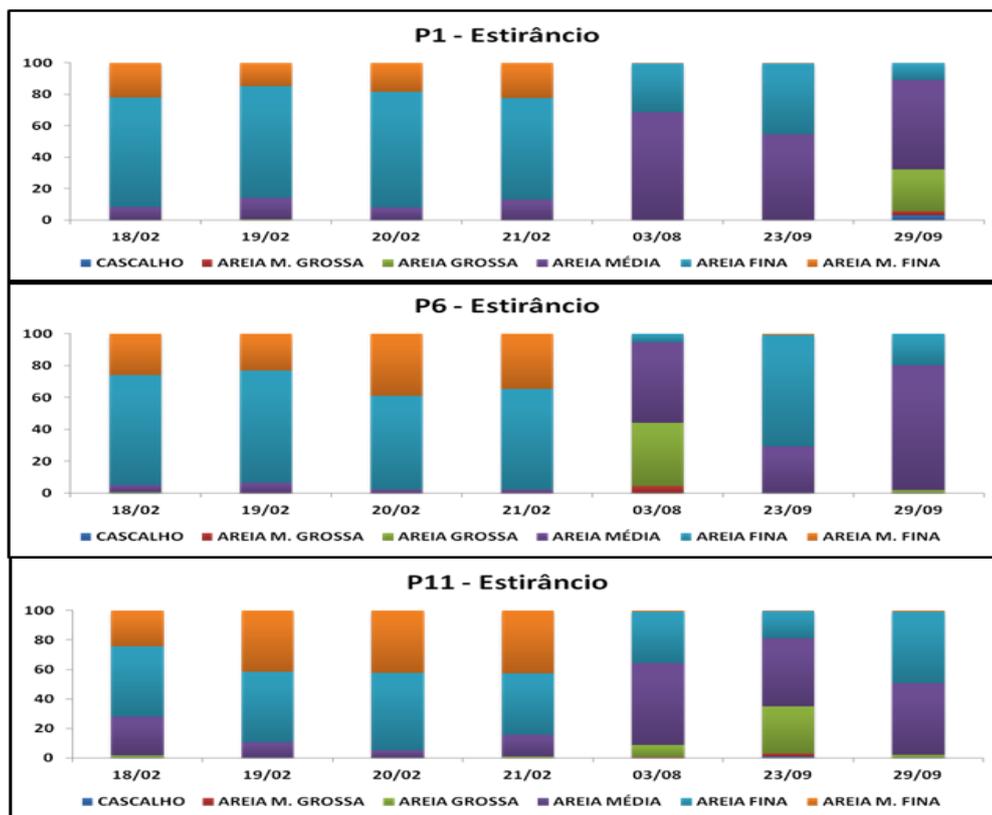
Figura 50 – Distribuição sedimentar no setor da pós-praia ao longo dos experimentos na Praia da Caponga.



Fonte: Autoria própria.

Na zona de estirâncio observa-se no período de ressacas do mar, a presença significativa de sedimentos de granulometria areia fina e areia muito fina, porém nesse setor ocorre variação e com aumento nos valores de areia muito fina nos P6 e P11. Acredita-se que essas taxas de ocorrência de sedimentos finos nesse setor tenham ocorrido pela dinâmica energética verificada durante o evento de alta energia que carregaram essa fração granulométrica para essa zona de estirâncio, já que para os outros monitoramentos em agosto e setembro, notam-se maiores valores de areia média nesse setor, e com picos de areia grossa em determinados períodos (Figura 51).

