

**LIÉGE FERNANDA KOSTON WOSIACKI**

**ESTIMATIVA DO TRANSPORTE DE  
SEDIMENTOS NO LITORAL SUL DO PARANÁ  
COM AUXÍLIO DA MODELAGEM NUMÉRICA  
DAS ONDAS**

CURITIBA

2012

**LIÉGE FERNANDA KOSTON WOSIACKI**

**ESTIMATIVA DO TRANSPORTE DE  
SEDIMENTOS NO LITORAL SUL DO PARANÁ  
COM AUXÍLIO DA MODELAGEM NUMÉRICA  
DAS ONDAS**

Dissertação apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Métodos Numéricos em Engenharia como pré-requisito para a obtenção do título de Mestre em Ciências.

Orientador: Prof. Maurício Felga Gobbi

CURITIBA

2012

Aos meus pais, Wolney e Jeane

No fim, o ser humano também encontrou o caminho de volta ao mar. De pé em uma praia, ele provavelmente contemplou o mar com admiração e curiosidade, inspirado por um reconhecimento inconsciente de sua linhagem.

Rachel Carlson - O Mar que nos cerca.

# Resumo

As regiões costeiras caracterizam-se por um dinamismo elevado resultante da interação dos processos terrestres, oceânicos e atmosféricos. A falta de planejamento com relação à expansão desses ambientes resulta na modificação do relevo, causando uma aceleração e até mesmo modificando o efeito dos processos que ocorrem nas áreas costeiras. Esse trabalho visa analisar a resposta morfodinâmica do ambiente praias em vista da incidência de ondas, sem considerar a geração de correntes por marés e outros fatores. Dessa maneira, aplicou-se o modelo numérico REF/DIF para obtenção dos parâmetros de onda na zona de arrebentação e posterior determinação do transporte de sedimentos ao longo da costa através da formulação proposta por Kamphuis (2001). O clima de ondas no Paraná, foi obtido no estudo feito por Nemes (2011) e foi dividido em 4 cenários: Cenário Médio Anual I (CMI), Cenário Médio Anual II (CMII), Cenário extremo 2009 (CE2009) e Cenário extremo 2010 (CE2010). A aplicação desta metodologia permitiu que se chegasse a resultados satisfatórios de estimativa de transporte de sedimentos e consequente variação da linha de costa mediante os forçantes utilizados, ou seja, foi possível observar que as maiores variações na linha de costa tendem a acontecer em períodos de maior energia de onda e, que em situações médias, o clima de ondas permite que se reestabeleça o equilíbrio morfodinâmico do ambiente.

# Abstract

Coastal regions are characterized by high dynamism resulting from the interaction of terrestrial, oceanic and atmospheric processes. The lack of planning in relation to the expansion of these regions results in relief modification, accelerating and even modifying the effects of the processes that occur in coastal areas. The present work intends to analyze the morphodynamic response of the beach environment, as a result of wave incidence, without considering the currents generation by tides and other factors. To accomplish this, the numerical model REF/DIF was implemented to obtain the wave parameters in the spread zone and later determination of longshore sediment transportation using the formulation proposed by Kamphuis (2001). The wave climate at the coast of Paraná State was obtained from a study made by Nemes (2011), and was divided in 4 scenarios: 2 scenarios with the average annual parameters, (CMI and CMII); and 2 scenarios with extreme events, (CE2009 and CE2010). The application of this methodology allowed reaching satisfactory estimations for the sediment transportation and consequent coastline variation under the imposed boundary conditions. It was possible to observe that the largest variations of the coastline tend to occur in periods of high wave energy and, in average conditions, the wave climate allows the reestablishment of the morphodynamic equilibrium of the coastal environment.

# Agradecimentos

Primeiramente, gostaria de agradecer a Deus. Que em sua grandeza me fez enxergar positivamente todas as dificuldades ao longo desde caminho, sempre mostrando que mesmo diante dos obstáculos valia a pena seguir em frente.

Quero agradecer imensamente aos meus pais, Jeane e Wolney, pela paciência e por todo o carinho que sempre me dedicaram. E porque mesmo sem entender muito bem toda a dinâmica em que eu estava inserida, me apoiaram, confiando cegamente nas minhas decisões e principalmente acreditando nas minhas escolhas.

Gostaria de agradecer à toda a minha família, em especial a minha avó Lourdes, que sempre torceu por mim e por aqueles maravilhosos chocalatinhos entre “uma onda e outra” nas horas da pausa.

Quero agradecer ao Pedro, por toda a paciência e tranquilidade com que levou os meus piores momentos e também porque mesmo estando a maior parte do tempo longe, esteve sempre por perto...

Não posso deixar de lembrar das minhas colegas de curso e amigas a quem tenho muito o que agradecer: Ana Paula e Lívia, que com discussões que iam desde “altura da Camada Limite Atmosférica e comprimento de Obukhov passando por método semi-implícito e propagação de ondas chegando aos livros, namorados e roupas”, tornaram os momentos de trabalho muito mais suaves e os happy hours muito mais produtivos.

Gostaria de agradecer às minhas amigas: Angélica, Cindy, Isabela, Jana e Laís, pois sempre estiveram ao meu lado desde o início da caminhada, no começo da faculdade, passando por todos os altos e baixos até aqui e espero que sempre adiante.

Por fim quero agradecer ao meu orientador pelos seus ensinamentos e pela paciência em me fazer entender todos os processos, tornando o assunto mais interessante por me fazer ver que as coisas finalmente dariam certo.

# Sumário

<b>Lista de Figuras</b>	<b>vii</b>
<b>Lista de Tabelas</b>	<b>x</b>
<b>1 Introdução</b>	<b>1</b>
1.1 Objetivo Geral .....	4
1.1.1 Objetivos específicos .....	4
<b>2 Região de Estudo</b>	<b>5</b>
<b>3 Modelagem Numérica de Ondas</b>	<b>12</b>
3.1 Equação de declive suave .....	14
3.2 Aproximação Parabólica .....	18
3.2.1 Aproximação Parabólica da EDS .....	20
<b>4 Fundamentação Teórica</b>	<b>23</b>
4.1 Mecânica das Ondas .....	23
4.2 Processos Costeiros .....	27
4.2.1 Correntes Longitudinais .....	31
4.3 Morfodinâmica costeira .....	32
4.3.1 Dinâmica dos sedimentos e mecanismos de transporte .....	33
4.3.2 Transporte longitudinal de sedimentos .....	35
<b>5 REF/DIF</b>	<b>39</b>

5.1	Cálculo dos Parâmetros de Onda .....	39
5.2	Exigências para o uso do modelo .....	40
5.3	Algoritmo .....	41
5.3.1	Arquivos de entrada e saída do modelo .....	44
<b>6</b>	<b>Implementação do Modelo para a região Matinhos/Guaratuba</b>	<b>46</b>
<b>7</b>	<b>Resultados e discussões</b>	<b>58</b>
7.1	Modelagem das Ondas .....	58
7.1.1	Setor 1 .....	59
7.1.2	Setor 2 .....	63
7.1.3	Setor 3 .....	66
7.2	Modelagem do transporte de sedimentos .....	70
<b>8</b>	<b>Conclusão</b>	<b>80</b>
	<b>Referências</b>	<b>83</b>
	<b>Anexo A – Batimetria detalhada da região de estudo</b>	<b>86</b>

# Lista de Figuras

1	Área de Estudo - Desembocadura de Guaratuba e praias adjacentes: (1)Praia de Brejatuba, (2) Praia Central de Guaratuba, (3) Praia Mansa, (4) Praia Brava, (5) Praia Central de Matinhos e (6) Balneários de Matinhos. . . . .	5
2	Modelo de delta de maré vazante na desembocadura da Baía de Guaratuba. (1) barras de espraiamento submersas; (2) margem de canal; (3) lobo terminal; (4) canal principal de vazante; (5) direção de deriva litorânea predominante; (6) outras unidades. Fonte: Angulo (2004b). . . . .	6
3	Localização dos Ondógrafos. . . . .	9
4	Representação gráfica do problema a ser resolvido. . . . .	15
5	Parâmetros de onda, que ao longo de um período $T$ , descrevem o movimento oscilatório das ondas. Adaptado de: Kamphuis (2001). . . . .	24
6	Diagrama de refração das ondas. . . . .	28
7	Refração de onda. Adaptado de Kamphuis (2001). . . . .	29
8	Difração da onda diante de um quebra-mar. . . . .	30
9	Representação dos tensores de radiação ao longo da zona de arrebentação. .	31
10	Representação do sentido do transporte de sedimentos com base no sentido das ondas incidentes sobre uma praia. Na área A, observa-se um local onde há deposição de sedimentos e na área B, observa-se uma área de erosão devido o déficit de sedimentos. . . . .	33
11	Representação das forças que agem sobre um grão de sedimento. Adaptado de: Fredsoe e Deigaard (1992). . . . .	35
12	Fluxograma de comunicação entre as subrotinas de cálculo do modelo. . . .	42
13	Grade de referência. . . . .	43

14	Recorte da Carta Batimétrica utilizada para obtenção das profundidades na região de interesse. ....	47
15	Batimetria Interpolada da região de interesse. ....	48
16	Detalhamento da grade de cálculo utilizada para o modelo REF/DIF. ....	49
17	Sistema de coordenadas adotado para aplicação no REF/DIF. ....	49
18	Comparação entre a simulação sem suavização (a) e simulação com suavização do espalhamento direcional. ....	51
19	Setores normais à linha de costa para obtenção do transporte de sedimentos.	52
20	Regiões para as quais serão obtidas a média do transporte de sedimentos. .	53
21	Comparação da linha de costa na praia Central de Matinhos e nos balneários próximos - Flamingo e Riviera. (a) 2003 e (b) 2009.Imagem Google®.	54
22	Comparação da linha de costa no Norte da Praia Brava, próximo à ponta de Matinhos. (a) 2003 e (b) 2009. Imagem Google®.....	55
23	Comparação da linha de costa no Sul da Praia Brava, próximo à desembocadura da baía de Guaratuba. (a) 2003 e (b) 2009. Imagem Google®. ....	56
24	Imagem do delta de maré vazante da baía de Guaratuba. Imagem Google®.	56
25	Imagem da Praia de Brejatuba próximo ao morro do Cristo em Guaratuba. Imagem Google®. ....	57
26	Alturas de ondas obtidas para a região de interesse no (a) Cenário Médio Anual I e (b) Cenário Médio Anual II. ....	59
27	Alturas de ondas obtidas para o Setor 1. (a)Cenário Médio Anual I, (c)Cenário Médio Anual II (c) Isobatimétricas da região. ....	60
28	Alturas de ondas obtidas para o Setor 1 para os eventos extremos de (a)Cenário Extremo de 2009 e (b)Cenário Extremo de 2010. ....	62
29	Alturas de ondas obtidas para o Setor 2. (a)Cenário Médio Anual I, (b) Cenário Médio Anual II, (c) isobatimétricas da região. ....	64
30	Alturas de ondas obtidas para o Setor 2 para (a) Cenário Extremo de 2009 e (b)Cenário Extremo de 2010. ....	65

31	Alturas de ondas obtidas para o Setor 3. (a)Cenário Médio Anual I, (b) Cenário Médio Anual II e (c)isobatimétricas da região. ....	67
32	Alturas de ondas obtidas para o Setor 3 para os eventos extremos de (a)2009 e (b)2010. ....	69
33	Fluxo do transporte de sedimentos para o Cenário Médio Anual I. E: erosão, A: aporte. ....	71
34	Fluxo do transporte de sedimentos para o Cenário Médio Anual II. E:erosão, A: aporte ....	73
35	Fluxo do transporte de sedimentos para o Cenário Extremo de 2009. E:erosão, A: aporte ....	76
36	Fluxo do transporte de sedimentos para o Cenário Extremo de 2010. E:erosão, A: aporte ....	78
37	Batimetria Interpolada da região de interesse. ....	86

# Lista de Tabelas

1	Parâmetros médios anuais de onda nos fundeios de 18 m e 30 m de profundidade. Fonte: Nemes (2011). . . . .	9
2	Parâmetros de onda obtidos em dois eventos extremos ocorridos em 2009 e 2010. Fonte: Nemes (2011). . . . .	10
3	Parâmetros de onda utilizados nas modelagens. . . . .	50
4	Média do transporte de sedimentos calculada para cada setor da costa, no cenário Médio Anual I. . . . .	72
5	Média do transporte de sedimentos calculada para cada setor da costa, no Cenário Médio Anual II. . . . .	72
6	Média do transporte de sedimentos calculada para cada setor da costa, no Cenário Extremo de 2009. . . . .	75
7	Média do transporte de sedimentos calculada para cada setor da costa, no Cenário Extremo de 2010. . . . .	77

# 1 Introdução

Constitucionalmente, a zona costeira é considerada um patrimônio nacional juntamente com a Mata Atlântica e Floresta Amazônica, entre outros biomas, e sua utilização deve ser feita de acordo com as ferramentas de preservação impostas pela legislação (Angulo (2004a)). Porém nem sempre foi assim, e no início da ocupação dessas áreas o principal objetivo estava relacionado com os benefícios econômicos que essa região poderia trazer, tanto na área de importação e exportação de produtos quanto com relação à facilidade de acesso e transporte proporcionada por áreas portuárias.

A falta de planejamento com relação à expansão desses ambientes resultou na modificação do relevo, causando uma aceleração e até mesmo modificando o efeito dos processos que ocorrem nas áreas costeiras.

As regiões costeiras caracterizam-se por um dinamismo elevado resultante da interação dos processos terrestres, oceânicos e atmosféricos. O efeito dessa interação é a mudança da paisagem, que pode ocorrer no período de dias, meses ou anos, e pode estar associada com a passagem de tempestades, mudanças no regime de ondas, variações na elevação do nível do mar, entre outros.

Associada aos fenômenos naturais, a expansão urbana sobre as praias prejudica a capacidade natural que este ambiente tem de se adaptar às mudanças, devido às construções que aprisionam o estoque de areia das praias, exercendo uma pressão que favorece o aparecimento de situações conflitantes e em alguns casos catastróficas.

Efeitos indesejáveis e catastróficos próximos à praia são inúmeros no Brasil, entre eles pode-se citar a erosão de Atafona, no município de São João da Barra, no norte do estado

do Rio de Janeiro, onde desde 1970 o mar vem avançando sobre o terreno, provocando, desde então, a destruição de 183 construções, distribuídas em 14 quadras (Vasconcelos *et al.* (2004)). Casos semelhantes podem ser observados na praia da Armação, em Santa Catarina, praia de Boa Viagem, no Recife, praia da Ponta Verde, em Maceió, praia dos Milagres, em Olinda, entre outras. No Paraná, a erosão é visível ao longo da costa na região central do litoral do estado, e é um caso em que a erosão ocorre principalmente pelo artificialização da linha de costa.

Em contrapartida, há regiões onde está havendo um aporte de sedimentos, ou seja, um crescimento litorâneo. No Paraná, essas regiões ocorrem na fronteira com o estado de São Paulo, na Ilha do Cardoso e Superagüi, na Ilha das Peças e em alguns setores da Ilha do Mel (Angulo (1993)). Na região central do litoral há um crescimento da praia em Pontal do Sul, Praia Brava, Prainha e Praia Mansa em Caiobá.

Os problemas relativos à erosão costeira não são resultantes somente das construções próximas às praias, mas também da artificialização das bacias hidrográficas, construções de barragens e impermeabilização do solo, causando um déficit de sedimentos na foz. No caso de rios que desaguam no mar, esse déficit de produção de sedimentos na foz associado ao clima de ondas, em algumas situações, pode provocar um recuo da linha de costa.

Para tentar conter os desastres, inúmeras soluções de engenharia são aplicadas, sendo a solução mais comum nas zonas urbanas a construção de quebra-mares, molhes e espigões, que funcionam como barreiras de contenção ao longo da orla, com a intenção de dissipar parte da energia das ondas. Há também opções mais sofisticadas e visualmente mais aceitáveis, como o engordamento de praia e a colocação de recifes artificiais para amortecer o impacto das ondas sobre a região em questão. Independente da solução adotada para conter o avanço do mar, é necessário que se conheça as características do ambiente e a interação dos principais forçantes. Dessa maneira, nesse trabalho o estudo da interação entre os fatores foi feito utilizando uma abordagem numérica, visando-se estudar o comportamento da linha de costa em vista somente da incidência de ondas, sem considerar a geração de correntes por marés e outros fatores, como por exemplo, o vento.

Inicialmente foi feito um levantamento dos fatores físicos em ambientes de maior relevância na aplicação dos modelos: determinação dos principais parâmetros de onda (altura (H), direção ( $\theta$ ) e período (T)), características sedimentológicas e a dinâmica da região.

O litoral do Paraná apresenta uma linha de costa de aproximadamente 100 km, sendo um dos menores litorais do Brasil, e possui três estuários: Complexo estuarino de Paranaguá, de grande importância econômica devido a presença dos portos de Antonina e Paranaguá; a baía de Guaratuba, entre as cidades de Guaratuba e Matinhos; e a desembocadura do Rio Saí-Guaçu na divisa do estado com Santa Catarina. As praias são constituídas de areia fina e média e foram classificadas por Angulo e Araujo (1996) como praias estuarinas, com influência das desembocaduras, oceânicas ou de mar aberto, estas susceptíveis ao ataque direto das ondas. O regime de ondas está intimamente ligado à interação entre massas de ar formadas em zonas distantes, independente da atuação de ventos locais (Angulo (2004b); Nemes (2011)), sendo que as ondas mais energéticas são provenientes do quadrante ESE-SE, e de maneira geral, ondas vindas do quadrante NE-E estão associadas a ventos locais e de menor intensidade.

A ferramenta numérica utilizada foi o modelo REF/DIF. Este modelo baseia-se na forma parabólica das *mild-slope equations*, permitindo levar em consideração os efeitos da refração, difração, arrebentação e interação ondas-correntes. Trata-se de um modelo de uso generalizado em todo o mundo, e suas aplicações vão desde estudo das ondas locais para análise do comportamento dos fenômenos de propagação em construções costeiras, estudos do clima de onda e efeito dessas sobre a praia (Almeida (2007), Soprani (2010), Thoaldo (2011)), até passagens por ilhas e obstáculos (Romeu *et al.* (2008)). Por ser um modelo livre, o código pode ser adaptado de acordo com o problema a ser estudado, conforme feito por Gobbi (1993) e Romeu *et al.* (2008).

Para análise do transporte de sedimentos provocado pela incidência das ondas na praia, calculadas previamente pelo REF/DIF, utilizou-se o modelo de transporte de sedimentos sugerido por Kamphuis (2001), uma fórmula empírica que baseia-se na declividade

da praia, no diâmetro de sedimentos e parâmetros de onda na zona de arrebenção.

Este trabalho está organizado de forma que, no Capítulo 2 é feita uma descrição da região de estudo, situando-a no estado do Paraná e fazendo levantamento de aspectos relacionados ao regime de ondas e às feições morfológicas na área de interesse.

No Capítulo 3 faz-se uma descrição da formulação usada no estudo de propagação de ondas, apresentando a equação governante do processo utilizada no modelo REF-DIF, descrito com mais detalhes no Capítulo 5, após a fundamentação teórica apresentada no Capítulo 4 que serve como base dos processos citados no Capítulo 5.

No Capítulo 6 apresenta-se a metodologia usada para implementar o modelo REF-DIF na área de interesse, expõe-se o processo de digitalização da carta náutica, criação da grade de cálculo, e inserção de dados no modelo e posteriormente no Capítulo 7 apresenta-se os resultados de propagação de onda e transporte de sedimentos.

Finalmente, no Capítulo 8 são feitas as conclusões relativas à metodologia utilizada e algumas dificuldades de aplicação sobre a região de estudo e também são feitas sugestões com relação à trabalhos futuros.

## **1.1 Objetivo Geral**

Estudar o transporte de sedimentos próximo a desembocadura da baía de Guaratuba e das praias adjacentes através da modelagem numérica de ondas.

### **1.1.1 Objetivos específicos**

1. Identificação dos principais processos costeiros envolvidos;
2. Caracterização do clima de ondas e dinâmica local;
3. Aplicação de toda fundamentação teórica na região de estudo;
4. Estimativa do transporte associado a dinâmica costeira natural.

## 2 Região de Estudo

A região de estudo, Figura 1, encontra-se na porção sul do litoral do Paraná (coordenadas:  $25^{\circ}52'S$ ,  $48^{\circ}38'W$ ), entre as cidades de Matinhos e Guaratuba. A área encontra-se numa região de micro-marés de regime semi-diurno, com propagação de sul para norte e altura de sizígia de 1,8 m e quadratura 0,8 m (Angulo *et al.* (2006)).

Neste trabalho a área de estudo foi subdividida em Área 1 - A1 e Área 2 - A2, sendo que a área A1, engloba todos os processos relativos à propagação de onda ao largo até sua arrebentação próxima à desembocadura e às praias adjacentes (A2).

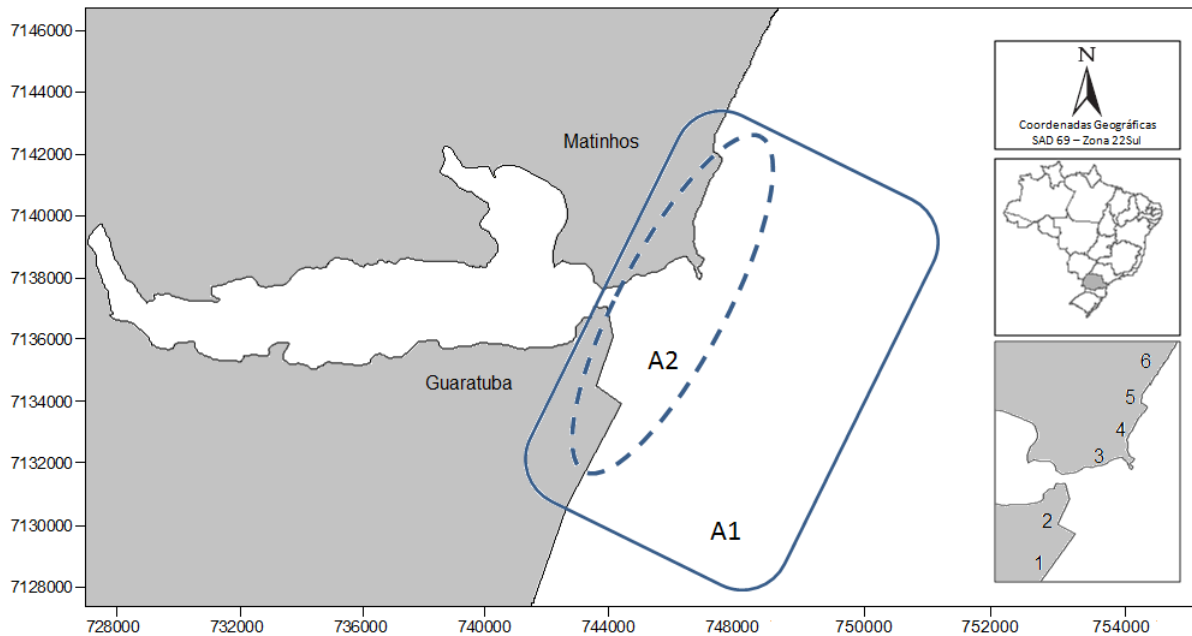


Figura 1: Área de Estudo - Desembocadura de Guaratuba e praias adjacentes: (1)Praia de Brejatuba, (2) Praia Central de Guaratuba, (3) Praia Mansa, (4) Praia Brava, (5) Praia Central de Matinhos e (6) Balneários de Matinhos

A baía de Guaratuba possui 15 km de comprimento no sentido leste-oeste e atinge aproximadamente 3 km de largura em períodos de maré cheia. Sua foz é ligeiramente estreita, com cerca de 500 m de largura. À desembocadura estão associadas praias que se adaptaram à hidrodinâmica intensa do local e extensos baixios - deltas de maré vazante, que se estendem desde a praia de Caieras, no município de Guaratuba, até a praia Brava de Caiobá, no município de Matinhos.

Segundo Angulo (1993), no delta identificam-se barras em pontal que se projetam para leste desde a praia de Caieras e da Prainha. Entre essas barras há a formação de um canal da largura da foz da baía que espraia em direção ao mar, formando barras frontais em forma de *meia lua* que se estendem para norte até a praia Brava, conforme pode ser observado na Figura 2.

