UNIVERSIDADE FEDERAL DO ESPÍRITO SANTO
CENTRO DE CIÊNCIAS HUMANAS E NATURAIS
DEPARTAMENTO DE OCEANOGRAFIA E ECOLOGIA
GRADUAÇÃO EM OCEANOGRAFIA

FRANCIANE ENTRINGER CURBANI

CARACTERIZAÇÃO DE ONDAS NA REGIÃO ADJACENTE AO PORTO DE BARRA DO RIACHO, ARACRUZ-ES, PARA O ANO DE 2008

VITÓRIA
2011

FRANCIANE ENTRINGER CURBANI

CARACTERIZAÇÃO DE ONDAS NA REGIÃO ADJACENTE AO PORTO DE BARRA DO RIACHO, ARACRUZ-ES, PARA O ANO DE 2008

Trabalho de Conclusão de Curso apresentado ao Curso de Graduação em Oceanografia do Departamento de Oceanografia e Ecologia da Universidade Federal do Espírito Santo, como requisito parcial para obtenção do título bacharel em Oceanografia.

Orientador: Prof. Dr. Julio Tomás Aquije Chacaltana

VITÓRIA

2011

CARACTERIZAÇÃO DE ONDAS NA REGIÃO ADJACENTE AO PORTO DE BARRA DO RIACHO, ARACRUZ-ES, PARA O ANO DE 2008

por

Franciane Entringer Curbani

Submetido como requisito parcial para obtenção de grau de

Oceanógrafo

na

Universidade Federal do Espírito Santo

Dezembro de 2011

© Franciane Entringer Curbani

Por meio deste, o autor confere ao Colegiado do Curso de Oceanografia e ao Departamento de Oceanografia e Ecologia da UFES permissão para reproduzir e distribuir cópias parciais ou totais deste Trabalho de Conclusão de Curso para fins não comerciais.

Assinatura do autor .....
Curso de Graduação em Oceanografia
Universidade Federal do Espírito Santo
dezembro de 2010

Certificado por .....
Julio Tomás Aquije Chacaltana
Dr./Orientador

Certificado por .....
Daniel Rigo
Prof. Adjunto/Examinador interno
DEA/CT/UFES

Certificado por .....
Alexandre Braga Coli
Dr./Examinador externo
CEPEMAR

Aceito por .....
Ângelo Bernardino
Prof. Adjunto / Coordenador do Curso de Graduação em Oceanografia
Universidade Federal do Espírito Santo
CCHN/DOC/UFES

FRANCIANE ENTRINGER CURBANI

CARACTERIZAÇÃO DE ONDAS NA REGIÃO ADJACENTE AO PORTO DE BARRA DO RIACHO, ARACRUZ-ES, PARA O ANO DE 2008

COMISSÃO EXAMINADORA

_____

Prof. Dr. Julio Tomás Aquije Chacaltana
Orientador – DEA/UFES

_____

Prof. Dr. Daniel Rigo
Examinador – DEA/UFES

_____

Dr. Alexandre Braga Coli
Examinador - Cepemar

Vitória-ES, 5 de dezembro de 2011

AGRADECIMENTOS

Agradeço a minha família, meu porto seguro, para o qual eu sempre pude recorrer nos momentos difíceis. Em especial a minha mãe, Maria Helena, e meus irmãos Flávio e Felipe, que possibilitaram que eu chegasse até aqui.

Ao meu orientador, Dr. Julio Chacaltana, pelo apoio, incentivo e ensinamentos.

A Izabel, pela ajuda, pelas palavras confortantes e de incentivo nos momentos de cansaço e, sobretudo, pela amizade.

A todos do Labesul, em especial ao Fernando (Harry), Leonardo, Fábio e Gregório, pelo companheirismo nos longos dias de laboratório.

A Sabrina e Florença por sempre me escutarem e por compreenderem as minhas ausências.

A todos amigos da Oceanografia pelos anos de convivência, que serão inesquecíveis.

A todos professores do Departamento de Oceanografia e Ecologia, em especial ao prof. Dr. Renato Neto, pelo apoio ao longo do curso.

Ao Prof. Dr. Daniel Rigo e ao Dr. Alexandre Braga por aceitarem compor a minha banca.