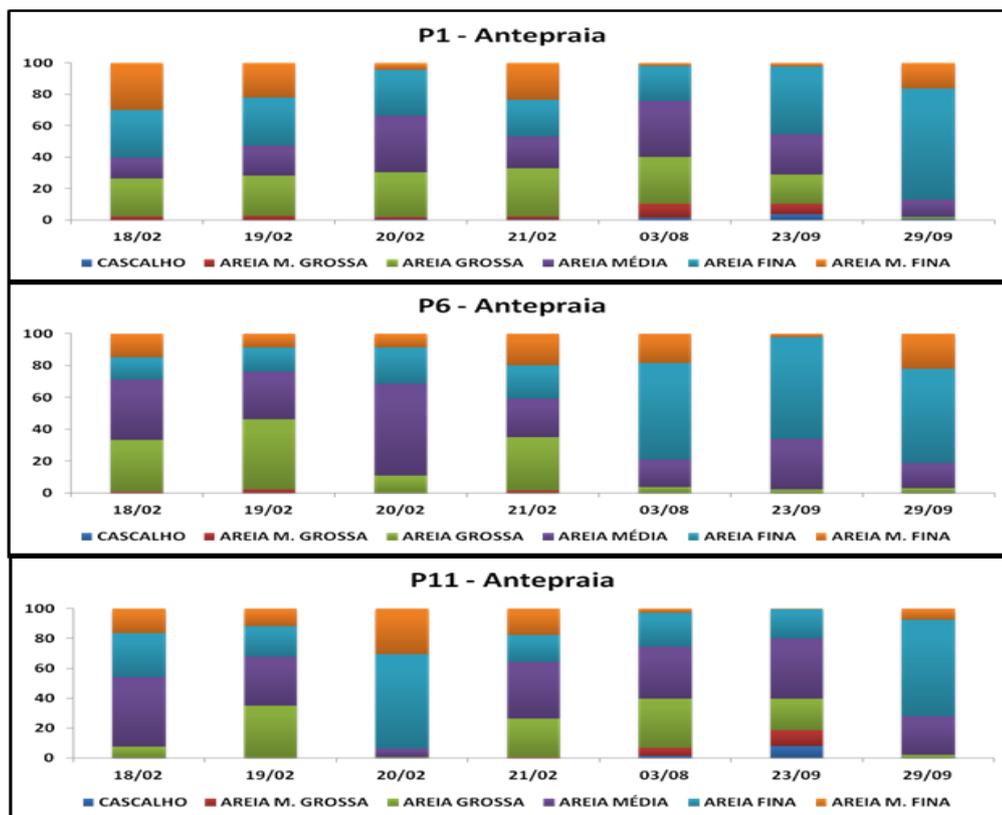
Figura 51 – Distribuição sedimentar no setor do estirâncio ao longo dos experimentos na Praia da Caponga.



Fonte: Autoria própria.

Na distribuição textural dos sedimentos na antepraia mostrou que no início dos experimentos, no dia 18/02/2011, havia a concentração de sedimentos que variava desde areia grossa a areia muito fina, em comparação com o período de ressacas do mar, esses valores variaram bastante, ora com acumulação de sedimentos mais finos e outra a predominância de granulometria grossa, mostrando assim a atuação de dois agentes e áreas fontes de sedimentos (Figura 52).

Figura 52 – Distribuição sedimentar no setor da antepraia ao longo dos experimentos na Praia da Caponga.



Fonte: Autoria própria.

No primeiro experimento foi observada a contribuição dos sedimentos das dunas frontais para a face de praia, erodidos nos eventos de *overwash* e de sedimentos da antepraia redirecionados para a face de praia pela incidência das ondas *swell*. No segundo semestre, o aporte de sedimentos das dunas frontais para a face de praia é praticamente nulo, considerando a direção dos ventos que favorece o transporte para o interior do continente.

Os sedimentos finos ali existentes podem ser oriundos do transporte eólico no próprio estirâncio e depositados pelas ondas *sea* em áreas mais profundas, que é muito comum neste período. No segundo experimento predominaram as areias de granulometria variando de média a grossa na face de praia.