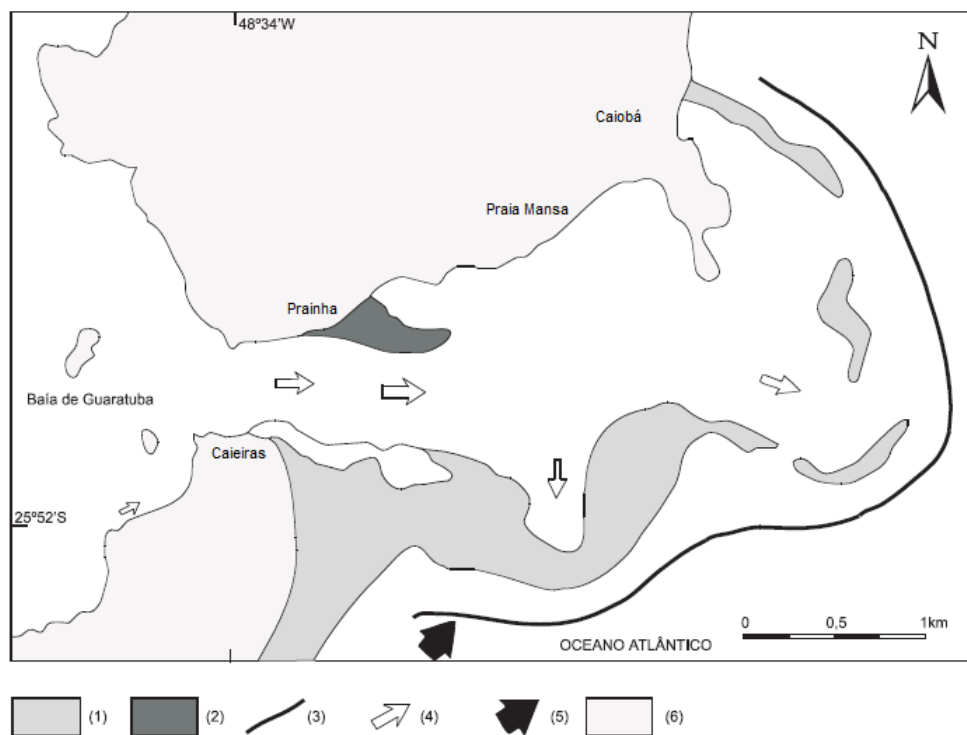


Figura 2: Modelo de delta de maré vazante na desembocadura da Baía de Guaratuba. (1) barras de espraio submersas; (2) margem de canal; (3) lobo terminal; (4) canal principal de vazante; (5) direção de deriva litorânea predominante; (6) outras unidades. Fonte: Angulo (2004b).

Em um diagnóstico feito sobre a erosão e progradação do litoral Paranaense, Angulo (1993), ao comparar fotografias de diferentes anos, observou que entre os anos de 1955 e 1980 houve uma *rotação* do canal para sul, o que provocou erosão na praia de Caieras e sedimentação na Prainha, com um avanço de aproximadamente 200 m da linha de costa no período. Gobbi (1997), comparando fotografias aéreas de 1989, 1994 e 1997 observou um processo contínuo de recuo da linha de costa devido a variações no posicionamento da barra frontal à Prainha.

Na praia Mansa de Caiobá, Angulo (1993) relata um intenso processo erosivo entre os anos de 1954 e 1980 devido ao afastamento das barras frontais existentes nas proximidades, o que permitia um ataque direto das ondas de sul-sudeste sobre a praia, que de acordo com Angulo (1993) são as que possuem maior eficiência no transporte de sedimentos. Entre 1981 e 1993 após a construção de obras de contenção, observa-se um processo de sedimentação na região, permitindo-se definir uma taxa de progradação de 0,9 a 2,9 m/ano.

Angulo *et al.* (2006) observaram que a mobilidade temporal e espacial do delta de maré vazante influenciam na dinâmica das praias próximas, pois estes ora possibilitam a ação direta das ondas sobre as praias e ora dificultam seu alcance, contribuindo para sedimentação ou erosão das praias.

Com relação ao clima de ondas, de acordo com Angulo *et al.* (2006) as ondas incidentes no litoral sul estão diretamente ligadas ao seu centro de geração em áreas distantes no oceano, sendo independentes do clima dos ventos locais.

Em um estudo sobre as ondas, Araujo *et al.* (2003) descreveram estatisticamente as condições de onda do Sul do litoral brasileiro indicando alturas de onda que variam de 1,57 m a 1,96 m, sendo que as maiores ondas ocorreram nos meses de inverno e outono. Aprofundando um pouco mais o estudo, Araujo *et al.* (2003) dividiram o estado de mar de acordo com o período ( $T$ ), em vaga (*sea*), como sendo as ondas com  $T \leq 10$  s e ondulação (*swell*), como sendo as ondas com  $T > 10$  s, encontrando variações no período de vaga que vão de 8 s a 9 s, com altura de 1,25 m vindas de leste. As variações no período das ondulações vão de 11 s a 12 s, com altura variando de 1,25 m a 2 m, vindas de Sul.

Seguindo esta metodologia os autores observaram que na primavera as vagas de leste predominam no espectro de ondas. No verão, há um equilíbrio entre as vagas de leste e as ondulações vindas de sul, indicando um clima de ondas vindas de sul um pouco mais energético do que na primavera. No outono e no inverno as ondulações de sul prevalecem significativamente no espectro, confirmando a influência de sistemas frontais, que são mais frequentes nos meses de outono e inverno sobre o clima de ondas na região sul.

Em uma revisão sobre o clima de ondas no Paraná, Gobbi (1997) observou que a variabilidade entre a máxima e a mínima direção de incidência das ondas é de aproximadamente  $90^\circ$  - ondas entre  $70^\circ$  e  $160^\circ$  com relação ao norte, encontrando para esta faixa ondas com períodos que variam de 9 s a 10,5 s e altura de 1,1 m e 1,65 m.

Martins *et al.* (2004) caracterizaram os parâmetros de onda através do monitoramento das ondas em período de mar calmo nos anos de 2001 e 2002, com medições obtidas a partir do fundeamento de dois ondógrafos. Os autores observaram variabilidades na direção de incidência que vai de Nordeste a Sul, variação na altura de 0,3 m a 1,43 m e no período de 7,3 s a 9,8 s.

O estudo mais recente a respeito do clima de ondas foi feito por Nemes (2011) através do monitoramento feito por dois ondógrafos fundeados nas isóbatas de 30 m e 18 m, cuja localização está apresentada na Figura 3.

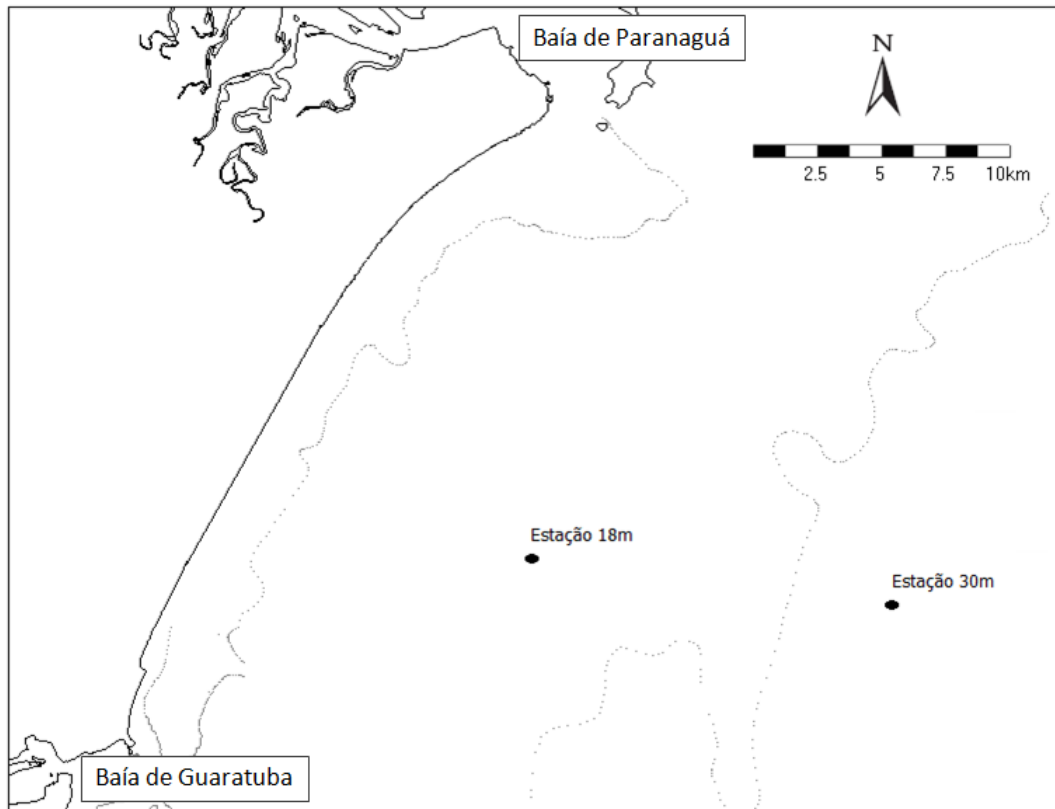


Figura 3: Localização dos Ondógrafos.

A análise de aproximadamente dois anos de dados permitiu Nemes (2011) identificar uma variabilidade na direção de incidência das ondas vindas de ESE-S nos dois fundeios, com parâmetros médios de:  $H_s = 1,15$  m,  $T_p = 8,34$  s,  $\theta = 144,26^\circ$  com relação ao Norte, no fundeio de 18 m e  $H_s = 1,57$  m,  $T_p = 8,42$  s,  $\theta = 142,63^\circ$  com relação ao Norte, no fundeio de 30 m.

Aplicando a metodologia utilizada por Araujo *et al.* (2003), Nemes (2011) separou o clima de ondas em vagas e ondulações, encontrando para o período as variações nos parâmetros apresentadas na Tabela 1.

Tabela 1: Parâmetros médios anuais de onda nos fundeios de 18 m e 30 m de profundidade. Fonte: Nemes (2011).

Fundeio	Vaga			Ondulação		
	$H_s$	$T_p$	$\theta$	$H_s$	$T_p$	$\theta$
18 m	1,25 m – 1,5 m	8 s – 9 s	ESE	1,5 m – 1,75 m	11 s	SSE
30 m	1 m	8 s – 9 s	SE	1 m – 1,25 m	10 s – 11 s	SSE

Nemes (2011) monitorou a ocorrência de eventos extremos ao longo da série, identificando duas vertentes para a direção de onda: primeiramente a associação entre as ocorrências vindas do quadrante sul e a evolução de dois eventos extremos ocorridos durante a série temporal, observando que a incidência das ondas do quadrante SSE-SE com o período de pico,  $T_p$ , acima de 10 s, são ondulações extremas com origens em ciclones subtropicais e que as ondulações provenientes dos quadrantes S-SW têm origens em passagens de frentes-frias sobre a plataforma continental sul brasileira e sobre a plataforma interna paranaense.

Esse monitoramento permitiu ao autor identificar a ocorrência de dois eventos extremos ocorridos em 01/10/2009 e em 08/04/2010, com durações médias de aproximadamente 5 dias. As características do estado de mar para esses eventos estão apresentadas na tabela 2.

Tabela 2: Parâmetros de onda obtidos em dois eventos extremos ocorridos em 2009 e 2010. Fonte: Nemes (2011).

Ocorrência	Fundeio de 18 m			Fundeio de 30 m		
	$H$	$T_p$	$\theta$	$H$	$T_p$	$\theta$
01/10/2009	4,19 m	15,17 s	SE	6,07 m	15,17 s	SE
08/04/2010	4,24 m	10,40 s	SE	7,72 m	11,98 s	SE

Quanto às características sedimentológicas, não foram encontrados estudos que tratam especificamente do banco de areia associado à desembocadura de Guaratuba, porém há estudos de análise de sedimentos nas praias adjacentes à desembocadura que abrangem inclusive o delta de maré vazante do estuário de Paranaguá e estudos sedimentológicos do interior da baía de Guaratuba, conforme um estudo efetuado por Zem *et al.* (2005), que mapearam os sedimentos através da coleta e posterior análise granulométrica de mais de 100 pontos amostrais no interior da baía.

De acordo com Angulo (2004b) ao longo da costa oceânica paranaense e da parte externa dos estuários ocorrem praias de areias finas e médias. Em um estudo feito por Veiga *et al.* (2004) entre a ponta de Caiobá e Pontal do Sul até cerca de 15 m de profundidade,

há grande predominância de areia fina em toda a área, sendo encontradas areias média a grossa entre as isóbatas de 10 m e 15 m e areia muito fina (bem como silte e argila) entre as isóbatas de 5 m e 10 m de profundidade e maior predominância de silte e argila quanto mais próximo à costa.

### 3 Modelagem Numérica de Ondas

A propagação de ondas sobre um fundo irregular, ao redor de ilhas e obstáculos envolve muitos processos de transformação de onda: arrebentação, refração, dissipação de energia e difração. Durante muito tempo a solução desse tipo de problema era feita através de formulações simplificadas e que não resolviam o problema de forma integrada.

Segundo Kirby *et al.* (2002), para se obter a solução conjunta dos processos de transformação de onda, a prática era suspender os efeitos de refração em áreas onde a difração fosse dominante através de uma solução analítica para profundidade constante. Posteriormente, longe do campo de influência dos efeitos da difração, a refração era retomada. Claramente, esta não era a melhor solução e outras técnicas que permitissem resolver ambos os efeitos sobre um fundo irregular foram desenvolvidas.

Atualmente existem inúmeros modelos capazes de descrever satisfatoriamente a hidrodinâmica de regiões costeiras, reproduzindo e simulando com alto grau de aproximação os parâmetros de onda onde esses efeitos são importantes. Dessa maneira, os modelos hidrodinâmicos e de propagação de onda vêm sendo largamente utilizados em estudos com relação ao comportamento das correntes e do clima de ondas e às variações morfodinâmicas e na topografia por ações antrópicas ou naturais.

Um exemplo mais prático da aplicação dos modelos numéricos é o estudo feito por Almeida (2007), que utilizou o REF/DIF para estudar a influência da introdução de um recife artificial na praia da Macumba, na cidade do Rio de Janeiro, apresentando uma solução para evitar erosões da linha de costa provocadas pela incidência direta das ondas durante as tempestades.

Soprani (2010) também aplicou o REF/DIF para o estudo das transformações das ondas na baía do Espírito Santo, apontando as regiões de maior ou menor concentração de energia sobre a região.

Outro modelo de ondas que vem sendo bastante utilizado em regiões costeiras para o estudo do clima de ondas e tomada de decisão é o STWAVE - Steady-State Spectral Wave Model, que consiste num modelo de estado estacionário resolvido em uma malha de diferenças finitas, baseado nas equações de balanço de ação das ondas. Este modelo simula os processos de refração, empinamento, arrebentação, difração e interação onda-onda e foi utilizado por Malhadas *et al.* (2010) para simular a propagação de ondas próximas à desembocadura da Lagoa de Óbidos, em Portugal.

Utilizando uma técnica de acoplamento de modelos, Silva *et al.* (2000) utilizou o MOHID - um modelo hidrodinâmico desenvolvido pela Universidade Técnica de Lisboa, e o REF/DIF para calcular os parâmetros de propagação de onda e posterior geração de padrões de superfície para avaliar o fluxo de sedimentos para estudo dos processos atuantes próximo ao Porto de Fortaleza, no estado do Ceará, fornecendo subsídios para a análise da viabilidade de obras de ampliação. Utilizando a mesma metodologia, Carmo (2005) acoplou o MOHID ao STWAVE para avaliar o transporte de sedimentos na desembocadura da lagoa de Óbidos em Portugal.

No Paraná, Bucci (2008) utilizou o modelo DELFT3D, desenvolvido na Universidade Tecnológica de Delft, Holanda, para um estudo hidrodinâmico da baía de Guaratuba obtendo padrões de escoamento e os campos de velocidade associados às correntes de maré. Acoplado ao DELFT3D tem-se o modelo de ondas SWAN disponível em código aberto, também desenvolvido pela Universidade de Delft. O SWAN foi utilizado por Lima (2008) para simular a propagação de ondas sobre um recife artificial, sugerindo este como uma solução alternativa à recuperação da orla da praia de Matinhos protegendo-a do ataque direto das ondas.

Nemes (2011) utilizou dados de campo para alimentar o modelo WWM- Wind Wave Model, desenvolvido na Universidade Nacional de Cheng Kung na China, baseado em

modelos espectrais com capacidade de exibir com precisão a propagação das ondas sobre um fundo complexo e irregular em regiões de águas rasas, obtendo assim *instantâneos* da superfície para determinados parâmetros de onda, tornando possível analisar áreas de maior e menor concentração de energia. Recentemente, Thoaldo (2011) calculou o transporte de sedimentos na costa do Paraná utilizando o REF/DIF para obtenção dos parâmetros de onda na zona de arrebentação que foram utilizados nas formulações para estimar o transporte de sedimentos ao longo da costa na região central do litoral.

De maneira geral, os estudos de ondas e transporte no estado do Paraná estão limitados ao arco praial “Caiobá-Pontal do Sul” e no interior das baías, principalmente à baía de Paranaguá, por sua importância econômica devido à presença dos portos de Paranaguá e Antonina, um importante ponto de escoamento e importação de produtos.

As deduções apresentadas ao longo deste capítulo podem ser vistas com mais detalhes em Gobbi (1993).

### 3.1 Equação de declive suave

Considerando que a solução do problema tridimensional de ondas se propagando sobre um fundo irregular seria muito trabalhosa e envolveria inclusive condições de contorno não lineares, Berkhoff (1972) através da teoria linear de onda e supondo um fundo variando suavemente integrou a equação de Laplace para o potencial de velocidades na vertical, desenvolvendo a chamada Equação de Declive Suave (EDS), que resolve a propagação de ondas de pequena amplitude sobre um fundo com declividade suave, incluindo os efeitos de transformação de onda: refração, reflexão e empinamento.

Neste trabalho será apresentada a dedução da EDS similar à apresentada por Smith e Sprinks (1975).

Considerando um escoamento incompressível,

$$\nabla \cdot \vec{u} = 0, \quad (3.1)$$

e irrotacional,

$$\nabla \times \vec{u} = 0, \quad (3.2)$$

é possível definir o campo de velocidades,  $\vec{u}$  por meio do potencial de velocidades,  $\Phi$ , conforme:

$$\vec{u}(x, y, z, t) = \nabla\Phi(x, y, z, t), \quad (3.3)$$

onde  $\nabla = (\frac{\partial}{\partial x}, \frac{\partial}{\partial y}, \frac{\partial}{\partial z})$  é o operador gradiente tridimensional.

Substituindo 3.3 em 3.1, obtém-se o laplaciano do potencial de velocidades, dado por:

$$\nabla^2\Phi(x, y, z, t) = 0, \quad (3.4)$$

onde  $\nabla^2 = (\frac{\partial^2}{\partial x^2} + \frac{\partial^2}{\partial y^2} + \frac{\partial^2}{\partial z^2})$ , é o operador laplaciano tridimensional.

O sistema de coordenadas utilizado para a resolução da equação 3.4, está orientado no plano horizontal  $(x, y)$  e vertical,  $z$ , conforme a Figura 4.

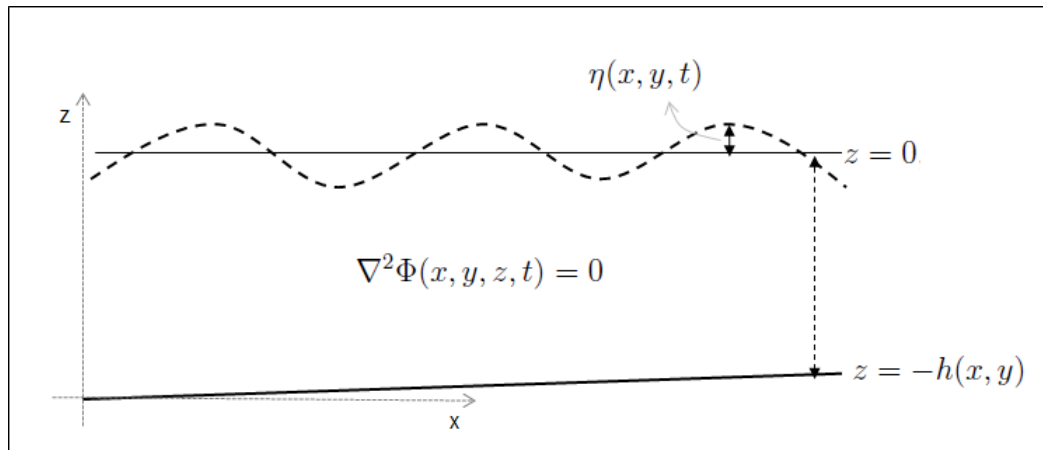


Figura 4: Representação gráfica do problema a ser resolvido.

onde  $\eta$  é a posição da superfície livre e  $h$  é a profundidade.

Dessa forma, a partir do problema apresentado e das hipóteses adotadas, obtém-se o sistema de equações lineares para o potencial de velocidades:

$$\nabla_H^2 \Phi + \frac{\partial^2 \Phi}{\partial z^2} = 0, -h < z < 0. \quad (3.5)$$

onde  $\nabla_H^2 = (\frac{\partial^2}{\partial x^2} + \frac{\partial^2}{\partial y^2})$  é o operador laplaciano no plano horizontal.

Para que a equação 3.5 seja resolvida é necessário que sejam prescritas condições de contorno para a superfície livre e para o fundo, dadas por:

$$\frac{\partial \eta}{\partial t} - \frac{\partial \Phi}{\partial z} = 0, z = 0; \quad (3.6)$$

esta condição garante que a partícula que está na superfície irá se movimentar juntamente com o fluido.

Com a condição apresentada na equação 3.6, tem-se a aparição da variável  $\eta$ , superfície livre. Com isso, faz-se necessário a prescrição de uma nova condição de contorno, chamada de condição de contorno dinâmica na superfície:

$$\frac{\partial \Phi}{\partial t} + g\eta = 0, z = 0; \quad (3.7)$$

onde  $g$  é a aceleração da gravidade.

A condição apresentada na equação 3.7 é o resultado da simplificação da pressão atmosférica na equação de Bernoulli e está relacionada com as forças atuantes na superfície.

No fundo tem-se a condição de impermeabilidade, onde supõe-se que nenhuma molécula de água irá penetrar na interface água-solo, dada por:

$$\frac{\partial \Phi}{\partial z} = -\nabla_H h \cdot \nabla_H \Phi, z = -h; \quad (3.8)$$

Dada a função:

$$G = \frac{\cosh k(z+h)}{\cosh kh}, \quad (3.9)$$

e, supondo que esta seja válida localmente como estrutura do potencial de velocidades, define-se o potencial de velocidades em termos de uma nova variável,  $\hat{\Phi}$ , que permite tirar a dependência vertical do potencial de velocidades, tal que

$$\Phi = G(z, h)\hat{\Phi}, \quad (3.10)$$

$$\hat{\Phi} = \frac{-ig}{\sigma}\phi e^{-i\sigma t} \quad (3.11)$$

$\hat{\Phi}$  depende da frequência angular ( $\sigma = 2\pi/T$ ), do tempo ( $t$ ) e de  $\phi$ , o potencial de velocidades horizontal, a nova variável do problema.

Aplicando a segunda identidade de Green a  $\Phi$  e  $G$ , e utilizando a equação 3.11 obtém-se:

$$\frac{\partial^2 \hat{\Phi}}{\partial t^2} - \nabla_H \cdot (P \nabla_H \hat{\Phi}) + (\sigma^2 - k^2 P) \hat{\Phi} = 0, \quad (3.12)$$

onde

$$P = g \int_{-h}^0 G^2 dz = CC_g, \quad (3.13)$$

e

$$C = \sqrt{(g/k) \tan kh}, \quad (3.14)$$

é a celeridade da onda e,

$$C_g = \frac{C}{2} \left( 1 + \frac{2kh}{\sinh 2kh} \right), \quad (3.15)$$

é a velocidade de grupo,  $k$  é o número de onda e  $h$  é a profundidade local.

Substituindo-se a equação 3.11 na equação 3.12, obtém-se a EDS:

$$\nabla_H \cdot (CC_g \nabla_H \phi) + k^2 CC_g \phi = 0 \quad (3.16)$$

Segundo Gobbi (1993) a EDS não leva em conta os efeitos de dissipação de energia e alguns efeitos não-lineares capazes de modificar o campo de propagação das ondas, sendo esses termos inclusos posteriormente conforme a necessidade do problema.

Segundo Romeu *et al.* (2008), embora mais simplificada, a equação 3.16 requer grande esforço computacional quando resolvida numericamente, tornando difícil sua aplicação em grandes áreas. Para solucionar essa questão Radder (1979) desenvolveu um método parabólico para solução da equação 3.16.

## 3.2 Aproximação Parabólica

O principal objetivo da aproximação parabólica é converter a EDS apresentada na equação 3.16 em um conjunto de equações parabólicas capazes de descrever satisfatoriamente o campo de ondas em uma direção preferencial de propagação, considerando os efeitos de refração e difração.

Para aplicação da aproximação parabólica à equação 3.16 é necessário que não haja reflexão no sentido oposto ao de propagação, por isso na metodologia adotada por Radder (1979) o campo de ondas foi dividido em ondas que se propagam em direção à costa e ondas que se propagam em direção ao mar aberto (sendo essas as ondas refletidas, resultantes das ondas incidentes em um primeiro momento). Dessa maneira, o campo refletido pode então ser desprezado obtendo um reajuste das ondas incidentes com um ângulo de  $\pm 45^\circ$  em torno do ângulo de ondas incidente.