Ao Portocel, por disponibilizar os dados de ondas medidos utilizados em parte deste estudo.

Ao meu pai, a minha mãe e aos meus irmãos.

RESUMO

O conhecimento da distribuição espacial das ondas em uma região é importante para a realização de obras costeiras e planejamento costeiro, pois elas representam um dos principais agentes físicos que determinam a dinâmica costeira. Considerando isso, o presente estudo objetiva a reconstituição de ondas na região adjacente ao Porto de Barra Riacho, Aracruz-ES, para o ano de 2008, através de um sistema de modelos de ondas composto pelos modelos WAVEWATCH III e SWAN abrangendo desde a região de geração das ondas em águas profundas até águas rasas. O procedimento consistiu em aninhamento de grades, em que grades de menor resolução espacial forneceram as condições de contorno para grades mais refinadas, otimizando o sistema. Os resultados foram expressos em termos de altura significativa H_s, período médio T_m e direção média θ_m das ondas. Foi realizado o aferimento do sistema de modelos para a área de estudo, a partir da comparação dos resultados obtidos com dados de ondas medidos na região, o que demonstrou que o sistema de modelos composto pelo modelo WAVEWATCH III e o modelo SWAN reconstituiu satisfatoriamente as características das ondas, com melhor desempenho para a altura significativa. As ondas foram caracterizadas predominantemente por altura significativa de até 0,5m, com período médio em torno de 3,5 a 4s, provenientes de SE, com exceção do verão, em que a predominância foi de ondas de NE.

LISTA DE FIGURAS

Figura 1: Área de estudo; (a) Porto de Barra do Riacho..... 14

Figura 2: Sistemas atmosféricos atuantes nos regimes de vento brasileiro e capixaba. Fonte: Atlas Eólico do Espírito Santo (2011)..... 16

Figura 3: Distribuições da frequência da direção do vento abrangendo a área de estudo e regiões adjacentes obtida a partir de dados da base de reanálises NCAR/NCEP de 1988 a 2003. Fonte: Atlas Eólico do Espírito Santo (2011) (modificado)..... 17

Figura 4: Características básicas das ondas aquáticas. Fonte: Meirelles (2007)..... 18

Figura 5: Direção de propagação da onda resultante do movimento orbital das partículas de água em águas profundas. Fonte: Holthuijsen (2007) (modificado)..... 19

Figura 6: A pressão normal induzida pelo vento na superfície da água, em que U representa velocidade. Fonte: Holthuijsen (2007) (modificado)..... 20

Figura 7: Onda induzida pela variação de pressão do vento sobre uma onda harmônica; (a) Pressão máxima induzida pelo vento faz com que a superfíce se mova para baixo; (b) Pressão mínima induzida pelo vento faz com que a superfície se mova para cima . Fonte Holthuijsen (2007) (modificado)..... 21

Figura 8: Elevação da superfície observada e o espectro de amplitude e fase. Fonte: Holthuijsen (2007) (modificado)..... 23

Figura 9: A transformação do espectro de amplitude discreto do modelo fase-amplitude/randômico para o espectro da densidade da variância contínuo. Fonte: Holthuijsen (2007) (modificado)..... 24

Figura 10: Espectro de onda para um oceano totalmente desenvolvido para diferentes velocidades de vento de acordo com Moskowitz (1964). Fonte: STEWART (2005)..... 26

Figura 11: Espectro de ondas de um mar totalmente desenvolvido para diferentes medidas de pistas realizadas por JONSWAP. Fonte: Stewart (2005)..... 27

Figura 12: Sequência de aninhamentos de grades entre o domínio de maior escala – GLOBAL (a), o domínio BRASIL-SUDESTE (b) e o domínio de menor escala – ESPÍRITO SANTO (c). Fonte: Piumbini (2009)..... 37

Figura 13: Domínios utilizados no modelo SWAN. (a) Domínio BARRA; (b) Domínio BARRA_FINE..... 39

Figura 14: Localização do ondógrafo do Portocel..... 41

Figura 15: Séries temporais de Hs medida (rosa) e modelada (azul). A hora zero refere-se às 13 horas GMT do dia 28 de outubro de 2008..... 43

Figura 16: Séries temporais de Tm medido (rosa) e modelado (azul). A hora zero refere-se às 13 horas GMT do dia 28 de outubro de 2008..... 45