## 6 CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES

- O experimento de alta frequência possibilitou um conhecimento mais detalhado dos impactos dos eventos de alta energia e de suas implicações na morfologia e transporte de material no sistema duna-praia.
- A área de monitoramento se mostrou vulnerável ao regime de galgamento e colisão durante os períodos de ressacas do mar, onde foram responsáveis pela erosão das dunas frontais e variações morfológicas e sedimentares na face praial.
- O regime de colisão também foi observado, em menor frequência, durante os períodos cíclicos da região, o que evidencia a vulnerabilidade erosiva das dunas frontais não somente com a frequência de eventos de alta energia.
- Analisando a dinâmica costeira local durante o evento de alta energia e em períodos cíclicos, observa-se que o fator relevante na intensidade e geração de impactos na morfologia da praial são as ondas, mas precisamente as ondas com período superior 9 segundos e com direções predominantes do quadrante N-NE, caracterizando como ondas do tipo *swell*.
- As dunas frontais existentes nesse trecho da Praia da Caponga sofreram acentuado recuo e erosão em sua estrutura e as mudanças morfológicas na praia evidenciaram a elevada capacidade de transporte sedimentar em curta escala de tempo induzida pela ação de uma ressaca do mar. Mas também demonstraram capacidade de recuperação de suas feições. Diante disso, as dunas frontais servem como barreira natural de proteção e contenção da água do mar e fonte de sedimentos para a dinâmica costeira, onde a remoção ou ocupação sobre as mesmas deixaria a região ainda mais propícia aos riscos associados às ressacas do mar, como é observado em áreas adjacentes.
- A incidência das ondas *swell*, predominante de quadrante N-NE ao chegar à Caponga, provoca erosão da duna frontal, porém remobiliza sedimentos da antepraia para a face de praia, recompondo o volume de sedimentos do sistema duna-praia.
- O desenvolvimento do estudo na área de dunas frontais da Praia da Caponga mostrou que a metodologia empregada para a identificação e avaliação de áreas vulneráveis aos galgamentos oceânicos foi válida e viável para tal finalidade, podendo assim, ser utilizado em outras áreas, porém sempre se atentando para as

características climáticas e oceanográficas de cada região.

- Ressalta-se ainda, que haja a necessidade de estudos mais aprofundados sobre a intensidade e períodos de retorno desses eventos de alta energia, propiciando a previsão de cenários futuros aos impactos para área estudada.
- Para isso, necessita da obtenção de dados e informações mais complexas e completas, e de maior precisão sobre as forçantes marítimas e climáticas para o objeto de estudo. E dessa forma, dos resultados já obtidos e que exerce sua parcela de contribuição, poderão ser gerados mais resultados que serão de grande valia para um melhor planejamento e ordenamento dos ambientes costeiros, evitando, assim, os riscos gerados por tais eventos aos diversos segmentos da sociedade, tanto na infraestrutura urbana de cidades litorâneas como em regiões menos urbanizadas.