Para um escoamento sobre um fundo horizontal, sem dissipação de energia, considerando uma onda monocromática de pequena amplitude, a equação governante é conhecida como a equação de Helmholtz:

$$\nabla_H^2 \phi + k^2 \phi = 0. \quad (3.17)$$

Fazendo-se:

$$\phi = A(x, y)e^{ikx}, \quad (3.18)$$

onde  $A$  é a amplitude complexa, obtém-se para a equação 3.17 a forma:

$$\frac{\partial^2 A}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 A}{\partial y^2} + 2ik \frac{\partial A}{\partial x} = 0 \quad (3.19)$$

Considerando-se que na aproximação parabólica, para as variações de  $A$ , o comprimento característico da onda na direção  $x$  é muito maior que o comprimento de onda característico na direção  $y$  e que tanto o comprimento característico na direção  $x$  quanto na direção  $y$  são maiores que o comprimento de onda ( $L = 2\pi/k$ ) é possível desprezar-se o primeiro termo de 3.19, obtendo-se:

$$2ik \frac{\partial A}{\partial x} + \frac{\partial^2 A}{\partial y^2} = 0. \quad (3.20)$$

ou fazendo-se a substituição definida por 3.18:

$$2ik \frac{\partial \phi}{\partial x} + \frac{\partial^2 \phi}{\partial y^2} + 2k^2 \phi = 0, \quad (3.21)$$

As soluções da equação 3.21 podem ser escritas como uma onda plana se propagando na direção do vetor número de onda  $\vec{k}$ , sendo:

$$\phi(x, y) \propto e^{(ik_x x + ik_y y)}, \quad (3.22)$$

onde  $k_x$  e  $k_y$  são as componentes de  $\vec{k}$ . Substituindo-se a relação dada em 3.22 obtém-se a representação de um círculo no plano  $(k_x, k_y)$  com raio  $k$ , conforme:

$$k^2 = k_x^2 + k_y^2. \quad (3.23)$$

A equação 3.23 mostra que a equação de Helmholtz resolve o problema de ondas que

se propagam em qualquer direção.

Partindo-se de outro ponto de vista, ao substituir-se a relação 3.22 na equação 3.21, obtém-se a representação de uma parábola no plano  $(k_x, k_y)$ , conforme:

$$k_x = \frac{1}{2k}(2k^2 - k_y^2). \quad (3.24)$$

Observe que para  $k_x$  ser sempre positivo,  $k_y$  precisa ser sempre pequeno. Sendo assim, a equação 3.24 se apresenta como uma boa aproximação somente quando  $\vec{k}$  tiver sentido próximo à  $+x$ , o que obriga a onda incidir sempre com um valor restrito de ângulo.

Essa restrição pode ser despresada, se considerar-se que a relação entre  $k_x$  e  $k_y$  seja um semi-circulo:

$$k_x = (k^2 - k_y^2)^{1/2}. \quad (3.25)$$

Neste caso, a equação para o potencial  $\phi$ , é:

$$i\frac{\partial\phi}{\partial x} + kQ\phi = 0, \quad (3.26)$$

onde  $Q$  é um operador pseudo-diferencial dado por:

$$Q^2 = 1 + \frac{1}{k^2} \frac{\partial^2}{\partial y^2}, \quad (3.27)$$

### 3.2.1 Aproximação Parabólica da EDS

Na seção anterior foi apresentada a forma de obtenção da aproximação parabólica de uma onda monocromática se propagando sobre um fundo plano no sentido de  $x$  positivo. Nesta seção será apresentada a dedução da aproximação parabólica da EDS, conforme Liu e Tsay (1983).

Considerando o eixo de propagação o eixo  $x$ , para a aproximação parabólica da EDS,

e a transformação de variável dada por:

$$\xi = (CC_g)^{1/2}\phi, \quad (3.28)$$

a equação 3.17 reduz-se a:

$$\frac{\partial^2 \xi}{\partial x^2} + k^2 Q^2 \xi = 0, \quad (3.29)$$

onde

$$k_c^2 = k^2 - \frac{\nabla_H^2 (\sqrt{CC_g})}{\sqrt{CC_g}}, \quad (3.30)$$

onde o último termo de 3.30 pode ser desprezado para um fundo suave.

Supondo-se que o campo de ondas é composto pela sobreposição das ondas transmitidas somadas às ondas refletidas, ou seja,  $\xi = \xi_+ + \xi_-$ , e substituindo essa relação em 3.26, chega-se a:

$$\frac{\partial \xi}{\partial x} = ikQ(\xi_+ - \xi_-), \quad (3.31)$$

multiplicando a equação 3.31 por  $i$ , obtém-se:

$$\begin{aligned} \xi_+ &= \frac{1}{2} \left( \xi - \frac{i}{kQ} \frac{\partial \xi}{\partial x} \right) \\ \xi_- &= \frac{1}{2} \left( \xi + \frac{i}{kQ} \frac{\partial \xi}{\partial x} \right) \end{aligned} \quad (3.32)$$

Diferenciando as equações 3.33 e considerando-se as relações apresentadas pelas equações 3.29 e 3.31:

$$\begin{aligned} \frac{\partial \xi_+}{\partial x} - ikQ\xi_+ + \frac{1}{2kQ} \frac{\partial kQ}{\partial x} \xi_+ &= \frac{1}{2kQ} \frac{\partial kQ}{\partial x} \xi_-, \\ \frac{\partial \xi_-}{\partial x} + ikQ\xi_- + \frac{1}{2kQ} \frac{\partial kQ}{\partial x} \xi_- &= \frac{1}{2kQ} \frac{\partial kQ}{\partial x} \xi_+, \end{aligned} \quad (3.33)$$

Utilizando uma aproximação racional de ordem superior para o operador  $Q$ , tem-se as equações parabólicas de ordem superior acopladas para o campo transmitido e refletido:

$$\frac{\partial \xi_+}{\partial x} - ik\xi_+ + \frac{1}{4k^2} \frac{\partial^3 \xi_+}{\partial x \partial y^2} - \frac{3i}{4k} - \frac{\partial^2 \xi_+}{\partial y^2} + \frac{1}{2k} \frac{\partial k}{\partial x} \xi_+ = \frac{1}{2k} \frac{\partial k}{\partial x} \xi_-, \quad (3.34)$$

$$\frac{\partial \xi_-}{\partial x} + ik\xi_- + \frac{1}{4k^2} \frac{\partial^3 \xi_-}{\partial x \partial y^2} + \frac{3i}{4k} - \frac{\partial^2 \xi_-}{\partial y^2} + \frac{1}{2k} \frac{\partial k}{\partial x} \xi_- = \frac{1}{2k} \frac{\partial k}{\partial x} \xi_+, \quad (3.35)$$

Desprezando-se o campo refletido tem-se a equação parabólica para um fundo variando suavemente, conforme segue:

$$\frac{\partial \xi}{\partial x} - ik\xi + \frac{1}{4k^2} \frac{\partial^3 \xi}{\partial x \partial y^2} - \frac{3i}{4k} \frac{\partial^2 \xi}{\partial y^2} + \frac{1}{2k} \frac{\partial k}{\partial x} \xi = 0 \quad (3.36)$$

Fazendo-se uma nova transformação de variáveis:

$$\xi = \Psi e^{ik_0 x}, \quad (3.37)$$

a equação 3.36 pode ser reescrita em função da amplitude complexa modificada,  $\Psi$ :

$$2ik \frac{\partial \Psi}{\partial x} + \left[ 2k(k - k_0) + i \frac{\partial k}{\partial x} \right] \Psi + \frac{i}{2k} \frac{\partial^3 \Psi}{\partial x \partial y^2} + \left( \frac{3}{2} - \frac{k_0}{2k} \right) \frac{\partial^2 \Psi}{\partial y^2} = 0. \quad (3.38)$$

onde  $k_0$  é o número de onda de referência.

A equação 3.38 é a equação resolvida pelo modelo numérico REF/DIF. É importante salientar que os termos referentes à interação onda-corrente e regiões de dissipação, embora presentes no modelo, não serão implementados. Maiores detalhes a respeito do modelo e de sua implementação serão dados ao longo do trabalho.

## 4 Fundamentação Teórica

### 4.1 Mecânica das Ondas

As ondas são as principais forçantes dos processos de modificação do relevo em regiões costeiras e ocorrem devido à ação do vento sobre a superfície do mar. Segundo Komar (1998), quando o vento começa a soprar o atrito provocado pelo contato da água com o ar proporciona distúrbios ondulatórios sobre a superfície da água, formando pequenas ondas de alta frequência, com um período menor que 1 segundo e somente alguns centímetros de altura. Considerando um cenário de vento constante soprando por um tempo indeterminado, tem-se o início do desenvolvimento das ondas com períodos maiores associadas às ondas de menores períodos. Quanto mais intenso e constante o vento, maior o período e comprimento da onda resultante.

Além do vento, outro importante fator que contribui para o desenvolvimento das ondas é o comprimento da pista de vento (*Fetch*), ou seja, a distância ao longo da qual o vento se desenvolve em um corpo d'água. O comprimento da pista determina o tempo durante o qual as ondas se movem sob influência do vento, limitando assim a transferência de energia do vento para o completo desenvolvimento da onda. Portanto, quando maior o *fetch*, maior será o comprimento e o período das ondas geradas.

Nesse processo de desenvolvimento, as ondas geram movimentos orbitais, cuja intensidade decai com a profundidade. Ao atingirem o fundo, esses movimentos geram tensões de corte devido ao atrito, gerando tensões resultantes que poderão ressuspender os sedimentos do fundo.

Existem basicamente dois tipos principais de onda: as ondas comumente denominadas de vaga (em inglês: *sea*), geradas por ventos locais, e as ondulações (em inglês: *swell*), resultantes da propagação das vagas por milhares de quilômetros. As vagas desenvolvem-se geralmente por tempestades ao largo e são caracteristicamente desordenadas e irregulares. De acordo com Komar (1998), esse padrão de propagação complexo resulta em um espectro de ondas com alturas e períodos variáveis, resultado da sobreposição de diversas ondas geradas pelo vento em um momento de grande instabilidade atmosférica.

A Figura 5 ilustra as características das ondas destacando a ocorrência cíclica desta como uma sucessão de cristas e cavados a cada intervalo de tempo  $T$ , denominado período da onda, bem como apresenta os principais elementos capazes de descrevê-la.

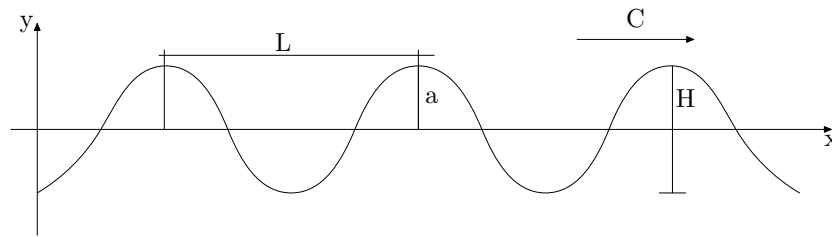


Figura 5: Parâmetros de onda, que ao longo de um período  $T$ , descrevem o movimento oscilatório das ondas. Adaptado de: Kamphuis (2001).

Na Figura 5  $a$  é a amplitude da onda - a distância entre o nível médio de oscilação e a crista.  $H$  é a altura da onda, a distância vertical entre a crista e o cavado,  $L$  é o comprimento da onda definido como sendo a distância horizontal entre duas cristas ou dois cavados consecutivos e  $C$  é a celeridade, ou seja, a velocidade de propagação da onda, dada pela equação 4.1.

$$C = L/T = fL, \quad (4.1)$$

onde  $f = 1/T$  é a frequência.

A forma, a velocidade e o movimento das águas provocadas por um único trem de ondas são muito complexos de serem determinados e se tornam praticamente impossíveis de serem resolvidas matematicamente quando considera-se um estado de mar real, onde

uma grande quantidade de ondas de diferentes tamanhos, frequências e direção de propagação estão presentes. Segundo Nemes (2011), o movimento da elevação da superfície é considerado a soma de um grande número de ondas harmônicas, cada uma com uma amplitude constante e uma fase representativa escolhida aleatoriamente em um tempo de registro. Nesse sentido, para tornar a modelagem de ondas mais fácil considera-se algumas simplificações no movimento das ondas, que pode ser descrito pelas várias teorias que vêm sendo desenvolvidas ao longo dos anos: Teoria Linear de Onda, Teoria de Stokes, Cnoidal e Teoria de Onda Solitária, teorias de Boussinesq, entre outras, cada qual com suas aproximações, que permitem a seu modo descrever a situação de mar em uma região.

Dentre as teorias citadas, a mais comum e utilizada por muitos modelos é a Teoria Linear de Onda, que considera em seus cálculos o caso mais simples da propagação de ondas na ausência de qualquer forçante, conforme a Figura 5, que apresenta uma forma cíclica, e periódica a cada distância percorrida,  $L$ . Para seu desenvolvimento, esta teoria precisa de algumas considerações para sua aplicação:

- escoamento incompressível;
- escoamento irrotacional;
- fundo plano e impermeável,
- amplitude de onda muito pequena, em comparação com a profundidade e comprimento.

De acordo com Dean e Dalrymple (2004) a suposição de impermeabilidade, embora grosseira, não interfere significativamente no resultado dos modelos. Já a simplificação da amplitude deveria falhar quando as ondas são maiores, pois estas seriam distorcidas provocando variações na velocidade das correntes. Porém, de acordo com Brito (2005), comparações de velocidades medidas e calculadas de acordo com a teoria linear mostraram resultados com razoável concordância em regiões de águas rasas.

Na teoria linear, o comprimento e o período da onda estão relacionados com a profundidade da coluna d'água pela relação de dispersão dada conforme a equação 4.2.

$$\sigma^2 = gk \tanh(kh), \quad (4.2)$$

onde  $h$  é a profundidade local.

De acordo com Dean e Dalrymple (2004) essa relação de frequência explica as transformações de ondas geradas ao largo quando se aproximam da costa, mostrando que durante uma tempestade, os grupos de ondas de baixa frequência conduzirão a propagação à frente das ondas de alta frequência (as vagas). À medida que este campo de onda se propaga pelo oceano, ele se fragmenta em um grande número de ondas regulares, as ondulações.

Considerando as relações de número de onda e de frequência angular, obtém-se a relação de dispersão escrita em termos da frequência angular, dada como o comprimento da onda,  $L$ , conforme:

$$L = \frac{gT^2}{2\pi} \tanh(kh), \quad (4.3)$$

A equação 4.3 mostra que a medida que as ondas vão se aproximando da costa, em águas mais rasas, devido à influência do fundo sobre a propagação da onda o comprimento da onda sofre alterações e passa a diminuir com a profundidade. Ainda considerando a equação 4.3, em águas profundas, o argumento  $kh$  é muito grande, em função da profundidade, fazendo com que  $\tanh(kh)$  aproxime-se de 1, tornando possível a generalização para o caso, e tem-se que o comprimento de onda em águas profundas pode ser expresso por:

$$L_0 = \frac{gT^2}{2\pi}, \quad (4.4)$$

onde  $L_0$  é o comprimento da onda em águas profundas.

Em águas profundas a superfície de propagação se move seguindo um padrão se-

noidal, onde cada partícula descreve uma circunferência abaixo da linha de propagação, descrevendo assim um orbital, com uma velocidade horizontal e uma velocidade vertical características. À medida que a onda se propaga em direção à costa, seus orbitais passam a sofrer deformações devido a influência do fundo, provocando mudanças no comprimento, na altura e na celeridade da onda.

## 4.2 Processos Costeiros

Ao se propagar de ambientes profundos para ambientes mais rasos a onda sofre modificações que influenciam significativamente seus parâmetros até que esta alcance a praia. Essas transformações ocorrem devido a uma sucessão de fenômenos que passam a existir em ambientes mais rasos. Entre esses fenômenos têm-se a refração, a difração, a reflexão, o empinamento e a arrebentação.

Variações bruscas na profundidade e na topografia do fundo podem fazer com que a onda se refrate de maneira diferente em ambientes próximos, produzindo variações significativas de altura e de dissipação de energia ao longo da costa. A energia de onda associada à propagação das cristas pode divergir, se houver um cânion submarino ou uma depressão no fundo fazendo com que a altura da onda diminua abruptamente, diminuindo sua energia ao encontrar a costa. Por outro lado, se a profundidade for pequena, por exemplo, a existência de um banco de areia ou um pontal, a energia das cristas irá convergir, indicando nesta região uma focalização da energia das ondas. A Figura 6 mostra o diagrama de refração das ondas, onde cada raio se refrata da mesma forma. Observe que a energia contida na região  $A$  está inteiramente concentrada na região  $A'$ , onde a frente de onda incide sobre um pontal. A mesma energia presente em  $B$  propaga-se para uma região em forma de enseada e se espalha na praia sobre uma superfície  $B'$ , maior. De acordo com Komar (1998) a convergência ou divergência da onda são aspectos importantes e que devem ser levados em conta em obras costeiras.

A essa concentração ou espalhamento de energia que ocorre com a propagação da

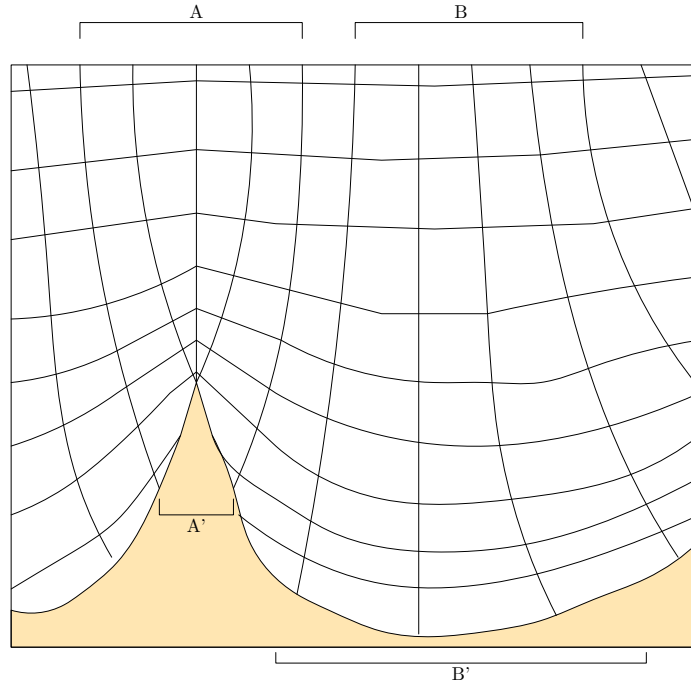


Figura 6: Diagrama de refração das ondas.

onda em pequenas profundidades dá-se o nome de Teoria dos Raios, onde supõe-se que os raios são perpendiculares à crista de onda (linhas horizontais) e que a energia segue a linha dos raios.

Fazendo uma analogia com o fenômeno de propagação de ondas luminosas, o efeito de mudança de direção da onda do mar é o mesmo de quando a luz refrata quando incide em meios com diferentes índices de refração. Segundo Dean e Dalrymple (2004), a mudança na velocidade da onda causada pela variação da profundidade, implica na mudança de direção da onda quando esta se aproxima da linha de costa, fazendo com que as cristas das ondas se propaguem mais paralelamente à praia. Conforme pode ser observado na Figura 7, se considerarmos os parâmetros de onda constante, temos:

$$\frac{\text{sen } \alpha_1}{C_1} = \frac{\text{sen } \alpha_0}{C_0}, \quad (4.5)$$

onde  $C$  é a velocidade de propagação da onda e  $\alpha$  é o ângulo entre a frente de onda e a distância entre os raios.

A equação 4.5 é a Lei de Snell, originária da óptica geométrica que relata a mudança

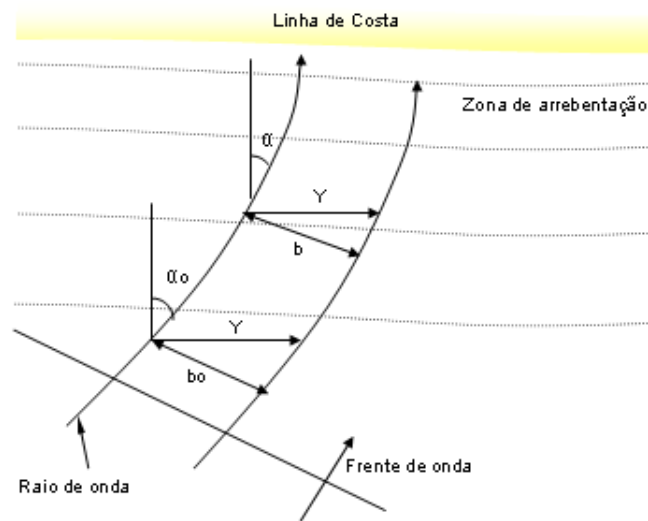


Figura 7: Refração de onda. Adaptado de Kamphuis (2001).

de direção de uma onda em virtude de alterações na sua velocidade de propagação. Tal equação permite verificar que as ondas marítimas tendem a ficar com as cristas paralelas a um litoral retilíneo à medida que se aproximam de águas cada vez mais rasas. No caso das ondas do mar, juntamente com a Teoria dos Raios, essa lei é válida para ondas que se propagam obliquamente à linha de costa.

Além das mudanças provocadas pelas variações da topografia do fundo, a onda frequentemente depara-se com obstáculos, tais como ilhas ou quebra-mares que ao longo da propagação provocam o efeito conhecido como *difração*, que, assim como na óptica física, descreve a capacidade que a onda tem de contornar obstáculos. Na difração, a energia se espalha lateralmente à direção dominante de propagação das ondas, formando cristas arqueadas e aproximadamente concêntricas após passar por algum tipo de intervenção, conforme pode ser observado na Figura 8.

Outro efeito que provoca variação nos parâmetros de onda, neste caso a diminuição no comprimento da onda quando esta se aproxima da costa, é o fenômeno de empinamento, que em consequência da conservação da energia, faz com que a onda diminua no comprimento e aumente em altura para manter constante o fluxo de energia.

Empiricamente, sabe-se que a onda quebra quando atinge uma altura entre 50% e

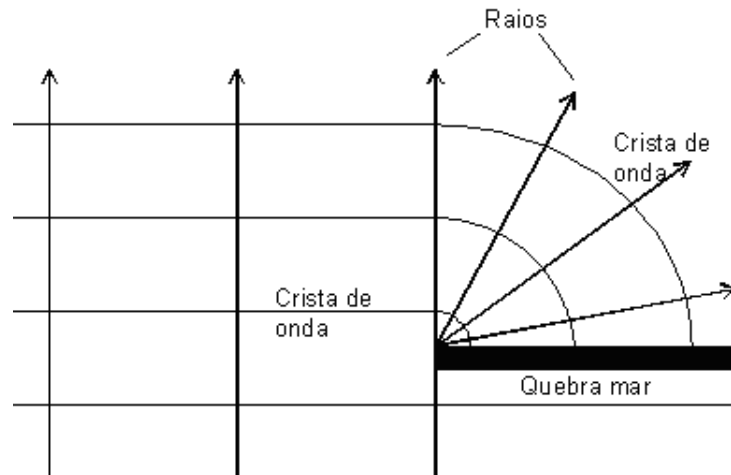


Figura 8: Difração da onda diante de um quebra-mar.

90% da profundidade local, ou seja, quando este limite físico é excedido a onda quebra dissipando a sua energia, entre outras maneiras, em forma de correntes que induzem o fluxo em determinada direção, dependendo do ângulo de incidência da onda.

Neste trabalho, supõe-se que a onda irá arrebentar quando a altura da onda ( $H$ ) for equivalente a 78% da profundidade local ( $h$ ), ou seja, quando  $H > 0,78h$  (Kirby *et al.* (2002)).

A um dos efeitos não-lineares das ondas no escoamento, dá-se o nome de *Tensão de Radiação*, definido como sendo o *excesso da quantidade de movimento devido à presença de ondas*. Considerando que o eixo  $x$  é o eixo de propagação e o eixo  $y$  é o eixo paralelo à linha de costa, tem-se a componente  $x$  da tensão de radiação conforme apresentado por Fredsoe e Deigaard (1992):

$$S_{xx} = \cos^2 \theta \frac{\rho g H^2}{16} \left( 1 + \frac{2kh}{\sinh 2kh} \right) + \frac{\rho g H^2}{16} \left( \frac{2kh}{\sinh 2kh} \right), \quad (4.6)$$

e a componente paralela à linha de costa é dada de acordo com a equação 4.7.

$$S_{xy} = \frac{1}{16} \rho g H^2 \left[ 1 + \frac{2kh}{\sinh 2kh} \right] \sin \theta \cos \theta, \quad (4.7)$$

onde  $\theta$  é a direção da onda com relação à normal à praia e  $\rho = 1,030 \text{ kg/m}^3$  é a densidade

da água do mar. É importante observar que quando  $\theta = 0^\circ$ , de acordo com a equação 4.7,  $S_{xy} = 0$  e não havendo assim nenhuma forçante da componente longitudinal.

A Figura 9 mostra a representação dos tensores de radiação na zona de arrebenção. Observe que imediatamente no início da arrebenção, a tensão de radiação  $S_{xy}$  apresenta seu valor máximo e o valor mínimo, tendendo a zero após a zona de arrebenção.