Figura 17: Séries temporais de θm medida (rosa) e modelada (azul) em referencial cartesiano. A hora zero refere-se às 13 horas GMT do dia 28 de outubro de 2008..... 47

Figura 18: Ocorrência da altura significativa (Hs) das ondas no verão..... 49

Figura 19: Ocorrência do período médio (Tm) das ondas no verão..... 50

Figura 20: Ocorrência da direção média (θm) de proveniência das ondas no verão..... 50

Figura 21: Distribuição conjunta das características das ondas no verão: altura significativa (Hs), período médio (Tm) e direção média (θm). (a) Altura significativa e direção média; (b) Período médio e direção média; (c) Altura significativa e período médio..... 51

Figura 22: Ocorrência da altura significativa (Hs) das ondas no outono..... 53

Figura 23: Ocorrência do período médio (Tm) das ondas no outono..... 53

Figura 24: Ocorrência da direção média (θm) de proveniência das ondas no outono..... 54

Figura 25: Distribuição conjunta das características das ondas no outono: altura significativa (Hs), período médio (Tm) e direção média (θm). (a) Altura significativa e direção média; (b) Período médio e direção média; (c) Altura significativa e período médio..... 55

Figura 26: Ocorrência da altura significativa (Hs) das ondas no inverno..... 57

Figura 27: Ocorrência do período médio (Tm) das ondas no inverno..... 57

Figura 28: Ocorrência da direção média (θm) de proveniência das ondas no inverno..... 58

Figura 29: Distribuição conjunta das características das ondas no inverno: altura significativa (Hs), período médio (Tm) e direção média (θm). (a) Altura significativa e direção média; (b) Período médio e direção média; (c) Altura significativa e período médio..... 59

Figura 30: Ocorrência da altura significativa (Hs) das ondas na primavera..... 61

Figura 31: Ocorrência do período médio (Tm) das ondas na primavera..... 61

Figura 32: Ocorrência da direção média (θm) de proveniência das ondas na primavera..... 62

Figura 33: Distribuição conjunta das características das ondas na primavera: altura significativa (Hs), período médio (Tm) e direção média (θm). (a) Altura significativa e direção média; (b) Período médio e direção média; (c) Altura significativa e período médio..... 63

LISTA DE TABELAS

Tabela 1: Características dos domínios utilizados no modelo WAVEWATCHIII..... 37

Tabela 2: Características dos domínios utilizados no modelo SWAN..... 39

Tabela 3: Parâmetros estatísticos para a altura significativa (Hs)..... 44

Tabela 4: Parâmetros estatísticos para o período médio (Tm)..... 46

Tabela 5: Parâmetros estatísticos para a direção média (θm)..... 48

Tabela 6: Média, mediana, valor mínimo, valor máximo e 95° percentil de altura significativa, período médio e direção média (proveniência) das ondas no verão..... 52

Tabela 7: Média, mediana, valor mínimo, valor máximo e 95° percentil de altura significativa, período médio e direção média (proveniência) das ondas no outono..... 56

Tabela 8: Média, mediana, valor mínimo, valor máximo e 95° percentil de altura significativa, período médio e direção média (proveniência) das ondas no inverno..... 60

Tabela 9: Média, mediana, valor mínimo, valor máximo e 95° percentil de altura significativa, período médio e direção média (proveniência) das ondas na primavera..... 64