## REFERÊNCIAS

- ASHTON, A. J. P.; DONNELLY and EVANS, R.L. **Mitigation and adaptation strategies for global change**. Volume 13, Number 7, p. 719-743. 2008.
- BROWN, A. C.; MCLACHLAN, A. **Ecology of sandy shores**. New York: Elsevier, 1990.
- BULHÕES, E. M. R.; FERNANDEZ, G. B.; ROCHA, T. B. **Efeitos morfológicos nas barreiras costeiras do litoral centro-norte do estado do Rio de Janeiro: resultados do evento de tempestade de abril de 2010**. Revista de Geografia. Recife: UFPE – DCG/NAPA, v. especial VIII SINAGEO, n. 2. 2010.
- CALLIARI, L. J.; FIGUEIREDO, S. A. **Variabilidade das dunas frontais no litoral norte e médio do Rio Grande do Sul, Brasil**. Gravel (Porto Alegre), Porto Alegre, v. 3, p. 15-31, 2005.
- CALLIARI, L. J.; MUEHE D.; HOEFEL, F. G.; TOLDO, JR. E. E. **Morfodinâmica praial: uma breve revisão**. Revista Brasileira de Oceanografia, 51: 63-78. 2003.
- CARTER, R. W. G.; WILSON, P. **The geomorphological, ecological and pedological development of coastal foredunes at Magilligan Point, Northern Ireland**. In: K.F. Nordstrom, N.P. Psuty and R.W.G. Carter, Editors, Coastal Dunes: Form and Process, Wiley, London, 1990. p. 129.
- CARVALHO, A. M.; DOMINGUEZ, J. M. L.; MAIA, L. P. **Interação entre deriva litorânea e potencial formação de dunas na morfogênese costeira do NW do Ceará**. Mercator, Revista de Geografia da UFC, 03, vol. 5. 2004.
- CASTELO BRANCO, M. P. N.; LEHUGEURB, L. G. O.; CAMPOS, J. E. G.; NOGUEIRA, S. R. P. **Morfodinâmica das praias arenosas à barlar e à sotamar do promontório Ponta do Iguape – estado do Ceará – Brasil**. Revista de Geologia, Vol. 18, nº 2, 215-229, 2005.
- CIAVOLA, P.; FERREIRA, O.; HAERENS, P.; KONINGSVELD, M. V.; ARMAROLI, C.; LEQUEUX, Q. **Storm impacts along European coastlines**. Part 1: The joint effort of the MICORE and ConHaz Projects. Environmental Science Policy, 14: 12 – 923. 2011.
- CLAUDINO-SALES, V.; WANG, P.; HORWITZ, M. H. **Effect of Hurricane Ivan on Coastal Dunes of Santa Rosa Barrier Island, Florida: Characterized on the Basis of Pre- and Poststorm LIDAR Surveys**. Journal of Coastal Research, v. 26, p. 470-484. 2010.
- DAVIS, Jr. **Beach and Nearshore Zone**. In: Coastal Sedimentary Environments. Springer-Verlag, New York, USA. 1985. p. 379- 444.
- DONNELLY, C.; KRAUS, N.; LARSON, M. **State of knowledge on measurement and Modeling of coastal overwash**. J. Coastal Res, 22(4): 965-991. 2006.

FARAIS, E. G. G. **Aplicação de técnicas de geoprocessamento para a análise da evolução da linha de costa em ambientes litorâneos do estado do Ceará.** 2008. Dissertação (Mestrado em Ciências Marinhas Tropicais) – Instituto de Ciências do Mar, Universidade Federal do Ceará, Fortaleza, 2008.

FENSTER, M. S.; DOLAN, R.; MORTON, R. A. **Coastal storms and shoreline change: signal or noise?** *Journal of Coastal Research*, 17(3): 714-720. 2001.

FERREIRA, O. M.; ALMEIDA, L. P. M.; RODRIGUES, B. A.; MATIAS, A. **Determination of thresholds for storm impacts.** *In: XI Reunión Nacional de Geomorfología, Solsona*, 35-42. 2010.

FREIRE, G. S. S; CAVALCANTI, V. M. M. **A cobertura sedimentar quaternária da Plataforma Continental do Estado do Ceará.** Fortaleza: DNPM.10o.Distrito/UFC. Departamento de Geologia-LGMA, 1999.

GARCIA, T.; FERREIRA, .Ó.; MATIAS, A.; D., J.A. **Overwash vulnerability assessment based on long-term washov.r evolution.** *Natural Hazards*, 54:225–244. ISSN: 0921-030X. 2010.

HANSOM, J. D. **Coastal sensivity to environmental change: a view from the beach.** *Catena*, 42, 291-305, 2001.

HESP, P. A. **Morphology, dynamics and internal stratification of some established foredunes in southeast Australia.** *Sedimentary Geology*. 55: 17-41. 1988.

HESP, P. A. **Coastal sand dunes: form and function.** CDVN Technical Bulletin, N° 4. Massey University, New Zealand, 28p. 2000.

HESP, P. **A gênese de cristas de praias e dunas frontais.** *Mercator - Revista de Geografia da UFC*, Vol 01, número 02. 2002.