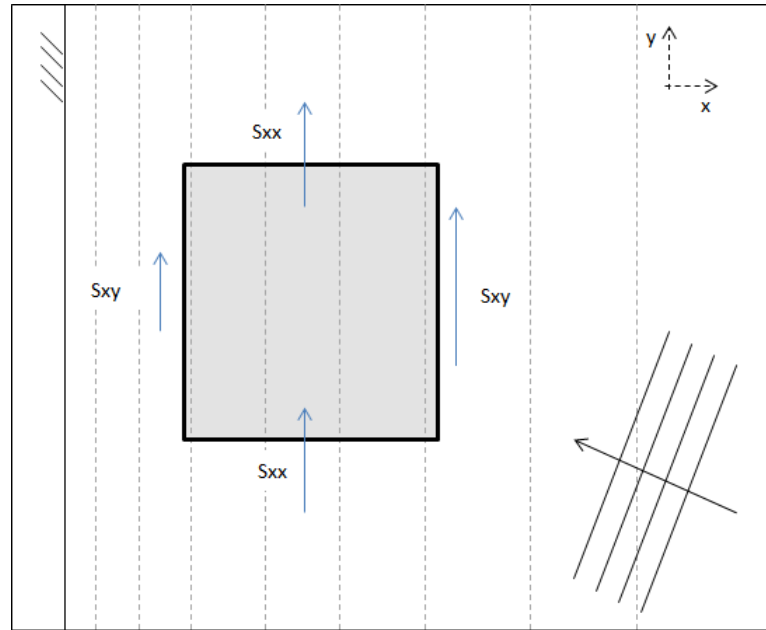


Figura 9: Representação dos tensores de radiação ao longo da zona de arrebenção.

Fisicamente, essas tensões são como o vento, forçando um escoamento médio horizontal resultante do movimento das ondas na zona de arrebenção (correntes).

#### 4.2.1 Correntes Longitudinais

Segundo Komar (1998), quando as ondas alcançam a costa e arrebenam geram diferentes correntes que dependem das características da onda incidente e da praia. Existem basicamente dois tipos de correntes induzidas por ondas: as correntes de retorno e as correntes longitudinais. Essas correntes são geradas pelas tensões de radiação, e são responsáveis pela geração de um fluxo que determina a direção e a intensidade do transporte de sedimentos, determinando assim parte da morfodinâmica praial.

Quando as ondas se aproximam da praia com um ângulo oblíquo à linha de costa,

tem-se a formação da componente da tensão de radiação dada conforme a equação 4.7 apresentada anteriormente. A variação desta tensão com a propagação da onda na zona de arrebentação é a responsável pela formação da corrente longitudinal. O gradiente da tensão de radiação é dada por:

$$\frac{\partial S_{xy}}{\partial x} = \frac{5}{4} \left\{ \frac{1}{[1 + (3\gamma^2/8)]} \right\} \rho gh S \sin \theta \cos \theta, \quad (4.8)$$

onde  $S = dh/dx$  é a declividade da praia e  $\gamma$  é a taxa de crescimento da onda com relação a profundidade local.

De acordo com Hoefel (1998), a corrente gerada pelo gradiente ao longo do eixo  $x$  cresce em intensidade da costa em direção ao mar, atingindo um máximo no meio da zona de surfe, onde a partir de então passa a decrescer novamente.

As correntes longitudinais são correntes responsáveis por transportar sedimentos que são colocados em suspensão pela quebra das ondas, tornando-se as maiores responsáveis pelo processo conhecido como deriva litorânea. Segundo Hoefel (1998), a presença de correntes aumenta sensivelmente o transporte por suspensão, aumentando de 50 a 60% as taxas de transporte em relação ao transporte por ondas incidentes.

Além de gerar fluxos de água ao longo da praia, as correntes longitudinais contribuem com a formação das correntes de retorno, que são fluxos intensos de água que vão da costa em direção ao mar aberto. De acordo com Hoefel (1998), sua ocorrência depende da altura em que ocorre a arrebentação, podendo chegar à velocidade de 1,5 m/s, representando assim um perigo para os banhistas que no susto de serem levados mar afora por essas correntes acabam se afogando.

### 4.3 Morfodinâmica costeira

A morfologia costeira trata da composição dos sedimentos e dos processos físicos das ondas, correntes e transporte de sedimentos que ocorrem nesses ambientes. Tais interações definem a existência ou não das praias, ou seja, se o transporte excede o acúmulo de

sedimentos então não haverá praia; se houver condições que favoreçam o acúmulo de sedimentos, haverá formação de uma praia. A Figura 10 apresenta um exemplo das condições de acúmulo ou erosão de sedimentos em uma praia.

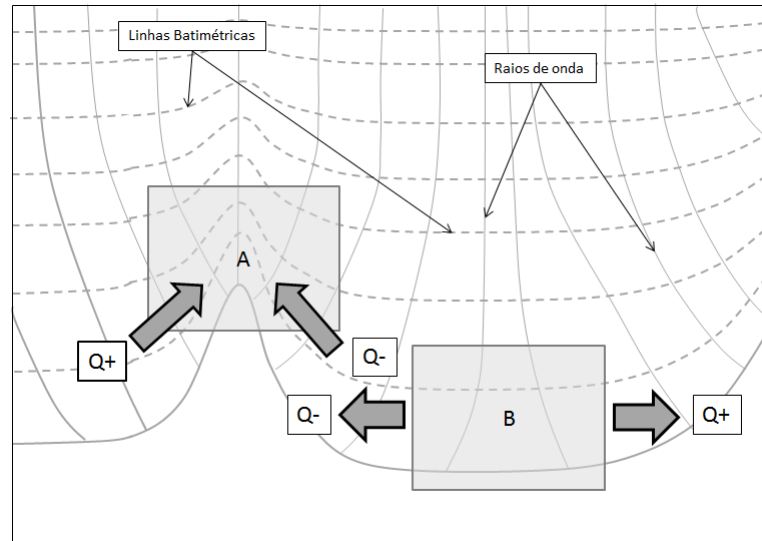


Figura 10: Representação do sentido do transporte de sedimentos com base no sentido das ondas incidentes sobre uma praia. Na área A, observa-se um local onde há deposição de sedimentos e na área B, observa-se uma área de erosão devido o déficit de sedimentos.

Na área A da Figura 10 observa-se um favorecimento na deposição de sedimentos devido a focalização da energia da onda incidente sobre a região em forma de pontal. Na área B, observa-se uma região susceptível a erosão, devido ao espalhamento da energia da onda favorecendo o transporte de sedimentos em direções opostas.

#### 4.3.1 Dinâmica dos sedimentos e mecanismos de transporte

Para os sedimentos existentes nas praias e nos leitos oceânicos tem-se a predominância dos processos de transporte e deposição. De maneira geral, o transporte de sedimentos ocorre em meio fluido - ar, água ou uma lama viscosa composta de outros sedimentos. De acordo com Teixeira *et al.* (2001) o transporte sedimentar está dividido em dois grandes grupos conforme a viscosidade do meio: alta viscosidade e baixa viscosidade. O princípio básico a ser respeitado na mobilização dos grãos é que partículas de diferentes tamanhos e geometrias apresentam velocidades e mecanismos diferentes de transporte. Dessa maneira, quanto maior a granulação do material, maior será a velocidade necessária do fluido para

dar início ao movimento dos grãos. Uma vez em suspensão, quanto menor a granulação do material, mais fácil o seu transporte. Dessa maneira, do ponto de vista hidráulico, as propriedades mais importantes estão relacionadas ao tamanho, forma e a densidade do grão.

A geometria do grão influencia fortemente seu transporte e deposição. Um grão com uma geometria plana irá se comportar de maneira diferente na coluna d'água do que um grão que possua uma geometria mais esférica. Quanto maior o grão mais rápido este irá se depositar, ao contrário dos grãos mais finos que ficam mais tempo suspensos até que seja atingida uma situação tal que a velocidade de queda seja maior que a velocidade de transporte e este se deposite.

Quando os grãos se depositam tem-se a ocorrência de espaços entre dois grãos vizinhos que favorecem a percolação da água e permitem a existência de organismos nesses espaços. A estes espaços dá-se o nome de porosidade ( $p$ ), definida como a razão entre o volume de espaços vazios e o volume total da amostra. Embora areias recém-depositadas possuam grande porosidade, ao passar por um processo de rearranjo, com compactação devido ao esvaziamento dos poros e pressão que cada grão exerce sobre o outro, a areia depositada fica mais estável e com uma porosidade menor.

Os principais mecanismos de transporte são a suspensão, saltação, arrasto e rolamento. A suspensão é a sustentação do grão no meio fluido, existente devido à turbulência, baixa densidade do grão em relação ao fluido e devido ao comportamento coloidal, aplicável à sedimentos com características coesivas. A saltação é a trajetória elíptica do grão em suspensão devido ao impacto entre os sedimentos, provocando uma espécie de ricocheteamento entre os grãos. O arrasto é o deslocamento do grão em contato tangencial com a interface sedimento/fluido, provocando um remanejamento através de empurrão entre os grãos uns sobre os outros. O rolamento é a rotação do grão em torno de um eixo comum entre os outros grãos da interface sedimento/fluido (Teixeira *et al.* (2001)).

O início da suspensão dos sedimentos, que ocorre no transporte de fundo é resultado do balanço das forças atuantes sobre o grão. São elas: a força de arrasto (*Drag Force*), a

força de sustentação (*Lift Force*) e as forças de estabilidade (*Stabilizing Forces*), conforme pode ser observado na figura 11.

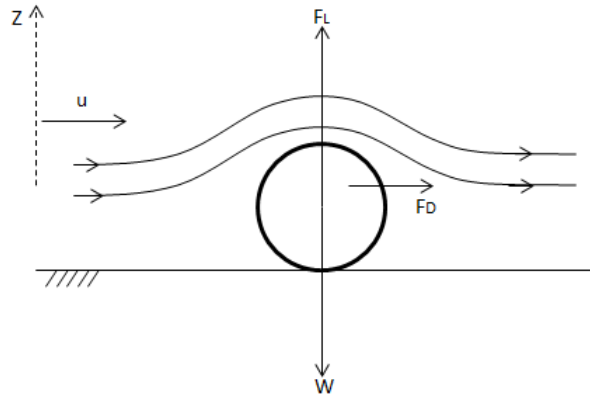


Figura 11: Representação das forças que agem sobre um grão de sedimento. Adaptado de: Fredsoe e Deigaard (1992).

Na Figura 11  $W$  é o peso submerso do grão e  $F_L$  e  $F_D$  são forças de sustentação e de arraste, ambas induzidas pela velocidade da corrente  $u$ , próximo ao leito.

Sendo a força de arrasto resultante do atrito do fluxo sobre o grão, ocasionando o arrasto. E a força de sustentação, resulta na diferença de pressão sobre a partícula devido à curvatura das linhas de corrente, que geram um gradiente de pressão sobre o grão menor que a pressão hidrostática causando a suspensão deste.

Tendo sido superadas todas essas forças, ocorre o transporte do grão que terá sua direção condicionada ao sentido do fluxo do meio fluido no qual está inserido.

### 4.3.2 Transporte longitudinal de sedimentos

Ondas que se aproximam da costa com certo ângulo irão transportar sedimentos ao longo da costa no sentido da direção de propagação. Segundo Komar (1998), o transporte pode ocorrer em duas direções ao longo da costa, dependendo da direção da onda. Por convenção, um observador olhando para o mar, entenderá que ondas transportando sedimentos para sua direita terão sinal positivo e que ondas transportando sedimentos para a esquerda terão sinal negativo.

A determinação do transporte de sedimentos longitudinal é um dos principais parâmetros a serem levados em consideração que a maioria dos projetos de obras costeiras necessitam para avaliação de sua viabilidade técnica, socioeconômica e ambiental.

O estudo do transporte de sedimentos pode ser feito experimentalmente ou matematicamente. Experimentalmente a quantificação pode ser feita *in situ* ou em laboratório. Matematicamente ao longo dos anos foram desenvolvidas equações que levam em consideração diâmetro do sedimento e as forças responsáveis por sua suspensão.

A seguir, serão apresentadas formulações comumente empregadas para estimativa do transporte de sedimentos e ao fim será apresentada a formulação que será utilizada para estimativa de transporte de sedimentos neste estudo.

Muitas dessas equações aplicadas a regiões costeiras foram deduzidas de equações de fluxo unidirecional, como o modelo proposto por Meyer-Peter, aplicada principalmente ao transporte de fundo:

$$Q_s = 8[(s - 1)g]^{1/2}[D_{50}(\tau' - \tau_t)]^{3/2}, \quad (4.9)$$

onde  $s$  é a declividade da praia,  $D_{50}$  diâmetro médio da amostra de sedimentos,  $\tau'$  e  $\tau_t$  são tensões provocadas pelas correntes resultantes da arrebentação das ondas.

Outra formulação bastante utilizada para determinação do fluxo de sedimentos em obras costeiras foi proposta por Bijker (1968) que divide o transporte de sedimentos em transporte no fundo e transporte suspenso e adicionalmente considera o efeito conjunto de ondas e correntes sobre uma praia com declividade contínua (Carmo (2005)), conforme:

$$Q = Ad \frac{U}{Ch} \sqrt{g} \exp \frac{-0,27(\rho_s - \rho)gd}{\mu\tau_{cw}}, \quad (4.10)$$

onde  $A$  é um parâmetro empírico,  $d$  é diâmetro do sedimento,  $U$  é a velocidade média,  $\tau_{wc}$  a tensão de cisalhamento,  $\mu$  indica a influência da rugosidade no transporte e  $Ch$  é o coeficiente de Chezy,  $\rho$  é a densidade da água e  $\rho_s$  é a densidade da areia.

A modelagem proposta por VanRijn (1984) também supõe os transporte total como sendo o transporte de fundo somado ao transporte suspenso. Introduzindo parâmetros adimensionais na formulação VanRijn (1984) obteve a formulação descrita na equação:

$$Q_b = 0,25d \frac{t'_c}{\rho} T^{1,5} D_*^{-0,3}, \quad (4.11)$$

onde  $d$  é o diâmetro do sedimento,  $t'_c$  é a tensão crítica, que inclui a influência da rugosidade aparente e  $D_*$  é um parâmetro adimensional de diâmetro dos sedimentos.

Outras duas formulações baseiam-se no diâmetro do sedimento e na influência direta dos parâmetros de onda na zona de arrebentação, a formulação utilizada pelo exército americano:

$$Q = \frac{\rho K \sqrt{\frac{g}{\gamma_b}}}{16(\rho_s - \rho)(1 - p)} H_b^{2,5} \text{sen}(2\theta_b) \quad (4.12)$$

onde  $p$  é a porosidade dos sedimentos,  $K$  é um parâmetro empírico que varia com a direção de incidência das ondas  $\theta_b$ ,  $\rho_s$  e  $\rho$  são as densidades da areia e da água respectivamente e  $\gamma_b$  é o índice de arrebentação ( $=H_b/h_b$ ).

Para o cálculo da vazão volumétrica de sedimentos será usada a equação proposta por Kamphuis (2001):

$$Q = 6,4 \cdot 10^4 H_{sb}^2 T_p^{1,5} m_b^{0,75} D^{-0,25} \text{sen}^{0,6} 2\theta_b \quad (4.13)$$

onde,  $T_p^1$  é o período de pico da onda e  $H_{sb}^2$  é a altura significativa na arrebentação, medidas estatísticas representativas de um trem de ondas.  $m_b$  é a declividade da praia,  $D$  é o diâmetro médio do sedimento na arrebentação,  $\theta_b$  é o ângulo da onda na arrebentação e  $Q$  é a vazão de sedimentos em  $m^3/ano$ .

Segundo Kamphuis (2001), a equação 4.13 superestima o transporte de sedimentos

---

<sup>1</sup>Período para o qual o espectro de onda apresenta maior energia. Pode ser obtido em termos da frequência (Kamphuis (2001)) ou em termos do Período Significativo,  $T_{1/3}$ , que é a média do terço superior dos períodos de um trem de ondas (Gobbi (1997)).

<sup>2</sup>Média do terço superior das alturas de um trem de ondas incidente.

em praias de cascalho, porém representa com acurácia o transporte em praias de areia, como é o caso das praias brasileiras.

## 5 REF/DIF

O modelo REF/DIF foi desenvolvido na Universidade de Delaware por Kirby(1983, apud Kirby *et al.* (2002)). Trata-se de um modelo de propagação de ondas baseado na forma parabólica da Equação de Declive Suave (EDS) - equação (3.16) resolvida em uma malha de cálculo pelo método de diferenças finitas e permite considerar os efeitos da refração, difração, arrebentação e interação ondas-correntes.

É importante ressaltar que, de acordo com Kirby *et al.* (2002), a dedução matemática do modelo supõe que as variações na topografia de fundo devem ocorrer a longas distâncias quando em comparação com o comprimento da onda incidente, garantindo assim a correta representação matemática da onda. Também é necessário que haja uma direção preferencial de propagação, pois de acordo com Romeu (2007), a aproximação parabólica é confiável para variações de até 45° em relação a direção de propagação dominante.

### 5.1 Cálculo dos Parâmetros de Onda

O modelo recebe como entrada os valores de amplitude, período e direção e os inicia no modelo a partir da primeira linha (ao largo) da grade do sistema a ser estudado. A partir de então, passa a propagar em direção à praia efetuando cálculos em cada ponto da malha, atualizando os valores dos parâmetros de acordo com a topografia de fundo.

O valor de amplitude dada de entrada pelo usuário permite efetuar o cálculo da altura da onda, dada pela equação 5.1.

$$H = |2A|, \quad (5.1)$$

A direção da onda calculada pelo modelo é dada em termos do valor médio do número de ondas  $\bar{k}$  ao longo da direção  $y$  e do número de ondas local  $k$ , conforme a equação 5.2.

$$\theta = \arctan \frac{k_x}{k_x + \bar{k}}, \quad (5.2)$$

Ao arrebentar, a onda gera forçantes a partir do excedente de energia acumulado sobre sua estrutura denominado tensão de radiação. A tensão de radiação é calculada pelo modelo dentro e fora da zona de arrebentação (*zona de surfe*), de acordo com as formulações que se seguem:

Dentro da zona de *surf* as tensões são dadas de acordo com as equações 5.3 e 5.4,

$$S_{xx} = \cos^2 \theta \frac{\rho g H^2}{16} \left( 1 + \frac{2kh}{\sinh 2kh} \right) + 0,06HC^2, \quad (5.3)$$

$$S_{xy} = \sin \theta \cos \theta \frac{\rho g H^2}{16} \left( 1 + \frac{2kh}{\sinh 2kh} \right) + 0,06HC^2. \quad (5.4)$$

Fora da zona de *surf* as tensões são dadas de acordo com as equações 5.5 e 5.6.

$$S_{xx} = \cos^2 \theta \frac{\rho g H^2}{16} \left( 1 + \frac{2kh}{\sinh 2kh} \right) \frac{\rho g H^2}{16} \left( \frac{2kh}{\sinh 2kh} \right), \quad (5.5)$$

$$S_{xy} = \sin \theta \cos \theta \frac{\rho g H^2}{16} \left( 1 + \frac{2kh}{\sinh 2kh} \right) \frac{\rho g H^2}{16} \left( \frac{2kh}{\sinh 2kh} \right), \quad (5.6)$$

## 5.2 Exigências para o uso do modelo

O modelo possui algumas simplificações inerentes à forma parabólica adotada para a resolução das suas equações que devem ser verificadas para o seu correto funcionamento.

Para isso, é necessário garantir que assim como sugere a denominação da equação governante, EDS, (a) o fundo deve ter inclinação suave de até 1 : 3, (b) o ângulo entre a direção de propagação da onda e a direção de propagação principal, não ultrapasse os  $\pm 45^\circ$ , devido à utilização da aproximação parabólica, pois a alta sensibilidade do método à altas variações da incidência da onda pode provocar zonas de instabilidade, e (c) o espaçamento da malha terá que ser escolhido de forma a garantir no mínimo cinco pontos de cálculo por comprimento de onda.

De acordo com Romeu (2007), a condição de não reflectividade é satisfeita naturalmente a partir das outras hipóteses do modelo, pois em praias arenosas de baixa declividade, praticamente toda a energia é dissipada na zona de arrebentação, tornando o termo de reflexão desprezível em todo o domínio.

### 5.3 Algoritimo

O REF/DIF faz parte de um emaranhado complexo de modelagem de processos costeiros que controla rotinas que permitem a simulação de ondas, circulação oceânica e de sedimentos. Neste estudo, foi aplicado o módulo de simulação de ondas controlado pelo módulo chamado: Wave Module, composto por um programa principal e mais 14 subrotinas organizadas conforme o fluxograma da Figura 12 - onde  $WM^*$  é a subrotina *wave model* e  $CWF^{**}$  é a subrotina *calculate wave forcing*.

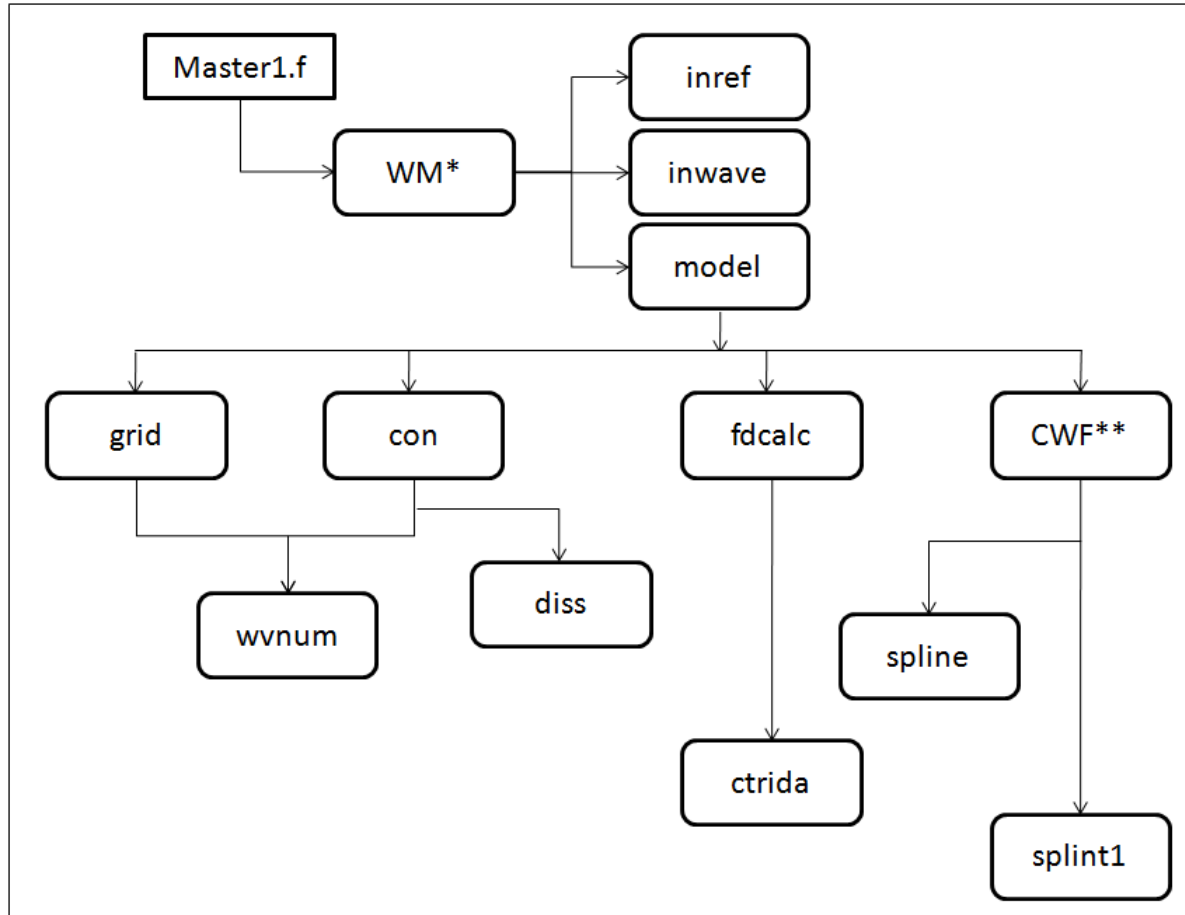


Figura 12: Fluxograma de comunicação entre as subrotinas de cálculo do modelo.

De acordo com a sequência de chamada das subrotinas apresentadas na Figura 12, o programa principal - *master1.f*, ao ser executado, faz a leitura da grade e a chamada da subrotina *WaveModule* que chama outras três subrotinas: *inref*, *inwave* e *model*, respectivamente.

A subrotina *inref*, lê os dados de entrada na grade de referência (profundidade, direção e velocidade) e controla as dimensões e a interpolação dos valores lidos na grade.

Posteriormente, a subrotina *inwave* é chamada para fazer a leitura e interpolação dos parâmetros na grade de referência. Após esta etapa, as informações geradas são passadas para a subrotina *model*.

A subrotina *model*, é executada uma vez para cada frequência definida pelo usuário e sua execução está subdividida em três subrotinas que são executadas sequencialmente

para cada coluna da grade de referência - nesse momento, observa-se que os cálculos são efetuados no sentido de propagação da onda definido pelo modelo como sendo o eixo x, conforme pode ser observado na Figura 13.

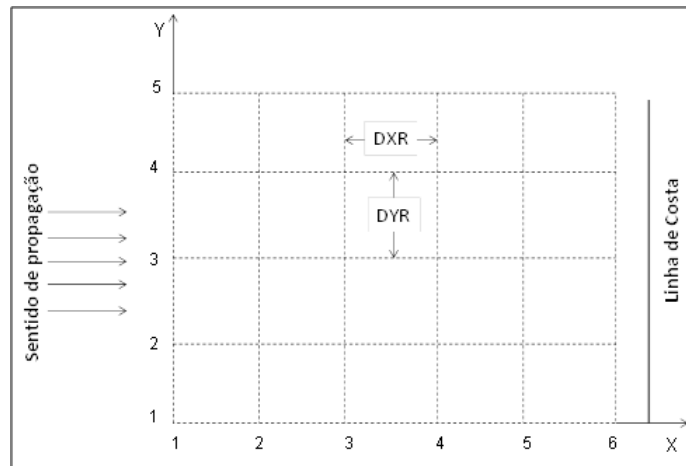


Figura 13: Grade de referência.

As subrotinas chamadas pela subrotina model são: *grid*, *con*, *fdcalc* e *calculate wave forcing*.

A subrotina *grid*, executa a interpolação exigida sobre um único bloco da grade de referência, conforme especificado na entrada de dados - com ou sem subdivisão da grade de referência.

As subrotinas *grid* e *con*, chamam a subrotina *wvnum*, que calcula o numero de onda  $k$  de acordo com a equação de dispersão linear onda-corrente, equação 4.2, apresentada anteriormente.

A subrotina *con*, por sua vez, chama a subrotina *diss* que calcula os coeficientes de dissipação de acordo com a especificações de entrada do usuário.

A subrotina *fdcalc* executa a integração da equação parabólica sobre a grade definida na subrotina *grid* pelo método de diferenças finitas de Crank-Nicolson. No meio da execução a subrotina *ctrida* é chamada, para auxiliar na resolução do conjunto implícito de equações.

Ao concluir os cálculos o controle é novamente devolvido à subrotina *model*, que então chamará a subrotina *calculate wave forcing*. Esta subrotina é responsável pelo cálculo das tensões de radiação, e para isso procura ao longo da grade os pontos de arrebentação levando em conta a profundidade local e a amplitude de onda definida pelo usuário. Esta subrotina faz uso de outras duas subrotinas *SPLINE1* e *SPLINT*, usadas para suavizar as tensões calculadas na zona de arrebentação.

Além das subrotinas, o modelo é alimentado por rotinas que definem parâmetros globais:

1. *Common.h*: inclui todos os blocos e variáveis comuns utilizadas pelo modelo.
2. *Pass.h*: é usada para definir todas as 'variáveis de passagem' (*passing variables*) usadas pelo programa. Nesta rotina, é necessário modificar o tamanho das variáveis *nxmax* e *nymax*, que definem o tamanho máximo do grid de acordo com o definido pelo usuário.
3. *Param.h*: é usada para armazenar e definir a dimensão dos vetores e matrizes utilizadas pelo programa.

A rotina *param.h* apresenta-se na forma:

```
parameter(ixr=1500,iyr=1500,ix=21,iy=1000,ncomp=1,numdata=2000),
```

onde *ixr* e *iyr* correspondem às dimensões da grade em x e em y definidas pelo usuário nos arquivos de entrada, *ix* e *iy* são definidas pelo usuário caso a opção de subdivisão da grade esteja ativada, *ncomp* é o número máximo de frequências a ser dada de entrada pelo usuário.

### 5.3.1 Arquivos de entrada e saída do modelo

Os arquivos de entrada e os gerados pelo modelo são arquivos no formato texto, simples de serem lidos e montados.

Para aplicação do modelo são necessários dados de batimetria do local a ser modelado e a imposição das condições iniciais do estado de mar - período, direção e altura da onda. A maré e a velocidade das correntes são opcionais, podendo ser ativadas ou não pelo usuário na entrada de dados.

O modelo fornece separadamente um programa que gera os arquivos de dados de entrada (*datagenv26.f*) - *indat.dat*, que contém as informações necessárias ao controle dos processos do programa e os dados de entrada das ondas - número de divisões e resoluções da malha, sub-divisões, período, altura, direção, consideração ou não das correntes, atrito de fundo, camada limite turbulenta ou laminar, sistema de unidades consideradas, condições de contorno e modelo de onda - linear, Stokes ou composto. Outro arquivo a ser fornecido separadamente é o arquivo *refdat.dat*, que contém dados da batimetria e de corrente em cada ponto da malha. Se a opção de corrente estiver desativada esta não precisa ser especificada. Todos os cálculos são feitos com base nos parâmetros de onda especificados pelo usuário e pelos dados de batimetria na malha.

## 6 Implementação do Modelo para a região Matinhos/Guaratuba

Conforme já citado anteriormente, para obtenção do campo de ondas e consequente determinação do fluxo de sedimentos, foi utilizado o modelo numérico REF/DIF para determinação dos parâmetros de onda na zona de interesse para posterior alimentação da formulação de Kamphuis (2001), de transporte de sedimentos.

Sendo assim, para efetuar as simulações no modelo são necessários os seguintes itens em ordem de execução, respectivamente:

1. Batimetria interpolada sobre uma malha de cálculo;
2. Parâmetros de onda (altura, período e direção) na fronteira do domínio;
3. Obtenção dos parâmetros de onda na zona de arrebentação a serem dados de entrada na fórmula de Kamphuis (2001);
4. Cálculo do transporte na região de interesse;

A batimetria utilizada foi obtida por meio da digitalização da carta náutica  $n^{\circ}1820$  - Portos de Antonina e de Paranaguá e da carta náutica  $n^{\circ}1830$  - Proximidades do Porto de São Francisco do Sul, da Marinha do Brasil (disponível para download no site: [www.mar.mil.br/dhn/chm/caras/cartas.html](http://www.mar.mil.br/dhn/chm/caras/cartas.html)). A figura 14 exemplifica um trecho da carta batimétrica  $n^{\circ}1820$  da marinha, na região de estudo.



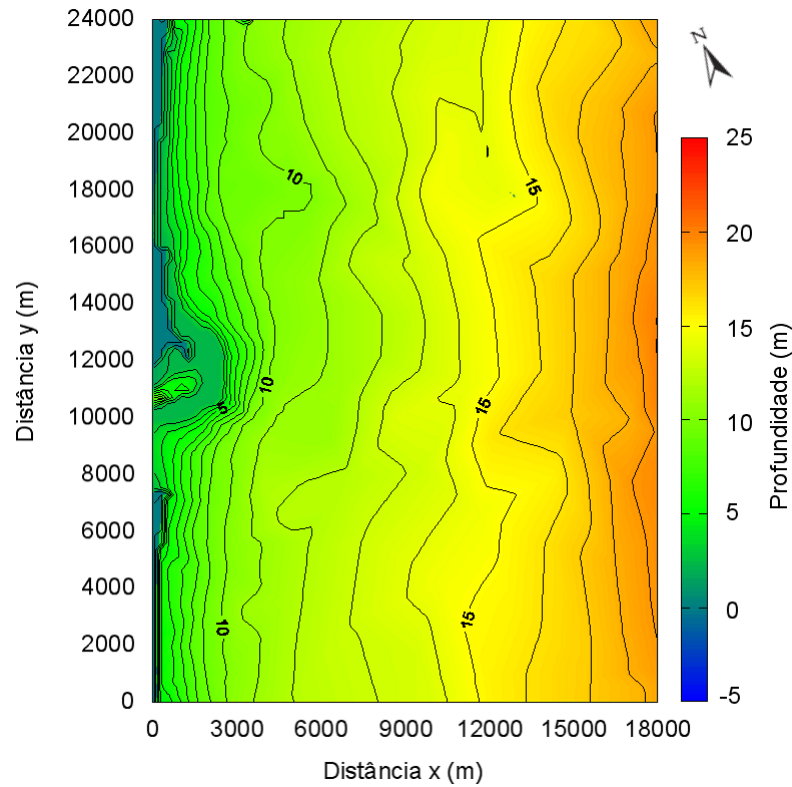


Figura 15: Batimetria Interpolada da região de interesse.

A grade utilizada possui 600 pontos de cálculo no eixo  $x$  - tido como o eixo normal à linha de costa crescente com a direção de propagação, e 800 pontos de cálculo no eixo  $y$  - paralelo à linha de costa, o que garante a cobertura de uma área de 18 kmx24 km. A resolução da grade foi definida de modo a respeitar as limitações e critérios impostos pelo modelo, entre eles o critério de que deve haver no mínimo 5 pontos de cálculo por comprimento de onda. Sendo assim, aplicando a teoria linear de onda aos parâmetros da Tabela 3, foi possível obter os comprimentos de onda na profundidade de 18m e, a partir desses comprimentos, definiu-se um espaçamento de 30 m na grade para as simulações.

A Figura 16 mostra a resolução da grade com maior detalhamento em uma pequena região do domínio.

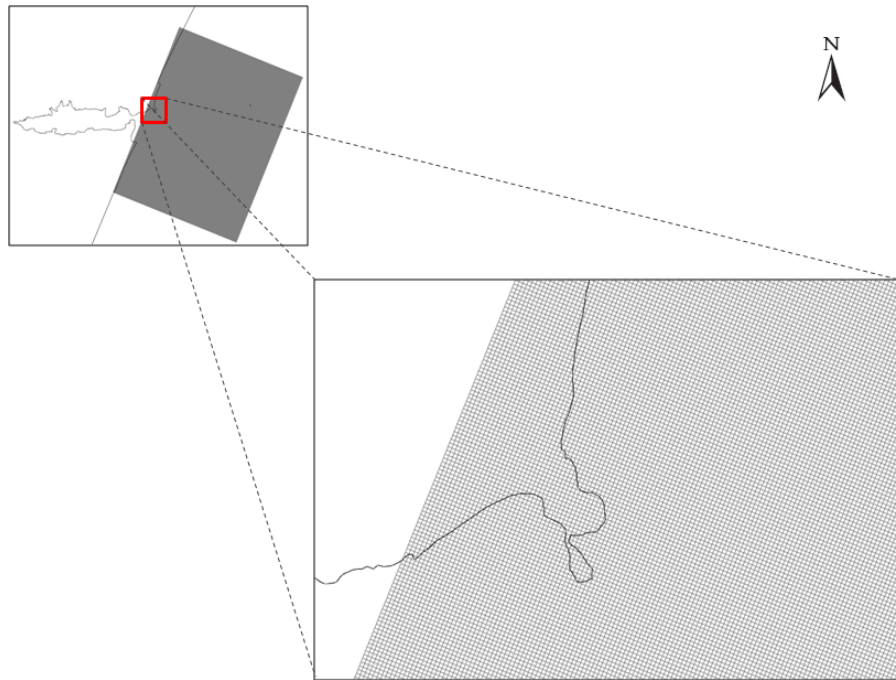


Figura 16: Detalhamento da grade de cálculo utilizada para o modelo REF/DIF.

Considerando que a costa não está alinhada exatamente com o Norte, a grade, seguindo a orientação da linha de costa, foi construída de modo a ficar com um ângulo de  $25^\circ$  com relação ao Norte. A partir desse alinhamento, foi adotado um novo sistema de coordenadas fazendo com que o eixo de propagação da onda (eixo x) esteja aproximadamente alinhado com a direção ESE, conforme pode ser observado na Figura 17

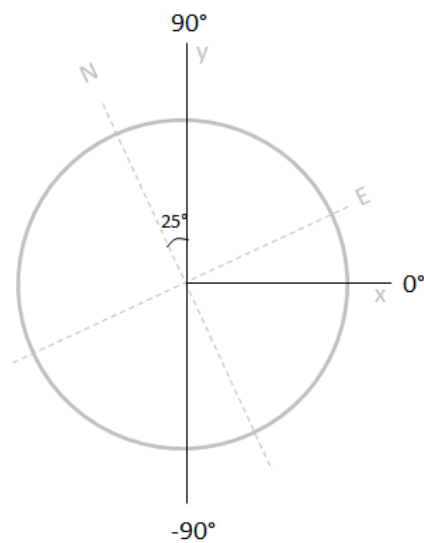


Figura 17: Sistema de coordenadas adotado para aplicação no REF/DIF.

Ao todo foram feitas quatro simulações a partir dos dados obtidos por Nemes (2011) para a isóbata de 18 m conforme a Tabela 3, dois cenários médios anuais das ondulações (séries com  $T > 10$  s), com variações no parâmetro de altura de onda, e dois cenários extremos obtidos por tempestades identificadas ao longo da série temporal e correlacionadas com o período que se apresentaram.

Tabela 3: Parâmetros de onda utilizados nas modelagens.

Cenário	$H(m)$	$T_p(s)$	$\theta(^\circ)$
Médio Anual I	1,5	11	-45
Médio Anual II	1,75	11	-45
Extremo de 2009	4,19	15,17	-22,5
Extremo de 2010	4,24	10,40	-22,5

Como uma das exigências para a solução da equação parabólica é a pequena variação no ângulo de incidência, conforme a onda se propaga esta irá refratar e incidir em ângulos mais largos do que o recomendado para a solução parabólica, gerando áreas ruidosas e com exagerada concentração de energia, resultando em alturas de ondas maiores do que as comumente observadas. Dessa maneira utilizou-se o conceito de espalhamento direcional utilizado por Barletta *et al.* (2008), que considerou o espalhamento fixo por frequência e com direção variável, para minimizar os efeitos de concentração de energia em ambientes isolados. A aplicação do espalhamento direcional neste estudo consiste basicamente na extração da média dos resultados de 5 simulações de onda incidentes de diferentes direções ao redor de uma direção principal.

Assim, por exemplo, para a onda do “Cenário Médio Anual I” da Tabela 3 foi feita a média dos resultados das simulações das ondas incidentes de:  $-43^\circ$ ,  $-44^\circ$ ,  $-45^\circ$ ,  $-46^\circ$ ,  $-47^\circ$ , todas com a mesma altura e período ( $H = 1,5$  m e  $T = 11$  s). A suavização dos resultados obtidos pelo espalhamento pode ser observada na Figura 18.

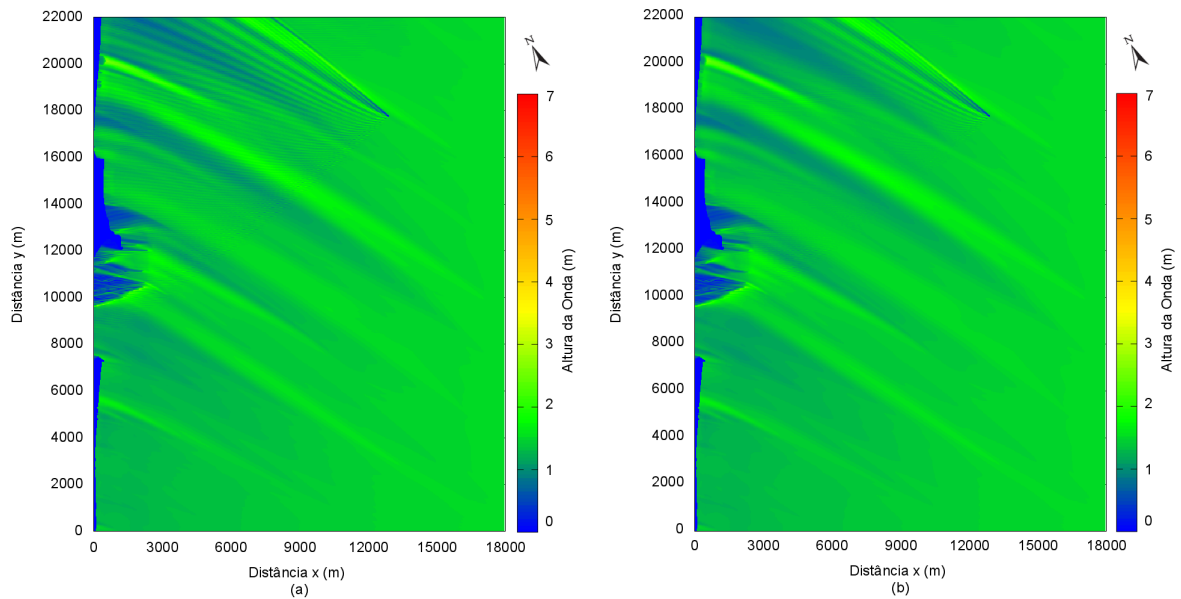


Figura 18: Comparação entre a simulação sem suavização (a) e simulação com suavização do espalhamento direcional.

Na comparação da Figura 18 observa-se claramente a diminuição dos ruídos ao longo da propagação, que tornavam as alturas descompassadas e concentradas.

Após a determinação e suavização dos parâmetros faz-se o cálculo do transporte de sedimentos em cada ponto da grade onde a onda atende os critérios de arrebentação, o REF/DIF considera que a onda arrebenta quando a altura da onda for maior que 78% da profundidade local. Dessa maneira, para determinar as regiões onde há arrebentação o REF/DIF gera um arquivo identificando os pontos de grade com o número 1, com base nesse arquivo obteve-se os pontos onde deveriam ser efetuados os cálculos de transporte de sedimentos.

Como a formulação de Kamphuis (2001) é uma formulação empírica aplicada a praias retilíneas foi necessário considerar diferentes setores da praia e a cada setor foi determinada uma normal aproximada com relação às linhas batimétricas próximas à costa para determinação do ângulo de incidência da onda resultante do modelo REF/DIF na zona de arrebentação. Sendo assim, considerou-se 11 setores ao longo da linha de costa conforme a Figura 19.

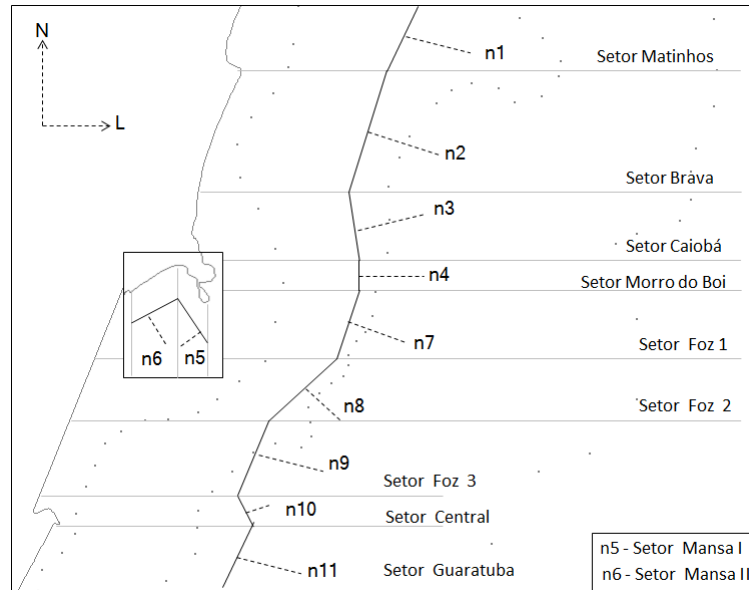


Figura 19: Setores normais à linha de costa para obtenção do transporte de sedimentos.

Como ao longo do domínio podem ocorrer regiões onde a onda arrebenta mais de uma vez: quebrando uma vez ao largo, recuperando-se e quebrando novamente na praia, considerou-se a diferença do transporte que ocorre ao longo da primeira arrebentação somado ao transporte resultante da quebra da onda na praia.

Na desembocadura, observa-se que as maiores ondas arrebentam sobre o delta de maré vazante, dissipando parte de sua energia para posterior recuperação e quebra nas praias posteriores. Nessas situações, devido à importância do transporte ocorrido sobre o banco de areia, não foi feita a soma do transporte ao largo com o transporte na praia. Somente foi tirada a diferença entre o transporte de sedimentos provocado pelo ponto inicial de arrebentação da onda e o ponto imediatamente anterior à sua recuperação em direção à costa.

Tendo obtido o transporte de sedimentos sobre as regiões do domínio onde as ondas arrebentaram, foi necessário diminuir a densidade de resultados para facilitar a análise e visualização da direção do transporte. Para isso considerou-se novos setores ao longo da costa, sob os quais foram feitas as médias do transporte de sedimentos. Dessa maneira, não foi considerado um ponto específico para o qual ocorre transporte de sedimentos, mas

toda uma região, como pode ser observado na Figura 20.

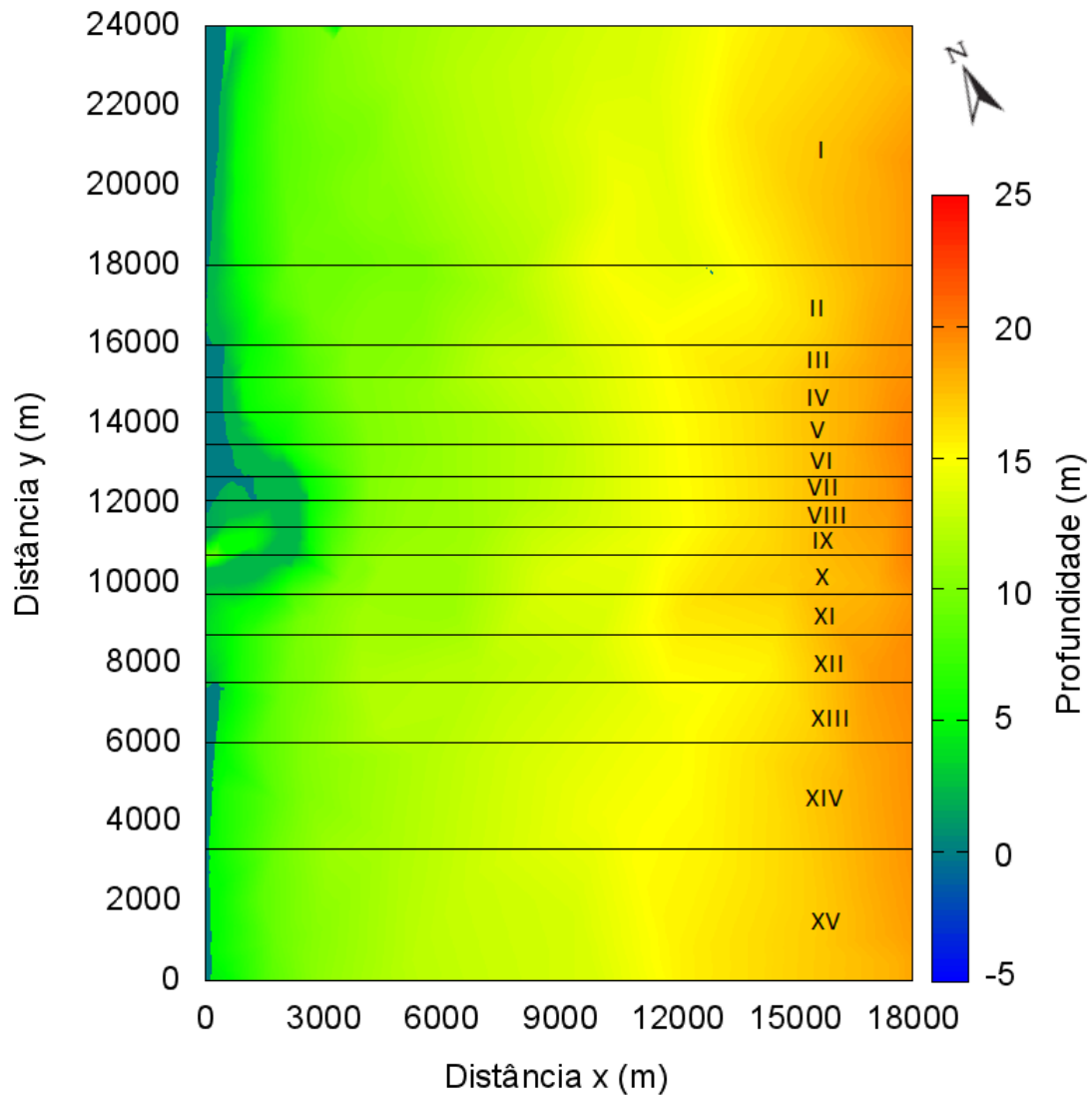


Figura 20: Regiões para as quais serão obtidas a média do transporte de sedimentos.

Na Figura 20, o Setor I corresponde a uma região com uma dinâmica mais estável, apresentando uma configuração da linha de costa mais retilínea, sem apresentar variações significativas, conforme pode ser visto na Figura 21 que apresenta uma comparação ao longo de 2003 a 2009 das áreas que abrangem os setores I e II.

De acordo com Quadros (2002) após a ocorrência de eventos extremos, há erosão da parte subaérea da praia e acreção da parte submersa, apresentando uma taxa de retrogradação da linha de costa de aproximadamente 0,7 m/ano, sendo observado por Bessa

(2003) um recuo de 11,34 m da linha de costa de 1954 a 1997. No Setor II, região que engloba, inclusive a praia central de Matinhos, segundo Angulo *et al.* (2006) ocorre o contrário havendo uma taxa de progradação de 0,5 ano/m. De 1954 a 1997 Bessa (2003) relata uma progradação da ordem de 53,7 m, embora atualmente essa região venha sofrendo um processo de retrogradação devido a ocupação desordenada, conforme observado por Gobbi (1997).



Figura 21: Comparação da linha de costa na praia Central de Matinhos e nos balneários próximos - Flamingo e Riviera. (a) 2003 e (b) 2009. Imagem Google®.

Embora a comparação apresentada na Figura 21 seja apenas ilustrativa, pois não há informações quanto ao posicionamento da maré no momento da obtenção da foto e conseqüentemente nem definição da linha de costa, é possível observar que não houve variações significativas de 2003 para 2009 na configuração da praia.

Já nos setores que englobam a praia Brava é possível observar na Figura 22 que corresponde a parte norte do arco praiial (setores III e IV) e na Figura 23 que corresponde a parte sul do arco praiial (setores V e VI), variações significativas que ocorreram na região de 2003 a 2009, mesmo considerando a imprecisão das imagens.