HOEFEL, F. G. **Morfodinâmica de praias arenosas, uma revisão bibliográfica.** Editora da universidade do Vale do Itajaí. 1998.

HONEYCUTT, M. G.; CROWELL, M.; DOUGLAS, B. C. **Shoreline-position forecasting: impact of storms, rate-calculation methodologies, and temporal scales.** *Journal of Coastal Research*, 17(3): 721- 730. 2001.

IRION, G.; MORAIS, J. O.; BUNGENSTOCK, F. **Holocene and Pleistocene sea-level indicators at the coast of Jericoacoara, Ceará, NE Brazil.** *Quaternary Research (Print)*, v. 40, p. 1-15, 2011.

KRAUS, N. C.; MILLITELLO, A.; TODOROFF, G. **Barrier breaching processes and barrier spit breach, Stone Lagoon, California.** *Shore & Beach*, 70(4): 21-28. 2002.

LEATHERMAN, S.P. **Barrier dune systems - reassessment.** *Sediment Geol*, 24(1-2): 1-16. 1979a.

LINS-DE-BARROS, F. M. **Risco e vulnerabilidade à erosão costeira no município de Maricá, Rio de Janeiro**. 2005. Dissertação (Mestrado em Geografia) – Departamento de Geografia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro. 2005.

LIMA, R. S.; PINHEIRO, L. S.; PAULA, D. P.; MORAIS, J. O. **Comportamento morfológico de dunas frontais frente a um evento de alta energia**. *In*: Congresso Latino-Americano de Ciências do Mar, Balneário Camboriú-SC, 2011.

LIMA, R. S.; PINHEIRO, L. S.; PAULA, D. P.; MORAIS, J. O. **Erosão de dunas frontais induzida por ressacas do mar no litoral de Cascavel, Ceará, Brasil**. *In*: IV Simpósio Internacional de Climatologia, João Pessoa-PB, 2011.

MAIA, L. P. **Procesos costeros y balance sedimentario a lo largo de Fortaleza (NE - Brasil): implicaciones para una gestión adecuada de la zona litoral**. Tese de doutorado, Universidade de Barcelona. 1998.

MARTINS, C. C.; MAHIQUES, M. M. de; DIAS, J. M. A. **Daily morphological changes determined by high-energy events on an embayed beach: a qualitative model**. *Earth Surface Processes and Landforms*, 35(4):487–495. 2010.

MARTINS, L. R.; TABAJARA, L. L.; FERREIRA, E. R. **Linha de costa: problemas e estudos**. *Revista Gravel*, Vol 2. 40-56, Porto Alegre, 2004.

MATIAS, A. **Overwash sedimentary dynamics in the Ria Formosa Barrier Islands**. PhD. Thesis, Unversidade do Algarve, Faro, 275 pp. 2006.

MATIAS, A.; FERREIRA, Ó.; VILA-CONCEJO, A.; MORRIS, B.; DIAS, J. A. **Short-term morphodynamics of non-storm overwash**. *Marine Geology*, 274: 69-84. 2010.

MEIRELES, A. J. A. 2008. **Impactos ambientais decorrentes da ocupação de áreas reguladoras do aporte de areia: a planície costeira da Caponga, município de Cascavel, litoral leste cearense**. *Confins* [Online], 2. 2008. Disponível em: <<http://confins.revues.org/2423>> Acesso em 14 de setembro de 2011.

MORAIS, J. O. **Aspectos de geologia ambiental costeira do município de Fortaleza (Estado do Ceará)**. Tese de professor titular, Universidade Federal do Ceará, pp. 249. 1980.

MORAIS, J. O. **Processos e impactos ambientais em zonas costeiras**. *Revista Geologia da UFC. Fortaleza-Ce*. V.9, p. 191-242. 1996.

MORAIS, J. O. ; MEIRELES, A. J. A. **Riscos geológicos associados à dinâmica costeira na praia de Caponga, município de Cascavel/CE**. *Revista de Geologia*, v. 5, p. 139-144, 1992.