A praia Brava é uma praia oceânica que recebe frontalmente a incidência de ondas, porém é parcialmente influenciada pela dinâmica associada a desembocadura da baía ad-



Figura 22: Comparação da linha de costa no Norte da Praia Brava, próximo à ponta de Matinhos. (a) 2003 e (b) 2009. Imagem Google®.

jacente. Conforme observado por Bessa (2003), a praia possui uma tendência de aporte de sedimentos. De acordo com Angulo *et al.* (2006) esse processo de aumento da praia ocorre devido ao deslocamento para norte das barras espreiadas do banco de areia associado ao delta de vazante de Guaratuba. Ainda segundo Angulo *et al.* (2006), o deslocamento dessas barras para norte associado a intensa urbanização da orla tem influenciado as taxas de erosão do extremo norte da praia Brava (setor III).

Observando as Figuras 22a e 22b, tem-se que de 2003 para 2009, na região denotada por “1” houve a destruição de parte do calçamento que já se encontrava deteriorado devido, provavelmente, à ocorrência de ressacas.

Na área “2” nota-se a presença de gabiões, assim como ao longo de todo arco praiial apresentado na Figura 22 denotado por “3”. Esse gabiões são comumente utilizados para dispersar parte da energia de onda e, assim, tentar proteger a praia do ataque das ondas.

Ao Sul, a praia brava encontra-se abrigada do ataque direto das ondas pelo esporão do delta que se projeta em frente à praia, provocando a refração das ondas e progradação da parte emersa da praia. Esta progradação fica mais evidente de 2003 para 2009 conforme a comparação da Figura 23, pela arrebenção das ondas que ocorreram ao largo na área representada por “1”. Em 2009 essa região de arrebenção foi deslocada para uma área menor, mais próxima da praia na Figura 23b. Esse efeito do abrigo da praia ocasionou

o aumento da faixa de areia no sentido norte, conforme indicado pela seta “2” e pelo aumento do curso das drenagens representadas pelas setas “3” e “4”.



Figura 23: Comparação da linha de costa no Sul da Praia Brava, próximo à desembocadura da baía de Guaratuba. (a) 2003 e (b) 2009. Imagem Google®.

Os setores de VI a XII representam a região do delta propriamente dito, sendo nessa região observadas as arrebentações ao largo e consequente dissipação de energia. Conforme citado anteriormente, nessa região ao longo dos anos apresenta uma dinâmica controlada pelas correntes de maré, que a longo prazo influencia na configuração espreada do banco de areia e a curto e médio prazo a influência das ondas determinam sua mobilidade. De acordo com a Figura 24 é possível observar as feições do delta definidas previamente por Angulo (1993), tais como as barras laterais ao canal principal da foz da baía (áreas “1” e “2”) e o lobo fronta, região delimitada por “3” e seu espraio no sentido norte em frente a praia Brava.



Figura 24: Imagem do delta de maré vazante da baía de Guaratuba. Imagem Google®.

Os Setores XIII, XIV e XV cobrem os balneários de Coroados e Brejatuba, em Guaratuba, onde segundo Angulo *et al.* (2006), trata-se de uma região estável com uma tendência de sedimentação na região norte. A Figura 25 ilustra o setor XV, na região da praia de Brajatuba, delimitada por um pontal rochoso a norte, conhecido como o Morro do Crito, o que favorece o aporte de sedimentos para ondas que vêm do quadrante Leste-Sul, bastante frequentes sobre o litoral do Paraná, conforme já citado anteriormente.



Figura 25: Imagem da Praia de Brajatuba próximo ao morro do Cristo em Guaratuba. Imagem Google®.

## 7 Resultados e discussões

Nesta seção os resultados serão divididos entre os resultados de propagação das ondas simuladas ao longo do domínio e resultados de transporte de sedimentos ao longo de setores definidos da linha de costa para identificação de áreas de acresção e de erosão de acordo com a onda incidente.

Os cenários descritos na Tabela 3, serão denominados nessa seção conforme segue: Cenário Média Anual I - CMI, Cenário Média Anual II - CMII, Cenário Extremo de 2009 - CE2009 e Cenário Extremo de 2010 - CE2010.

### 7.1 Modelagem das Ondas

Os próximos resultados são referentes ao campo de ondas obtido a partir dos parâmetros dos Cenários Médios Anuais I e II explicitados na Tabela 3. Como a batimetria é a mesma para todas as simulações, a representação da propagação de onda não irá variar significativamente entre os cenários estudados, pois todos são incidentes do quadrante SE-E, podendo ser observados o mesmo padrão de distribuição das ondas, ocorrendo poucas variações entre os resultados em todos os cenários simulados.

A figura 26, apresenta de forma generalizada a distribuição das alturas de onda para o CMI e CMII, onda incidente de  $45^\circ$  e 11s. Para melhor representação, o campo de ondas foi dividido em três setores: Setor 1, Setor 2 e Setor 3.

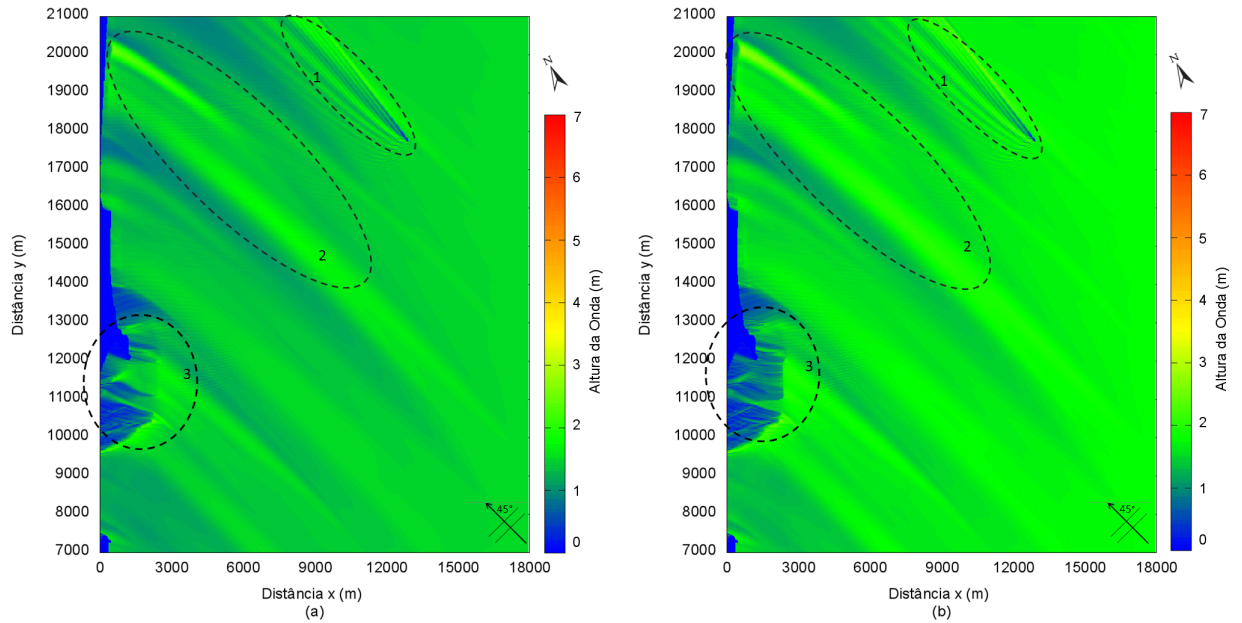


Figura 26: Alturas de ondas obtidas para a região de interesse no (a) Cenário Médio Anual I e (b) Cenário Médio Anual II.

O Setor 1 corresponde ao resultado dos processos ocorridos devido às Ilhas Itacolomis. O setor 2 corresponde à uma mudança na profundidade implicando em variações no comportamento da onda e o setor 3, representa o campo de ondas da região próxima a arrebenção associada ao delta de maré vazante e na região do entorno da ponta de Caiobá (Morro do Boi).

### 7.1.1 Setor 1

A Figura 27 apresenta a região do primeiro setor, indicando a influência das Ilhas Itacolomis localizadas a aproximadamente  $12km$  da costa.

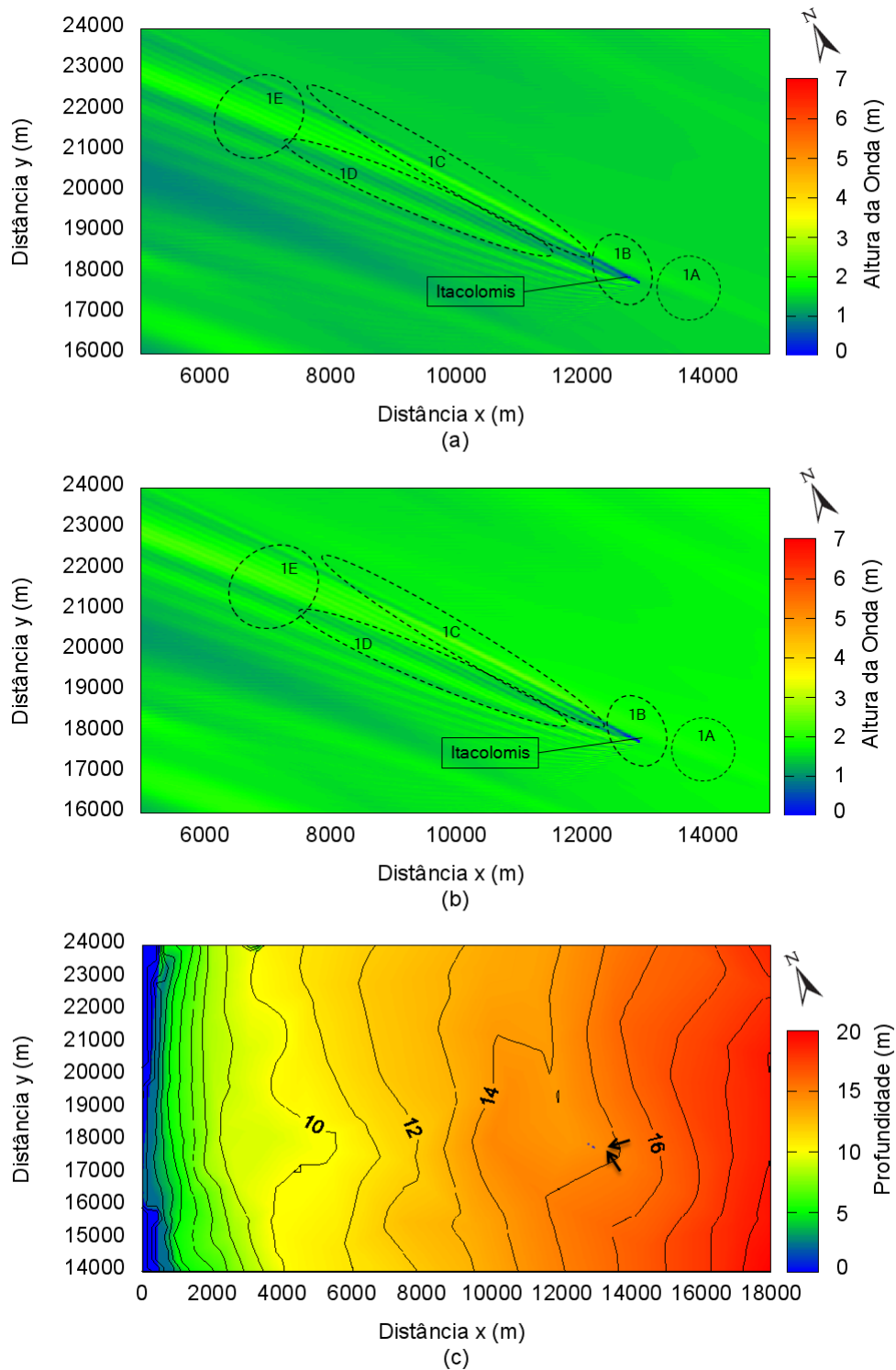


Figura 27: Alturas de ondas obtidas para o Setor 1. (a)Cenário Médio Anual I, (b)Cenário Médio Anual II (c) Isobatimétricas da região.

É possível observar na figura o efeito da difração ocasionada pelas ilhas, denotada pela

área 1B. Estas ilhas funcionam como uma barreira física criando uma região de “sombra” no campo de propagação das ondas, gerando ondas de menores alturas e contribuindo para uma redistribuição de energia das ondas, que se espalham lateralmente à direção de propagação ao redor das ilhas.

Devido às pequenas dimensões das ilhas, logo o efeito de sombra é recuperado fazendo com que as ondas retomem o valor da altura anterior ao obstáculo. Este efeito é mais visível para o campo de ondas que inicia a propagação com  $H = 1,5m$  (CMII), pois por suas dimensões a volta ao estado anterior é mais rápida.

Outro efeito mais visível nesse trecho, é o efeito da refração (1A) provocado pelas variações batimétricas ao redor da ilha, conforme pode ser observado em ambas as imagens da Figura 27.

Nesta mesma região, é possível notar as isolinhas batimétricas de  $16m$  e  $15m$  que passam por trás das ilhas, circundando-as até formar um pontal um pouco à frente com profundidade de aproximadamente  $15m$ . Embora essa configuração na batimetria seja bastante sutil, o formato aproximado de  $V$  nas isolinhas faz com que haja uma focalização da energia das ondas, fazendo com que a onda aumente ligeiramente em altura imediatamente antes da sua passagem pelas ilhas. Esse efeito se propaga juntamente com a onda, até que na região delimitada por 1C, ocorre a combinação da onda refratada em 1A com o espalhamento da energia resultante do efeito ocorrido em 1B, resultando no padrão observado em 1E, com alturas maiores do que as observadas antes das variações batimétricas e antes das ilhas.

A região da Figura 27 delimitada por 1D é o espalhamento resultante do efeito de difração combinado às ondas incidentes que não receberam influência da ilha ao longo de sua propagação.

Fazendo-se uma comparação dos resultados do setor 1 entre a média anual e os eventos extremos, observa-se inicialmente uma diferenciação no padrão de propagação devido à mudança no ângulo de incidência, que para a média anual é de  $-45^\circ$  com relação à normal

e para os eventos extremos é de  $-22,5^\circ$  com relação à normal.

De acordo com a Figura 28, é possível observar que o padrão de refração anterior ao obstáculo observado na Figura 27, encontra-se deslocado para a região imediatamente atrás das Ilhas, onde há um aumento na altura da onda no sentido de propagação na região indicada pelas setas em ambas as imagens da Figura 27. Isso acontece por que nas situações extremas apresentadas o ângulo de incidência da onda é de aproximadamente  $-22,5^\circ$ , fazendo com que a propagação de onda nessa direção, diferentemente do que acontece para a onda de  $-45^\circ$ , incida diretamente sobre a ilha que então será contornada espalhando a energia acumulada anteriormente, na região delimitada por 1F.

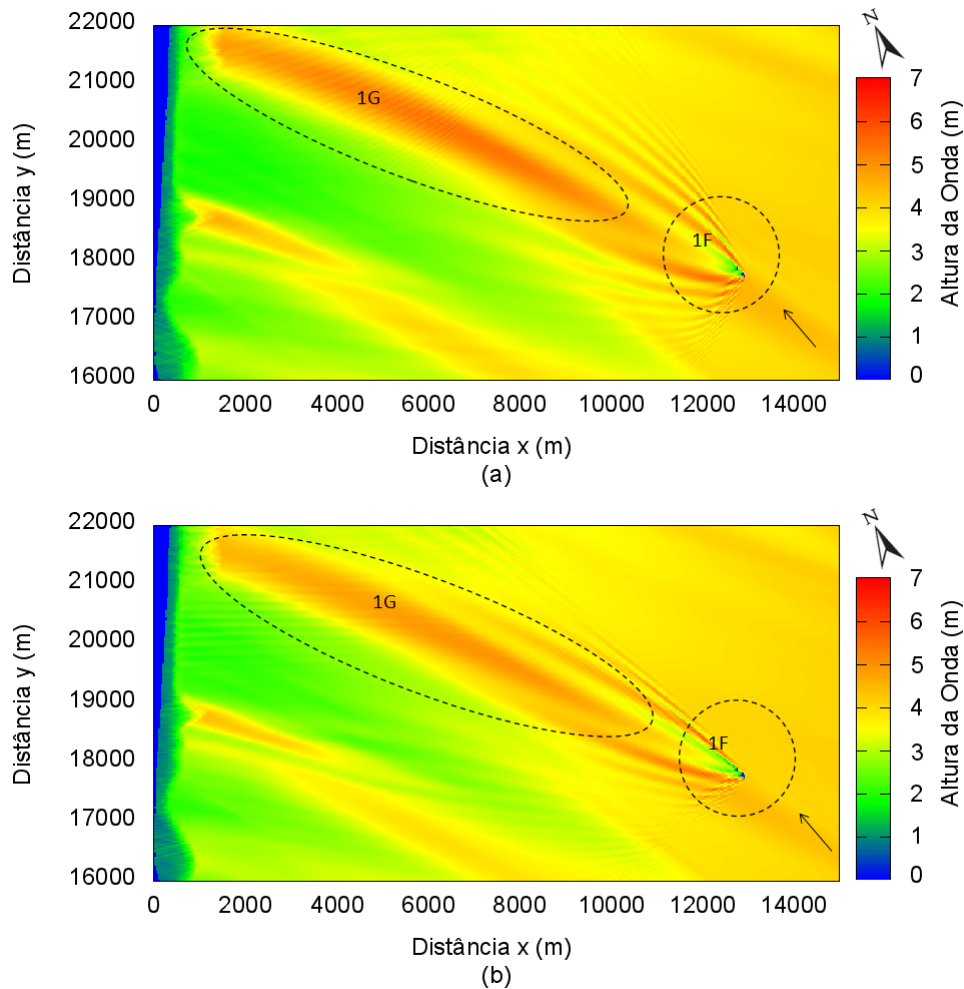


Figura 28: Alturas de ondas obtidas para o Setor 1 para os eventos extremos de (a) Cenário Extremo de 2009 e (b) Cenário Extremo de 2010.

Nota-se que as ondas apresentam-se maiores para o evento de 2009, com um espalhamento radial na área 1F mais intenso. Nessa situação o padrão de ondas após a ilha ficou mais evidente, pois é possível observar com clareza a combinação, mais adiante, das ondas difratadas nas ilhas - região 1G.

### **7.1.2 Setor 2**

Esta seção apresenta os resultados da área demarcada como setor 2 na figura 26, sendo os efeitos da refração dominantes sobre essa região.

Na Figura 29, as regiões 2A e 2C são regiões de convergência da energia da onda representada pela direção dos vetores, que indicam o sentido de propagação da energia da onda, perpendicular à crista, que tendem a ficar alinhadas de acordo com a isolinha batimétrica.

Na região 2B observa-se ligeiramente uma região de divergência de energia, conforme pode ser observado na Figura 29 denotada pelo pontal isobatimétrico e pelos vetores perpendiculares à isobatimétrica.

Na região 2D nota-se o aumento das ondas ao se aproximar da linha de costa, devido à diminuição da profundidade e ao acúmulo de energia na crista da onda, conforme indicado pelos vetores sobre as isobatimétricas, nessa região assim como ao longo de toda a costa, ocorre o alinhamento da onda com a linha de costa.

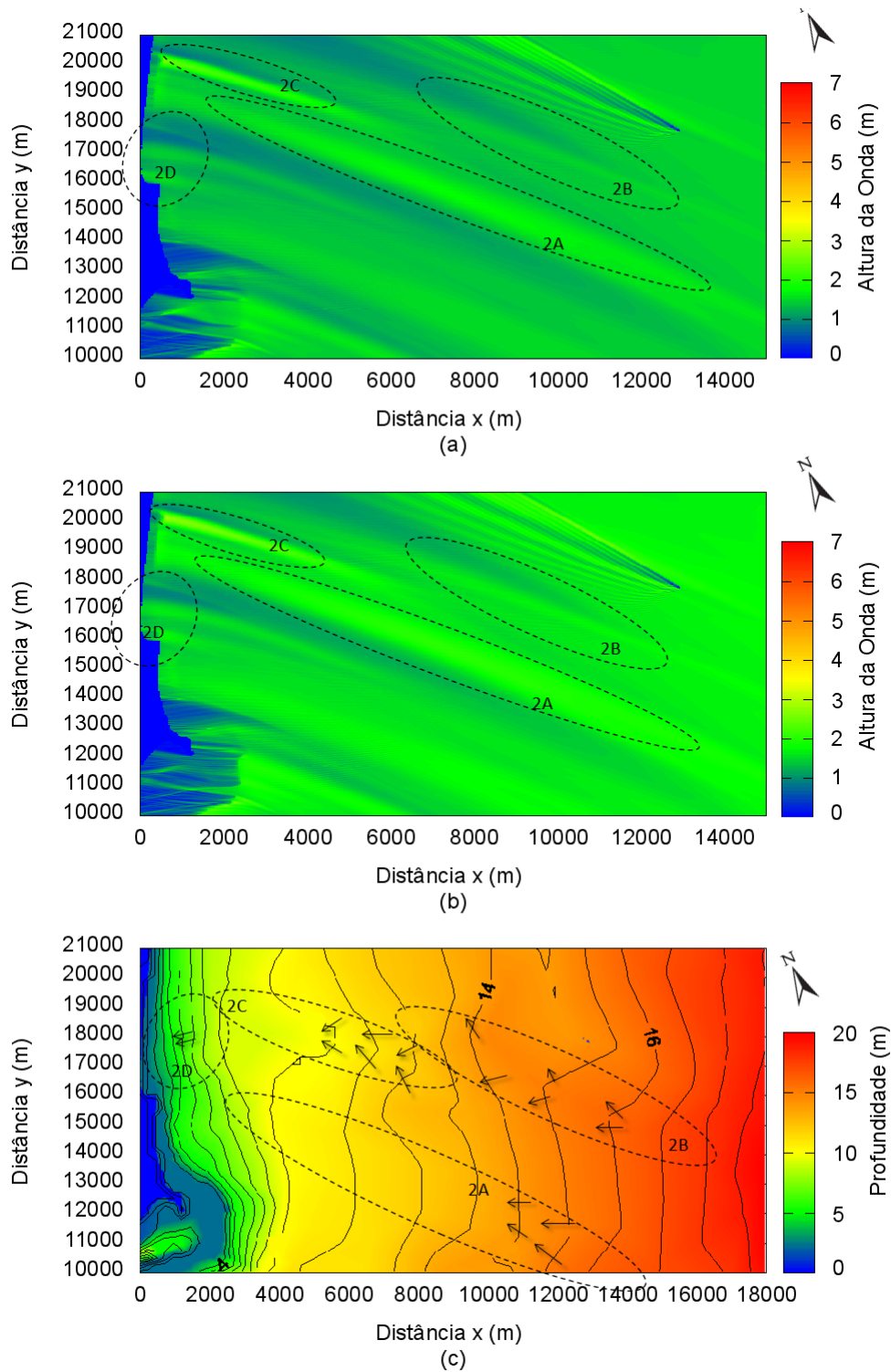


Figura 29: Alturas de ondas obtidas para o Setor 2. (a) Cenário Médio Anual I, (b) Cenário Médio Anual II, (c) isobatimétricas da região.

Nos eventos extremos apresentados na Figura 30, observa-se claramente a intensifica-

ção dos processos de refração, tanto de convergência da energia da onda (2G e 2H) quanto na região de divergência de energia próxima às ilhas delimitada pela área 2F.

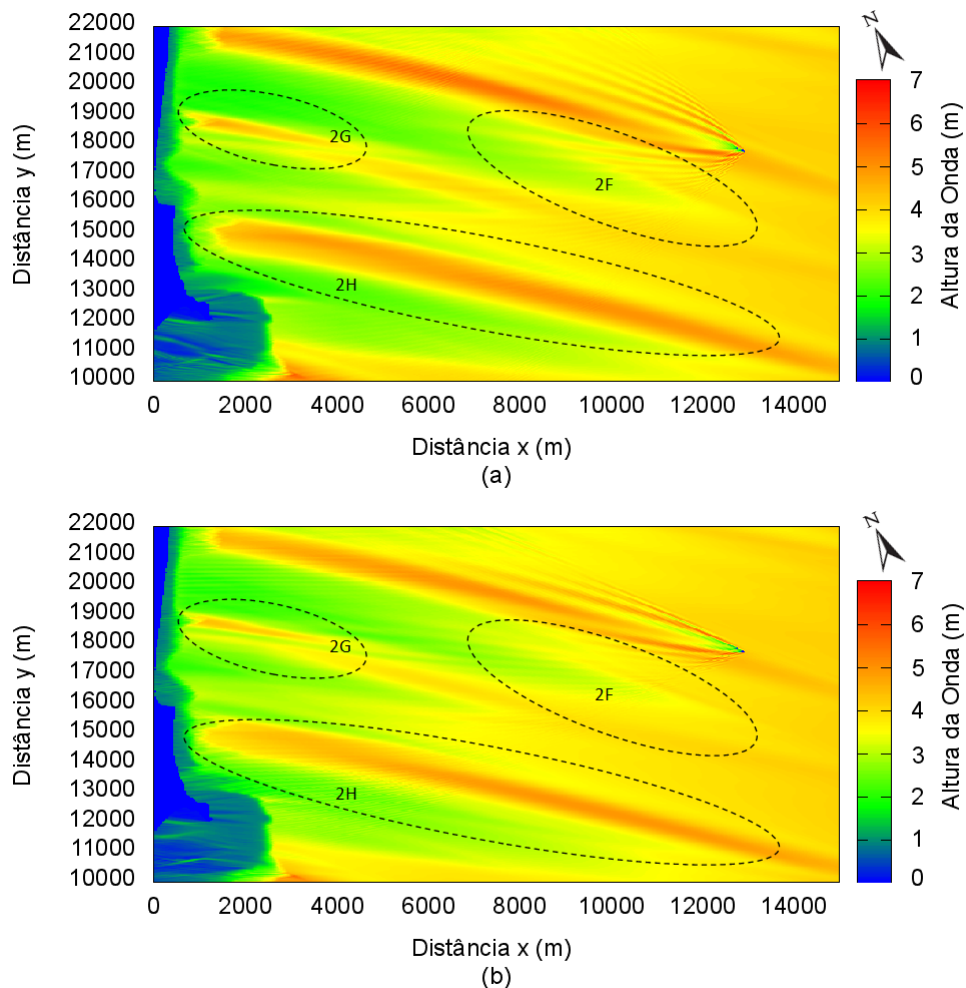


Figura 30: Alturas de ondas obtidas para o Setor 2 para (a) Cenário Extremo de 2009 e (b) Cenário Extremo de 2010.

Comparando a Figura 30 com a Figura 29, nota-se que a costa recebe um ataque frontal e mais violento, com ondas maiores mais próximas à costa.

Esse ataque frontal pode estar associado às ressacas que atingem o extremo norte da praia de Matinhos onde há déficit de sedimentos sobre a praia resultante de um intenso processo erosivo. Conforme observado por Lima (2008), nos últimos anos a urbanização desordenada sobre a praia impede o desenvolvimento de um novo perfil praiar para reestabelecimento da dinâmica local.

### 7.1.3 Setor 3

O setor 3 apresenta o campo de ondas próximo à desembocadura da baía de Guaratuba. Neste setor estão destacadas áreas como as regiões indicadas por 3A e 3B, de arrebentação devido à mudança abrupta de profundidade pela presença do delta de maré vazante, que funciona como um anteparo natural, fazendo com que as ondas incidentes arrebentem diminuindo sua energia antes de chegar nas praias próximas.

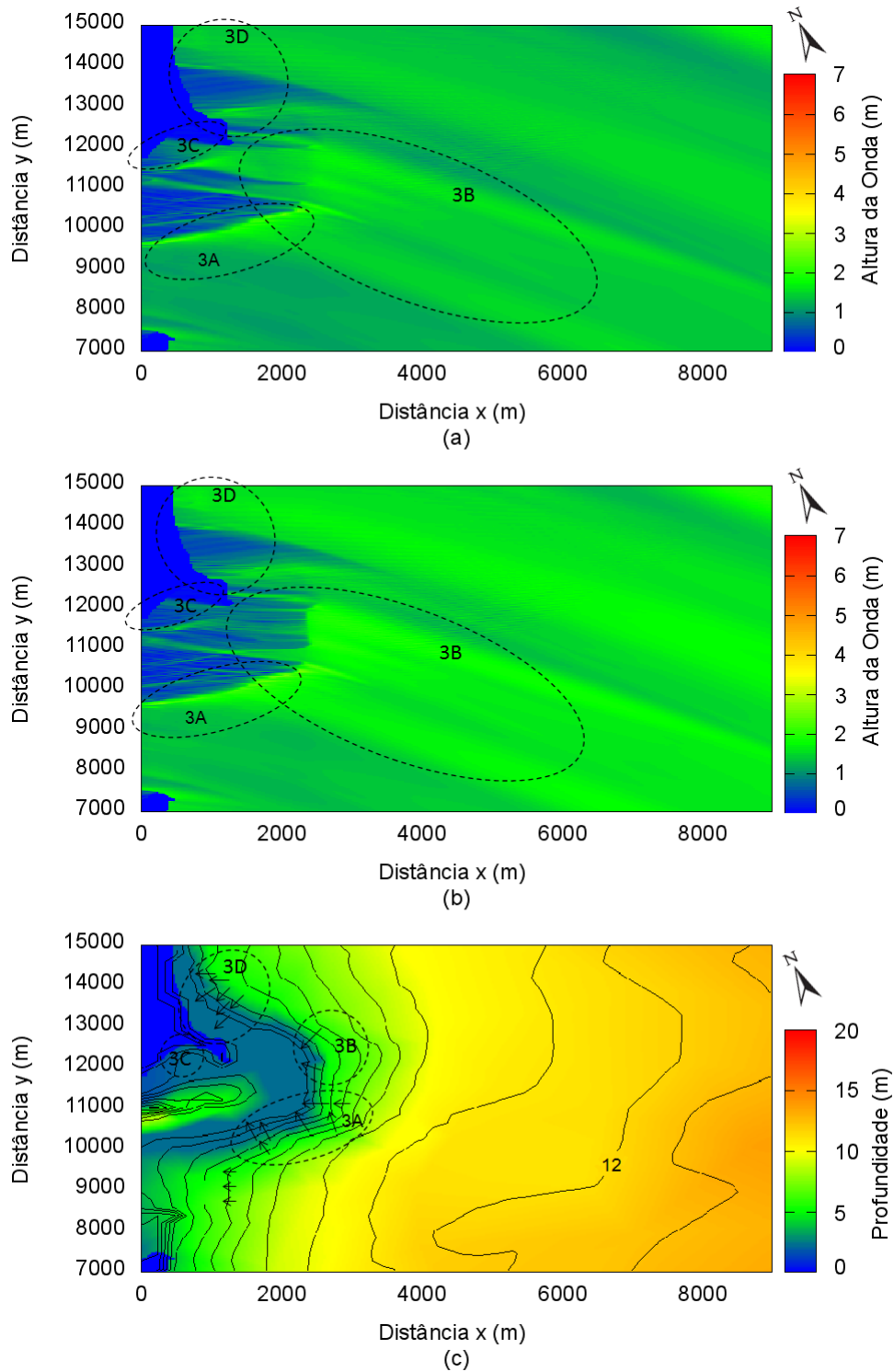


Figura 31: Alturas de ondas obtidas para o Setor 3. (a) Cenário Médio Anual I, (b) Cenário Médio Anual II e (c) isobatimétricas da região.

Na Figura 31 é possível observar que nas regiões 3A e 3B há o favorecimento do

aumento das ondas devido ao formato das linhas isobatimétricas que tornam possível a convergência da energia da onda sobre a região. Em 3D, o efeito da refração, devido a propagação da onda sobre as batimétricas paralelas causam um alinhamento das ondas próximas à linha de costa. Ainda nessa região, a altura mais baixa da onda, resulta da configuração local (em forma de enseada) que favorece o espalhamento da energia da onda, diminuindo a intensidade do ataque dessas sobre a praia. O resultado do espalhamento da onda nesse local pode ser observado diretamente, na configuração da linha de costa dessa região, que vem aumentando devido a movimentação dos bancos de areia ao largo resultantes do equilíbrio entre o clima de ondas e a dinâmica da desembocadura (Angulo *et al.* (2006)).

Na área 3C, a propagação da onda é amortecida pelo banco de areia. Dessa maneira, a onda incidente chega à praia com uma energia menor, explicando assim o processo de acresção da praia mansa citado no capítulo 2.

Embora os eventos extremos apresentem uma isolinha de arrebentação bem definida ao redor do banco de areia, o amortecimento causado não impede a propagação de ondas para a praia posterior ao banco de areia.

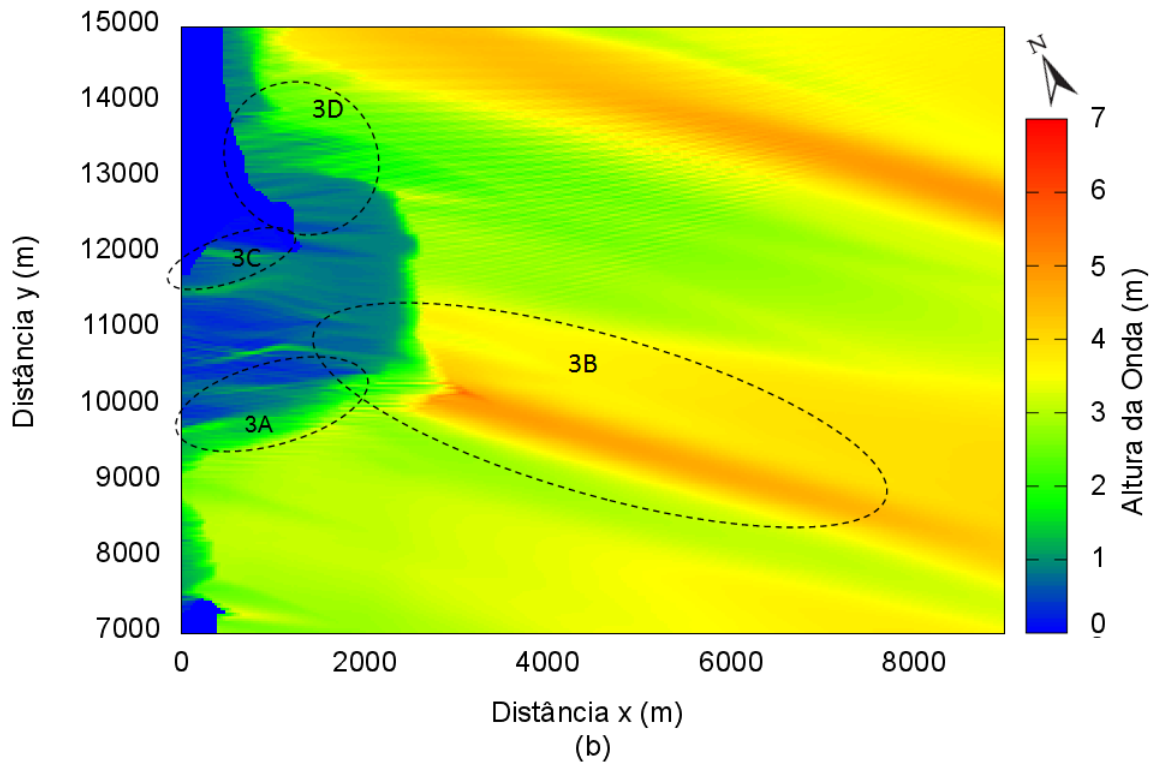
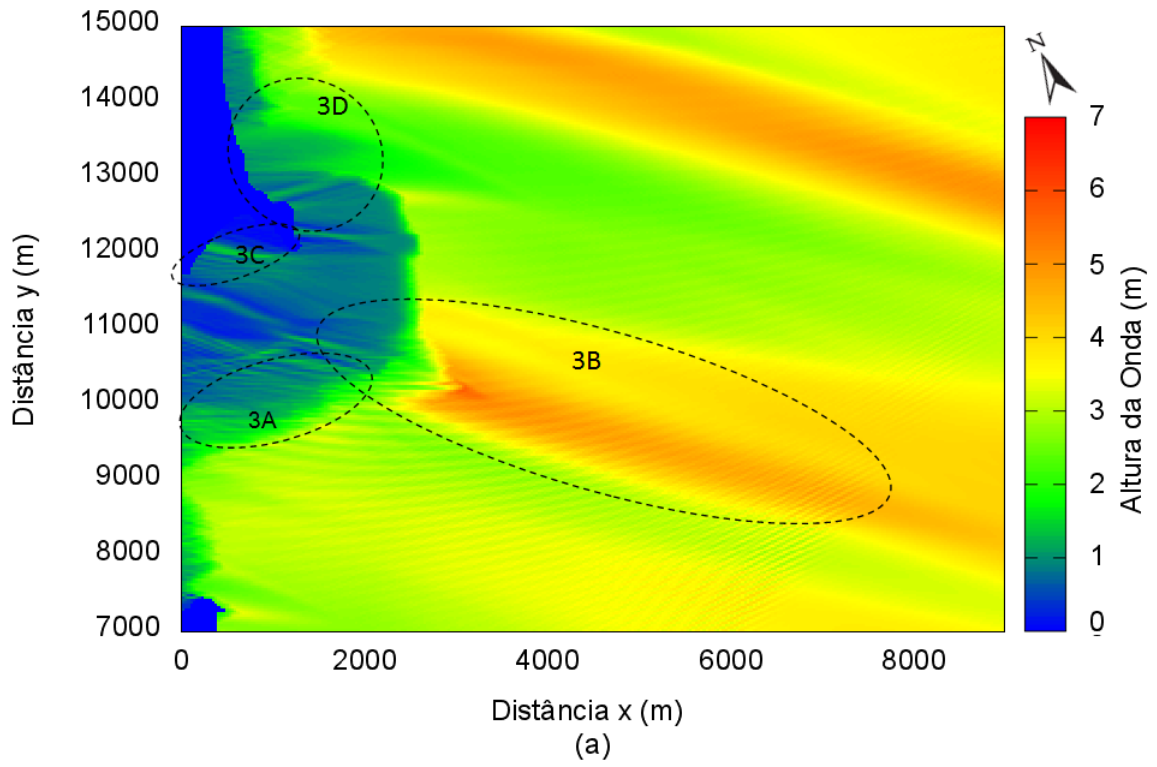


Figura 32: Alturas de ondas obtidas para o Setor 3 para os eventos extremos de (a)2009 e (b)2010.

Conforme pode ser observado na Figura 32, há um ataque direto das ondas de aproximadamente  $1,5m$  sobre a praia Praia Mansa (3C). O mesmo acontece para a região, antes abrigada, na Praia Brava (3D), que agora devido à mudança do ângulo de incidência refrata de maneira a incidir com ondas maiores que as observadas anteriormente.

## 7.2 Modelagem do transporte de sedimentos

Esta seção apresenta os resultados da média de transporte de sedimentos para os setores apresentados na Figura 20 com relação à propagação das ondas dos cenários descritos na Tabela 3. Os resultados são apresentados em forma de tabela e sua descrição pode ser acompanhada da observação das figuras subsequentes.

A Figura 33 apresenta o fluxo de sedimentos resultante da incidência da onda do CMI sobre a praia. De maneira geral, de acordo com a Tabela 4, observa-se que para essa situação mais comum, os setores apresentam um padrão mais ou menos rítmico de erosões e aporte nos setores de I a VII, quando passa a haver uma situação de aporte de sedimentos.

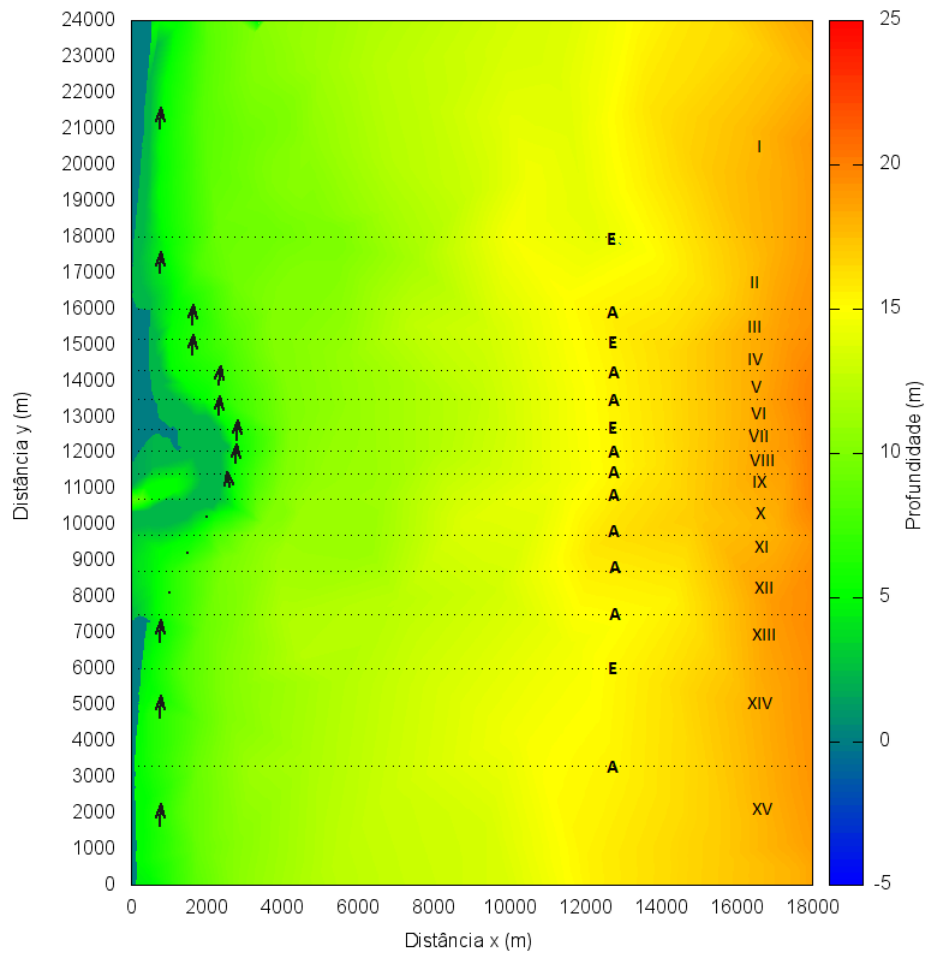


Figura 33: Fluxo do transporte de sedimentos para o Cenário Médio Anual I. E: erosão, A: aporte.

Tabela 4: Média do transporte de sedimentos calculada para cada setor da costa, no cenário Médio Anual I.

Setor	Transporte ( $m^3/ano$ )	Diferença( $m^3/ano$ )	Situação
I	-321894,88	-1140,96	Erosão
II	-323035,84	176690,75	Aporte
III	-146345,09	-9262,69	Erosão
IV	-155607,78	40769,54	Aporte
V	-114838,24	8461	Aporte
VI	-106377,24	-45254,76	Erosão
VII	-151632	63912,086	Aporte
VIII	-87719,91	76643,549	Aporte
IX	-11076,36	11076,365	Aporte
X	0,00	0,00	Aporte
XI	0,00	0,00	Aporte
XII	0,00	709094,44	Aporte
XIII	-709094,44	-49466,75	Erosão
XIV	-758561,19	65737,31	Aporte
XV	-692823,88	-	-

Observa-se na Tabela 5 e na Figura 34, que exceto pelo primeiro setor, o mesmo padrão das sequências de erosão e aporte ocorre para o CMII.

Comparando-se as Tabelas 4 e 5 nota-se que os valores de transporte observados no CMI são menores do que os observados no CMII. Isso claramente resulta das condições energéticas impostas, embora os dois cenários apresentem os mesmos valores para os parâmetros de direção e período da onda incidente, as alturas são diferentes fazendo com que invariavelmente os resultados de transporte do CMII sejam ligeiramente mais intensos do que do CMI.

Tabela 5: Média do transporte de sedimentos calculada para cada setor da costa, no Cenário Médio Anual II.

Setor	Transporte ( $m^3/ano$ )	Diferença( $m^3/ano$ )	Situação
I	-359538,75	1469,97	Aporte
II	-358068,78	181144,33	Aporte
III	-176924,45	-11310,43	Erosão
IV	-188234,88	45185,24	Aporte
V	-143049,64	21428,44	Aporte
VI	-121621,2	-41731,41	Erosão
VII	-163352,61	27648,05	Aporte
VIII	-135704,56	10649,78	Aporte
IX	-125054,78	125054,78	Aporte
X	0,00	0,00	Aporte
XI	0,00	0,00	Aporte
XII	0,00	921253,06	Aporte
XIII	-921253,06	-64763,75	Erosão
XIV	-986016,81	85679,93	Aporte
XV	-900336,88	-	-

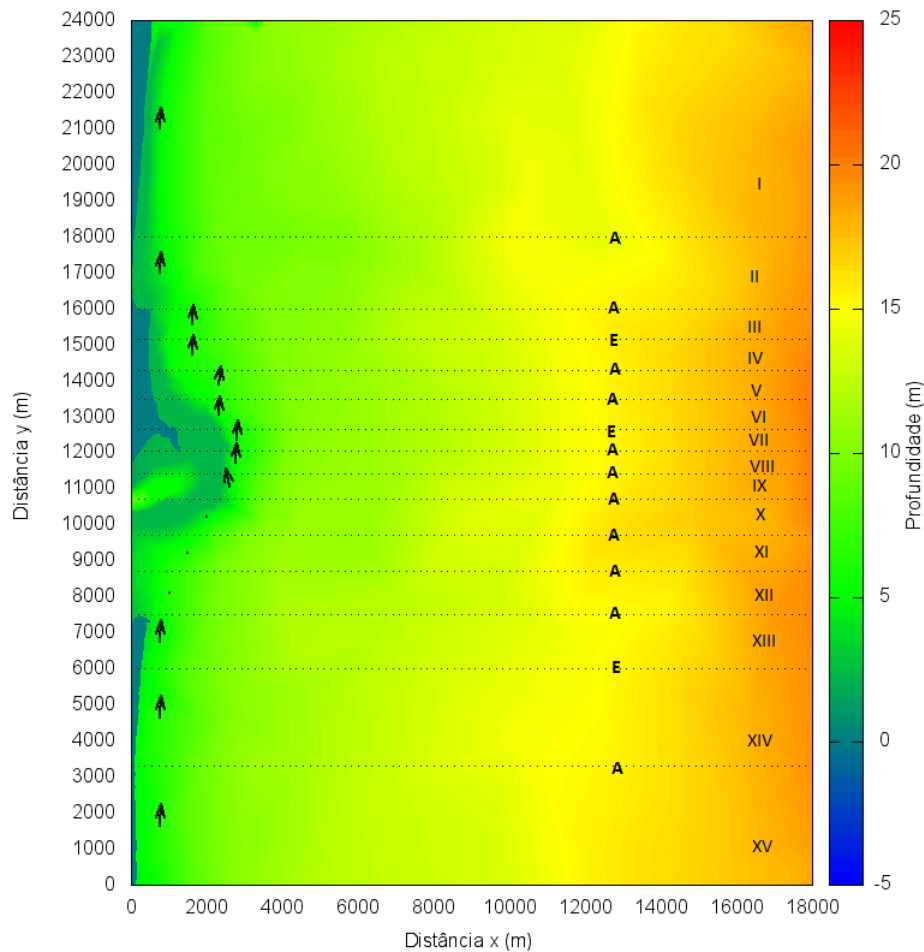


Figura 34: Fluxo do transporte de sedimentos para o Cenário Médio Anual II. E:erosão, A: aporte

A partir dos resultados apresentados, observa-se que do setor II para o setor I, apresenta-se uma erosão direcionada para o norte da ordem de  $-1140,96m^3/ano$  e uma situação de aporte para esse mesmo setor no CMII, indicando uma situação não muito bem definida para a região, que atualmente de acordo com Bessa (2003), trata-se de um setor de alta vulnerabilidade, que até o início da década de 70 apresentou um avanço da linha de costa, encorajando as construções sobre a praia impedindo que, atualmente, esta se recupere após eventos extremos sendo observadas regiões com um grau de erosão acentuado.

Do setor II para o setor I, nos dois cenários, há uma situação de aporte precedida de erosão nos setores IV para III, o que concorda com os resultados obtidos por Bessa

(2003), sobre o avanço da linha de costa no setor norte da praia Brava desde 1954 e atual equilíbrio do setor. Para essa região uma situação contrária também pode ser observada para o CMII, porém também em concordância sobre o avanço da linha de costa.

Observa-se nos dois cenários do setor VI para o setor III a ocorrência de erosão, aporte e erosão. Esse padrão encontra-se ao longo da praia Brava, podendo ser resultante do equilíbrio do arco praial em situações de mar mais comuns.

Tanto no CMI I quanto no CMII, do setor XI até o setor VII, observa-se a ocorrência de situações de aporte de sedimentos sucedidas de erosão no setor VI. Indicando um crescimento e uma mobilidade em direção norte do banco de areia.

Tanto no CMI quanto no CMII, os setores de XIV a XII apresentam a mesma sequência de situação ocasionada pelo fluxo de sedimentos: aporte, erosão, aporte. Essa região indica que em condições normais há uma leve tendência de erosão na região sul em direção à região norte da praia de Brejatuba. Conforme observado por Angulo *et al.* (2006), essa região da linha de costa que abrange a praia de Brejatuba, apresenta-se estável porém com uma tendência a sedimentação na região norte e erosão na região sul.

Com relação aos cenários extremos, observa-se nas Tabelas 6 e 7 e nas Figuras 35 e 36, que de maneira geral tanto o CE2009 e CE2010 provoca a mesma situação com relação à mobilidade dos sedimentos.

Tabela 6: Média do transporte de sedimentos calculada para cada setor da costa, no Cenário Extremo de 2009.