MORAIS, J. O.; FREIRE, G. S.; PINHEIRO, L. S.; SOUZA, M. J. N.; CARVALHO, A. M.; PESSOA, P. R. S. **Erosão e progradação do litoral brasileiro**. Ministério do Meio Ambiente (MMA). 1ed. Rio de Janeiro, 2006, v. 1, p. 132-134.

MOURA, M. R. **Processos costeiros e evolução da ocupação nas praias do litoral oeste de Aquiraz, Ceará entre 1970-2008**. 2009. Dissertação (Mestrado em Geografia) – Centro de Ciências e Tecnologia, Universidade Estadual do Ceará, Fortaleza, 2009.

MUEHE, D. **Crítérios morfodinâmicos para o estabelecimento de Limites da Orla costeira para fins de gerenciamento**. Revista Brasileira de Geomorfologia. Volume 2, Nº 1, 35-44. 2001.

MUEHE, D. Geomorfologia Costeira. In: **Geomorfologia: exercícios, técnicas e aplicações**. 2ª. Ed. Rio de Janeiro, Bertrand Brasil, 2002.

MUEHE, D. **Definição de limites e tipologias da orla sob os aspectos morfodinâmico e evolutivo**. In: PROJETO ORLA: fundamentos para gestão integrada / Ministério do Meio Ambiente, Ministério do Planejamento, Orçamento e Gestão. Brasília: MMA, 2006.

MUEHE, D. **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, 2009.

MUSSI, C. S. **Avaliação da sensibilidade ambiental costeira e de risco à elevação média dos oceanos e incidência de ondas de tempestades: um estudo de caso para a Ilha de Santa Catarina, SC**. 2011. Dissertação (Mestrado em Ciência e Tecnologia Ambiental). Universidade do Vale do Itajaí, 2011.

PAULA, D. P. **Análise dos riscos de erosão costeira no litoral de Fortaleza em função da vulnerabilidade aos processos geogênicos e antropogênicos**. 2012. Tese (Doutorado em Ciências do Mar). Universidade do Algarve, 2012.

PAULA, D. P.; DIAS, J. M. A.; FERREIRA, O.; ALMEIDA, L. P. M.; MORAIS, J. O. **Determinação dos limiares para impactos socioambientais em função das ressacas do mar em Fortaleza-CE, Brasil**. In: Congresso Latino-Americano de Ciências do Mar, Balneário Camboriú-SC. 2011.

PINHEIRO, L. S. **Compatibilização dos Processos Morfodinâmicos e Hidrodinâmicos com o uso e ocupação da praia da Caponga-Cascavel-CE**. Dissertação (Mestrado em Geografia) – Centro de Ciências e Tecnologia, Universidade Estadual do Ceará, Fortaleza, 2000.

PINHEIRO, L. S. **Riscos e gestão no estuário do rio Malcozinhado, Cascavel-CE**. Tese (Doutorado em Oceanografia). Universidade Federal de Pernambuco, Recife, 2003.

PINHEIRO, L. S.; MORAIS, J. O.; PITOMBEIRA, E. S. **Caponga shoreline rehabilitation assessments**. Journal of Coastal Research. Itajaí, v. 35, p. 536-542. 2003.

PINHEIRO, L. S.; MORAIS, J. O.; MEDEIROS, C.; PITOMBEIRA, E. S. **The gabions for the protection of Caponga Beach, Ceará/Brazil: Hazards and Management**. Journal of Coastal Research, Itajaí, 39: 848-851. 2006.

READING, H. G.; COLLINSON, J. D. **Clastic Coasts**. In: Reading, H.G. (ed.) Sedimentary Environments: process, facies and stratigraphy. Blackwells, UK, 154–231. 1996.

REBÊLO, L. P.; BRITO, P. O. **A importância das dunas frontais na avaliação da evolução da linha de costa: o caso da Praia da Manta Rota**. In: V Encontro de Professores de Geociências do Algarve. Vila Real De Santo António. 2004.