Setor	Transporte ( $m^3/ano$ )	Diferença( $m^3/ano$ )	Situação
I	-726716,31	-385457,56	Erosão
II	-341258,75	-153285,34	Erosão
III	-187973,41	45939,22	Aporte
IV	-233912,63	130900,71	Aporte
V	-364813,34	152960,69	Aporte
VI	-517774,03	979001,07	Aporte
VII	-1496775,1	-106480,2	Erosão
VIII	-1390294,9	-131953,8	Erosão
IX	-1258341,1	-1258341,1	Erosão
X	0,00	0,00	Aporte
XI	0,00	62459,258	Aporte
XII	-62459,25	-2473165,25	Erosão
XIII	-2535624,50	3450774,00	Aporte
XIV	-5986398,50	945307,50	Aporte
XV	-6931706,00	-	-

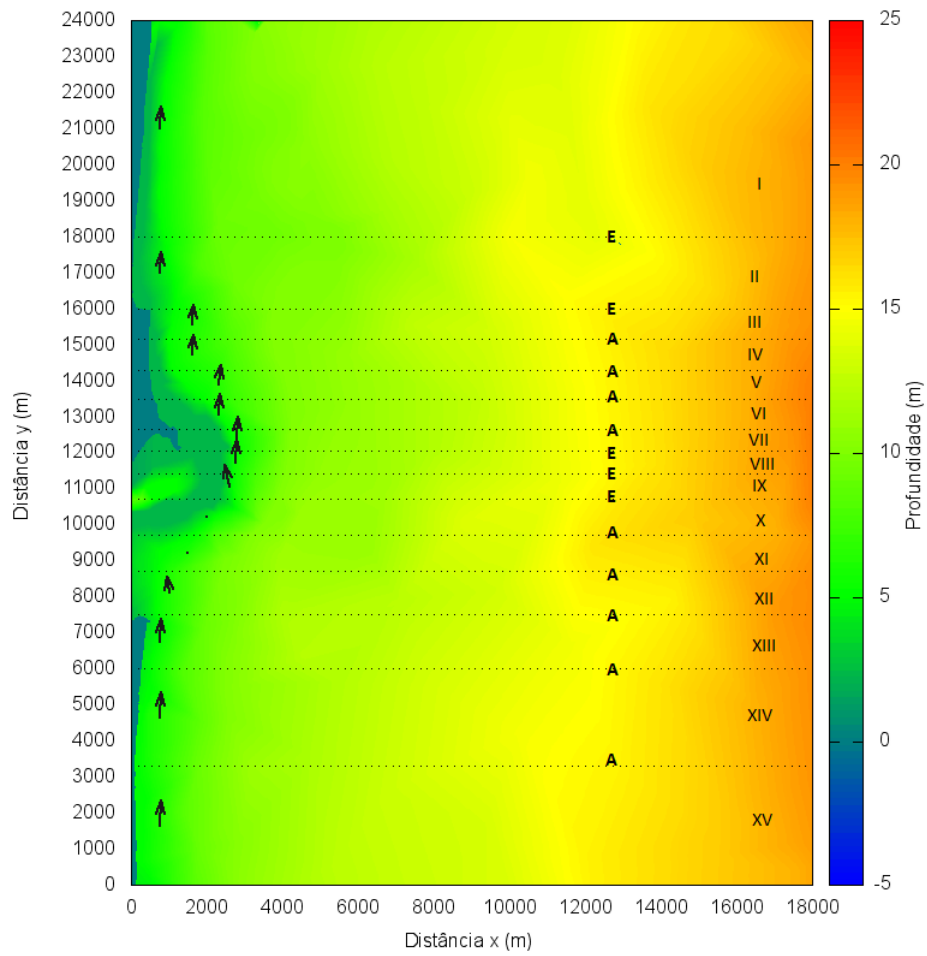


Figura 35: Fluxo do transporte de sedimentos para o Cenário Extremo de 2009. E:erosão, A: aporte

Tabela 7: Média do transporte de sedimentos calculada para cada setor da costa, no Cenário Extremo de 2010.

Setor	Transporte ( $m^3/ano$ )	Diferença( $m^3/ano$ )	Situação
I	-443400,47	-242256,05	Erosão
II	-201144,42	-95557,19	Erosão
III	-105587,23	38873,11	Aporte
IV	-144460,34	97026,38	Aporte
V	-241486,72	44739,25	Aporte
VI	-286225,97	542661,97	Aporte
VII	-828887,94	-106318,38	Erosão
VIII	-722569,56	55765,57	Aporte
IX	-778335,13	-778335,13	Erosão
X	0,00	0,00	Aporte
XI	0,00	71384,87	Aporte
XII	-71384,87	-1625973,92	Aporte
XIII	-1697358,80	1729965,00	Aporte
XIV	-3427323,80	203223,20	Aporte
XV	-3630547,00	-	-

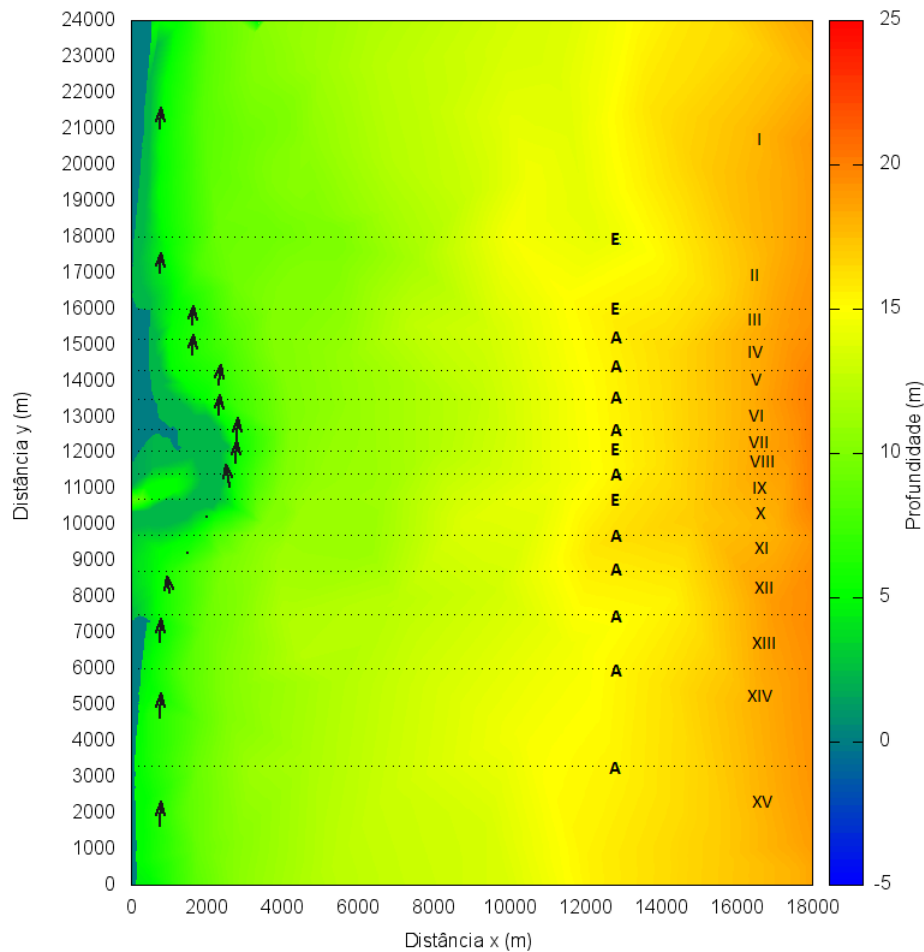


Figura 36: Fluxo do transporte de sedimentos para o Cenário Extremo de 2010. E:erosão, A: aporte

Do setor VII para o setor I ocorre uma sequencia de erosão, aporte e erosão, tanto para o CE2009 quanto para o CE2010. Comparando com os valores de transporte obtidos para esses mesmos setores no CMI e CMII observa-se que o transporte provocado pelas ondas extremas é bem maior, confirmando a ideia de que as situações extremas tem capacidade de produzir as mudanças mais significativas em um curto espaço de tempo.

Conforme pode ser observado nas Figuras ?? e ?? juntamente com a Figura 29, em situações extremas o padrão: aporte, erosão, aporte observado em situações médias do setor VII para o setor IV, não ocorre para os eventos extremos apresentando erosão na região norte pela incidência frontal das ondas sobre a praia e pelo favorecimento da deriva litorânea devido aos padrões de refração resultantes das variações batimétricas que

favorecem o acúmulo de energia.

A região que abrange os setores de X a VIII nos cenários extremos apresentam um padrão longitudinal de aporte, erosão e aporte no CE2010 e aporte e erosão no CE2009, diferente do observado para os cenários médios, que se analisados em conjunto observa-se um equilíbrio. Nos casos extremos, com ondas incidentes do quadrante E-SE e variações tanto na altura de onda, observa-se uma tendência à erosão com direção pra norte maior que a tendência de acúmulo. Essa situação de mobilidade do fundo é comumente mais visível nessas situações extremas do que em situações medianas, sendo as situações extremas aquelas com maior capacidade de modificar o ambiente e as situações medianas aquelas responsáveis pela suavização das variações bruscas provocadas pelos eventos atípicos.

## 8 Conclusão

Sabe-se que a dinâmica de sedimentos de uma região pode ser explicada com base na hidrodinâmica local, no clima de ondas, na morfodinâmica praias e, no caso de contabilizar inclusive os sedimentos subaéreos, localizados na região das dunas, considera-se também o vento local para determinação do transporte de sedimentos. Quanto maior o número de informações associadas ao conhecimento da região, mais acurado é o resultado. Neste trabalho objetivou-se a determinação do transporte feito exclusivamente pelas ondas.

A partir da modelagem numérica das ondas incidentes sobre a região de interesse foi possível obter padrões de propagação considerando os principais fenômenos que interferem na propagação da onda: Refração e Difração, obtidos por meio do modelo REF/DIF considerando quatro cenários pré-definidos.

De maneira geral, o padrão de propagação apresentado em todos os cenários simulados, principalmente com a passagem da onda sobre a ilha e regiões de mais baixa profundidade, geravam um padrão descontínuo de altura, devido à forma de resolução do modelo. Esse inconveniente foi suavizado satisfatoriamente utilizando a ideia de espalhamento direcional aplicada por Barletta *et al.* (2008), que observou que o padrão de distribuição das ondas é mais suave com modelos de amplo espalhamento direcional, melhorando qualitativamente os resultados de propagação sobre a região de interesse.

Com relação aos resultados de onda dos cenários simulados, o modelo representou bem o clima de ondas quando se compara os resultados do modelo com observações dos conceitos de propagação e com a observação da região de estudo feita ao longo dos anos e documentada por outros autores.

Os resultados do fluxo médio de sedimentos podem ser confirmados pelos padrões morfológicos explicitados em Angulo (1993), Angulo (2004b) e com as tendências observadas por Bessa (2003) principalmente com relação aos cenários médios anuais. Embora não haja variações significativas do fluxo entre os cenários médios: CMI e CMII observa-se que estes se compensam em algumas regiões, de maneira que quando o CMI apresenta erosão o CMII apresenta aporte. Indicando, possivelmente, que ao longo do tempo a quantidade de material particulado que é tirado pode ser repostado em outro momento. Neste caso, a configuração final da linha de costa resultante da atuação dessas forçantes vai depender da duração dos cenários ao longo do tempo, caso esse não verificado neste trabalho.

Outra questão que pode ser observada é que assim como ocorre nos cenários médios não há grandes variações no fluxo médio calculado nos cenários extremos, sendo observadas diferenças relativas à ordem do transporte em cada caso.

Comparando os resultados dos cenários médios e dos cenários extremos observa-se uma grande diferença com relação ao transporte, sendo os cenários extremos aquele que tem maior capacidade de transportar sedimento, e como geralmente a duração de um fenômeno extremo ocorre em um curto período de tempo este cenário é o que tem a capacidade de provocar modificações bruscas no ambiente.

Tratando da estimativa de transporte propriamente dita, embora o local do cálculo do transporte não seja exatamente sobre a costa na zona de espraiamento, este leva em consideração, na média, os valores de transporte sobre a costa, podendo auxiliar na caracterização da região. Neste caso é importante que se adeque a disposição e a largura dos setores (como os setores apresentados na Figura 20) à região de interesse, de maneira que o setor seja representativo do estudo que se quer fazer.

Uma limitação observada foi com relação ao tamanho da área de estudo e a complexidade do local, de maneira que a configuração atual não diz respeito somente ao efeito das ondas sobre a região, mas uma combinação da hidrodinâmica da desembocadura da baía de Guaratuba e das ondas.

Dessa maneira, para a obtenção de resultados mais acurados em trabalhos futuros, sugere-se que seja feita um estudo que integre os forçantes (hidrodinâmico e correntes provocadas por ondas).

# Referências

- ALMEIDA, N. M. P. *Simulação da Ondulação com REFDIF para Recifes para Surf*. Dissertação (Mestrado) — Instituto Superior Técnico - Universidade Técnica de Lisboa, Lisboa, Lisboa, Portugal, 2007.
- ANGULO, R. J. Variações na configuração da linha de costa no paraná nas últimas quatro décadas. *Boletim Paranaense de Geociências.*, v. 41, p. 52–72, 1993.
- ANGULO, R. J. Aspectos físicos das dinâmicas de ambientes costeiros, seus usos e conflitos. *Desenvolvimento e Meio Ambiente*, v. 10, p. 175–185, 2004a.
- ANGULO, R. J. Mapa do cenozóico do litoral do estado do paraná. *Boletim Paranaense de Geociências*, v. 55, p. 25–42, 2004b.
- ANGULO, R. J.; ARAUJO, A. D. Classificação da costa paranaense com base na sua dinâmica, como subsídio  ocupação da orla litorânea. *Boletim Paranaense de Geociências*, v. 44, p. p. 7–17, 1996.
- ANGULO, R. J.; SOARES, C. R.; MARONE, E.; SOUZA, M. de; ODRESKI, L. L. R.; NOERNBERG, M. A. Erosão e progradação do litoral brasileiro. In: \_\_\_\_\_. [S.l.]: Ministério do Meio Ambiente, 2006. cap. Paraná.
- ARAUJO, C. E. S.; FRANCO, D.; E.MELO; PIMENTA, F. Wave regime characteristics of the southern brasilian coast. *Proceedings of sixth International Conference on Coastal and Port Engeneering in Developing Countries*, v. 97, 2003.
- BARLETTA, R. C.; FRANCO, D.; MELO, E. Propagação de onda sobre parcis. In: *III Seminário e Workshop em Engenharia Oceânica. Resumos: III Seminário e Workshop em Engenharia Oceânica. Rio Grande RS.*, 2008.
- BERKHOFF, W. J. C. Computations of combined refraction-diffraction. In: *In: 13th Conference on Coastal Engineering*. [S.l.: s.n.], 1972.
- BESSA, O. Interferência entre a ocupação urbana e a dinâmica natural no litoral sul do paraná. *Análise Conjuntural, IPARDES*, v. 25, p. p.13, 2003.
- BIJKER, E. Littoral drift as function of waves and current. In: *11th Coastal Eng. Conf. Proc. ASCE; London, UK; pp. 415-435*. [S.l.: s.n.], 1968.
- BRITO, D. A. C. *Integração de detecção remota, dados In-Situ e modelos numéricos no estudo do transporte de sedimentos coesivos no estuário do Tejo*. Dissertação (Mestrado) — Instituto Superior Técnico - Universidade Técnica de Lisboa, Lisboa, 2005.

- BUCCI, R. F. *Implementação de um Modelo Hidrodinâmico na Baía de Guaratuba/PR*. Dissertação (Mestrado) — Centro de Estudos do Mar, Universidade Federal do Paraná, 2008.
- CARMO, M. C. *Modelação do Transporte de Sedimentos em Ambientes Costeiros*. Dissertação (Mestrado) — Instituto Superior Técnico, Universidade Técnica de Lisboa, Lisboa, 2005.
- DEAN, R. G.; DALRYMPLE, R. A. *Coastal Processes with Engineering Applications*. [S.l.]: Cambridge University Press, 2004.
- FREDSOE, J.; DEIGAARD, R. *Mechanics of Coastal Sediment Transport*. [S.l.]: Advanced Series on Ocean Engineering - V.3, 1992.
- GOBBI, E. F. *Gerenciamento costeiro; Análise de casos do litoral do Paraná sob a perspectiva da Engenharia Costeira*. Tese (Doutorado) — COPPE, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 1997.
- GOBBI, M. *Propagação de ondas em canais curvos*. Dissertação (Mestrado) — COPPE, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 1993.
- HOEFEL, F. G. *Morfodinâmica de Praias Arenosas Oceânicas: Uma Revisão Bibliográfica*. [S.l.]: Editora da Univalli, 1998. 80p. p.
- KAMPHUIS, J. *Introduction to coastal engineering and management*. [S.l.]: World Scientific, 2001.
- KIRBY, J. T. *Propagation of weakly-nonlinear surface water waves in regions with varying depth and current*. Tese (Tese de Doutorado) — Department of Civil Engineering, University of Delaware, Newark, Newark, 1983.
- KIRBY, J. T.; DALRYMPLE, R. A.; SHI., F. *Ref/Dif1 Version 3.0 Documentation and User Manual*. [S.l.], 2002.
- KOMAR, P. D. *Beach processes and sedimentation*. [S.l.]: Prentice Hall, Inc., 1998.
- LIMA, M. G. P. *Controle da erosão em praias arenosas pelo método de recifes submersos: Praia Brava de Matinhos - PR*. Dissertação (Mestrado) — Centro de Estudos do Mar, Universidade Federal do Paraná - Pontal do Paraná, Brasil, 2008.
- LIU, P. L.; TSAY, T. On weak reflection of water waves. *J. Fluid Mech*, p. 59–71, 1983.
- MALHADAS, M. S.; LEITÃO, P. C.; NEVES, R. Influence of tide and waves on water renewal in Óbidos lagoon, portugal. *Ocean Dynamics*, v. 60, p. p. 41–55, 2010.
- MARTINS, G. J.; MARONE, E.; ANGULO, R. J.; NOERNBERG, M. A.; QUADROS, C. J. L. Dinâmica da zona rasa de shoaling e o transporte de sedimentos na desembocadura sul do complexo estuarino de paranaguá. *Boletim Paranaense de Geociências*, n. 54, p. p. 51–64, 2004.
- NEMES, D. D. *Caracterização das ondas de superfície na plataforma interna do estados do Paraná*. Dissertação (Mestrado) — Centro de Estudos do Mar, Universidade Federal do Paraná - Pontal do Paraná, Brasil, 2011.

- QUADROS, J. L. *Variações morfológicas e volumétricas associadas à incidência de sistemas frontais em duas praias arenosas do litoral paranaense*. Dissertação (Mestrado) — Curso de Pós Graduação em Geologia, Departamento de Geologia, Universidade Federal do Paraná, Curitiba. Dissertação de Mestrado, 2002.
- RADDER, A. On the parabolic equation method for water-wave propagation. *J. Fluid Mech.*, V. 95, p. 159–176, 1979.
- ROMEU, M. A. *Método operacional para determinação do estado de mar próximo à costa: aplicação à Ilha de Santa Catarina*. Tese (Doutorado) — Departamento de Engenharia Sanitária e Ambiental, Universidade Federal de Santa Catarina, UFSC, 2007.
- ROMEU, M. A. R.; MELO, E.; FRANCO, D. Amenização do ruído numérico nos modelos ref-dif com a aplicação de áreas localizadas de dissipação de energia. In: *In: III Seminário e workshop em engenharia oceânica*. [S.l.: s.n.], 2008.
- SILVA, A.; LEITÃO, J.; DIAS, A.; COLI, A.; FANCHIN, S.; LONTRA, G. Evaluation of sediment transport processes in the port of fortaleza - brazil. In: *In: International Conference on Coastal Engineering*. [S.l.: s.n.], 2000.
- SMITH, R.; SPRINKS, T. Scattering of surface waves by a conical island. *J. Fluid Mech*, v.72(part2), p. 373–384, 1975.
- SOPRANI, M. A. *Estudo da transformação das ondas na Baía de Espírito Santo por meio do modelo REF/DIF*. Dissertação (Mestrado) — Departamento de Oceanografia e Ecologia, Universidade Federal do Espírito Santo, Vitória - Brasil, 2010.
- TEIXEIRA, W.; TOLEDO, M.; FAIRCHILD, T. R.; TAILOLO, F. *Decifrando a Terra*. [S.l.]: Oficina de Textos, 2001.
- THOALDO, C. A. *Transporte de sedimentos na costa do Paraná*. Dissertação (Mestrado) — Programa de Pós Graduação em Métodos Numéricos, Universidade Federal do Paraná, Curitiba, PR, 2011.
- VANRIJN, L. C. Sediment transport: Part i: Bed load transport; part ii: Suspended load transport; part iii: Bed forms and alluvial roughness. *Journal of Hydraulic Division*, v. 110, 1984.
- VASCONCELOS, S.; FIGUEIREDO, A. G.; RIBEIRO, C. G. S. G. P.; ALMEIDA, A. G.; SANTOS, R. A.; SILVA, C.; SILVA, S. F.; MOREIRA, P. S. C.; GUIMARÃES, M. S. D.; PEREIRA, A. P.; PINNA, B. G.; SOUZA, C. F. Análise da erosão costeira em atafona, são joão da barra (rj), através de medições periódicas da posição espacial da linha d'água e da falésia ativa. In: *In: XLII Congresso Brasileiro de Geologia da SBG - Araxá/MG*. [S.l.]: Sociedade Brasileira de Geologia, 2004.
- VEIGA, F. A.; ANGULO, R. J.; MARONE, E.; BRANDINI, F. P. Características sedimentológicas da plataforma continental interna rasa na porção central do litoral paranaense. *Boletim Paranaense de Geociências*, v. 55, p. p. 67–75, 2004.
- ZEM, R. C.; PATCHINEELAM, S. M.; MARONE, E. Morfologia e dinâmica de sedimentos da baía de guaratuba,pr. *Associação Brasileira de Estudos do Quaternário*, v. 10, 2005.

## ANEXO A – Batimetria detalhada da região de estudo

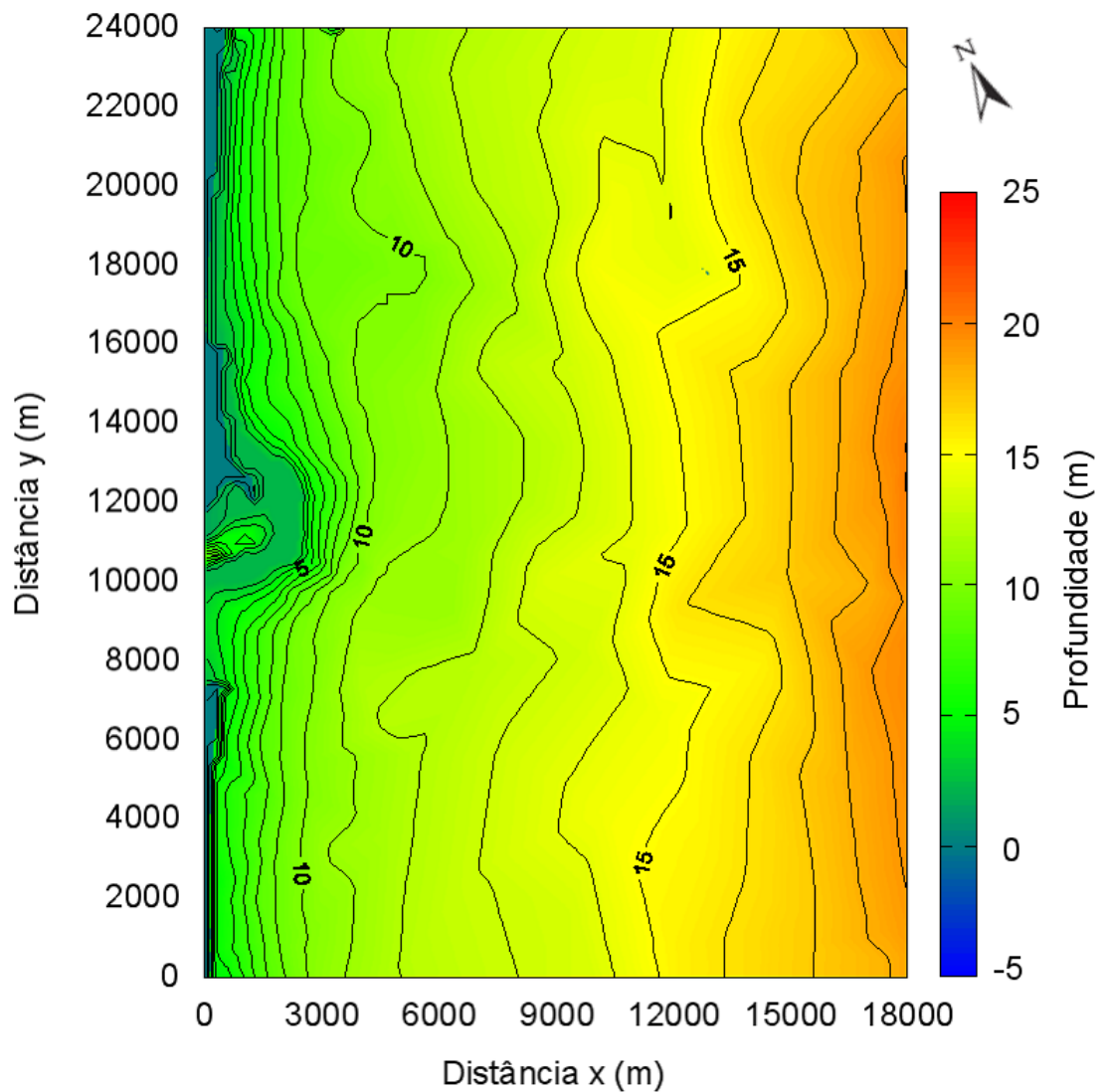


Figura 37: Batimetria Interpolada da região de interesse.