ROCHA, G. C.; DINIZ, M. T. M. **Implicações da erosão costeira em atividades econômicas na Praia da Caponga Cascavel - Ceará**. Scientia Plena, v. 7, p. 1-9, 2011.

RODRIGUES, B. A. **The Ancão Peninsula vulnerability to overwash events**. 2009. Dissertação (Mestrado em Gestão da Água e da Costa) – Faculdade Ciências e Tecnologia, Universidade do Algarve, Portugal, 2009.

SALLENGER, A. H. **Storm impact scale for barrier islands**. Journal of Coastal Research, 16 (3): 890-895. 2000.

SHEPARD, F. P. **Harper and row publishers**. Submarine Geology. New York, 517 pp. 1973.

SHORT, A. D.; WRIGHT, L. D. **Morphodynamics of high energy beaches – an Australian perspective**. In: B.G. Thom (ed.), Coastal Geomorphology in Australia, Academic Press, 43-68, 1984.

SHORT, A. D. **Handbook of beach and shoreface morphodynamics**. J. Wiley and Sons, p. 145-170. 1999.

SILVA, A. C.; FAÇANHA, P.; BEZERRA, C.; ARAUJO, A.; PITOMBEIRAS, E. **Características das ondas sea e swell observadas no litoral do Ceará-Brasil: variabilidade anual e interanual**. Tropical Oceanography Online, 17-26. 2011.

SILVA, C. G.; PATCHINEELAM, S. M.; BAPTISTA NETO, J. A.; PONZI, V. R. A. **Ambientes de sedimentação costeira e processos morfodinâmicos atuantes na linha de costa**. In: BATISTA NETO, J. A et al (org). Introdução à Geologia Marinha. Rio de Janeiro: Interciência, 2004.

SOUZA, P. H. G. O. **Dinâmica ambiental e transformações socioespaciais da orla marítima de Paracuru – Ceará**. 2007. Dissertação (Mestrado em Geografia) – Centro de Ciências e Tecnologia, Universidade Estadual do Ceará, Fortaleza, 2007.

SOUZA, M. J. N. **O litoral leste do estado do Ceará: potencialidades e limitações de uso dos recursos naturais das unidades geoambientais.** *In: O Ceará: Enfoques Geográficos.* Fortaleza: FUNECE, 1999.

STOCKDON, H. F.; HOLMAN, R. A.; HOWD, P. A.; SALLENGER, A. H. **Empirical parameterization of setup, swash, and runup.** *Coastal engineering*, 53(7): 573-588. 2006.

STOCKDON, H. F.; SALLENGER, A. H.; HOLMAN, R. A.; HOWD, P. A. **A simple model for the spatially-variable coastal response to hurricanes.** *Marine geology*, 238(1- 4): 1-20. 2007.

SUGUIO, K. **Dicionário de geologia marinha: com termos correspondentes em inglês, francês e espanhol.** Ed T. A. Queiroz. São Paulo, 1992.

SUGUIO, K. **Introdução à sedimentologia.** Ed. Edgard Blucher Ltda. 317 p., São Paulo-SP, 1973.

TOLMAN, H. L. **User manual and system documentation of WAVEWATCH III version 3.14.** NOAA / NWS / NCEP / MMAB Technical Note 276, 194 pp. 2009.

USACE, U. S. Army Corps of Engineers. **Engineering and design coastal littoral transport.** Washington, D.C. 1992.

VARGAS, I. C.; OLIVEIRA, F. S. B. F.; OLIVEIRA, A.; CHARNECA, N. **Análise da vulnerabilidade de uma praia estuarina à inundação: aplicação à restinga do Alfeite.** *Revista da Gestão Costeira Integrada*, 8(1):25-43, 2008.

WRIGHT, L. D.; SHORT, A. D. **Morphodynamic variability of surf zones and beaches: a syntesis.** *Marine Geology.* Amsterdam, v. 56. 1984.