SUMÁRIO

1. INTRODUÇÃO..... 12
2. OBJETIVO..... 13
2.1 OBJETIVO GERAL..... 13
2.2 OBJETIVOS ESPECÍFICOS..... 13
3. ÁREA DE ESTUDO..... 14
3.1 CARACTERÍSTICAS GERAIS..... 14
3.2 REGIME DE VENTOS..... 15
3.2.1 Sistemas atmosféricos..... 15
3.3 CLIMA DE ONDAS..... 17
4. FUNDAMENTOS TEÓRICOS..... 18
4.1 DESCRIÇÃO FÍSICA DAS ONDAS..... 18
4.2 ONDAS GERADAS PELO VENTO..... 20
4.3 MÉTODOS DE DESCRIÇÃO DAS ONDAS..... 21
4.4 ESPECTRO DE ONDA..... 22
4.5 FORMULAÇÕES ESPECTRAIS DE ONDA..... 26
4.6 MODELAGEM NUMÉRICA DE ONDAS..... 27
5. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA..... 30
5.1 MODELOS DE TERCEIRA GERAÇÃO..... 30
6. METODOLOGIA..... 35
6.1 SISTEMA DE MODELOS DE ONDAS..... 35
6.1.1 Sistema de grades utilizado no modelo WAVEWATCH III..... 36
6.1.2 Sistema de grades utilizado no modelo SWAN..... 38
6.2 VERIFICAÇÃO DOS RESULTADOS..... 40
6.3 ANÁLISE DAS CARACTERÍSTICAS SAZONAIS DAS ONDAS..... 42
7. RESULTADOS E DISCUSSÃO..... 43
7.1 VALIDAÇÃO DO SISTEMA DE MODELOS..... 43
7.1.1 Altura significativa...... 43
7.1.2 Período médio..... 45

7.1.3 Direção média..... 47
7.2 CARACTERÍSTICAS SAZONAIS DAS ONDAS..... 49
7.2.1 Características das ondas no verão..... 49
7.2.2 Características das ondas no outono..... 52
7.2.3 Características das ondas no inverno..... 56
7.2.4 Características das ondas na primavera..... 60
7.2.5 Discussão da caracterização sazonal..... 64
8. CONCLUSÃO..... 65
9. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS..... 67

1. INTRODUÇÃO

As ondas são um dos principais agentes físicos que intervêm na dinâmica dos ambientes costeiros, representando a mais constante fonte de energia mecânica para esses ambientes, modificando direta ou indiretamente a costa (DEAN & DALRYMPLE, 1991).

Conhecer as características das ondas de uma região é essencial para a realização de obras costeiras como portos, espigões e quebra-mares. O conhecimento dos padrões de propagação das ondas permite um planejamento costeiro, através do qual os recursos podem ser aplicados com mais segurança e economia, minimizando o risco da ocorrência de problemas e a necessidade de intervenções posteriores. Estes problemas geralmente são uma resposta morfodinâmica às atividades antrópicas (MUEHE, 1996), causada pela modificação do regime de ondas local e variação da fonte de sedimentos.

A análise das ondas frequentemente é baseada em métodos diretos de medição, através de instrumentos alocados no mar. Entretanto, esses métodos apresentam algumas limitações relacionadas com a sensibilidade do instrumento para o ambiente marinho, onde pode sofrer impactos mecânicos, incrustações marinhas e corrosão, que podem prejudicar o instrumento provocando erros de medição (HOLTHUIJSEN, 2007). Além disso, há uma dificuldade em obter uma abrangência temporal e espacial de dados, que são escassos na maioria das regiões marinhas. Nesse contexto, a modelagem computacional adquiriu espaço no meio científico devido principalmente ao seu baixo custo. Esta pode ser utilizada, dentre outras áreas, na simulação da propagação de ondas, tornando-se importante em oceanografia, engenharia e navegação, já que após um estudo comparativo com dados reais, o modelo calibrado pode ser utilizado para simular as condições de uma determinada região.

Para a realização de obras portuárias, a caracterização de ondas auxilia a navegação e pode otimizar o esforço de dragagem de canais de acesso. Nessas regiões, as ondas também representam um dos principais fatores no movimento de

navios atracados, que causam esforços nas amarras, defensas e estruturas do cais, o que torna o conhecimento da agitação nas bacias portuárias determinante na escolha dos locais de construção e na configuração dos portos (PAES-LEME *et al.*, 2008).

O Complexo Portuário do Espírito Santo possui grande importância econômica, destacando-se a nível nacional e movimentando grandes investimentos. Neste complexo está inserido o porto de Barra do Riacho que, segundo o Plano Estratégico de Logística de Transportes do Espírito Santo (PELTES), é um dos portos propícios para a construção de um porto de águas profundas, também conhecido como superporto (CODESA, 2011b). Considerando isso, o porto de Barra do Riacho torna-se uma região atrativa para o estudo de ondas.

2. OBJETIVO

2.1 OBJETIVO GERAL

Determinar a distribuição temporal de ondas na região adjacente ao porto de Barra do Riacho, Aracruz-ES, para o ano de 2008.

2.2 OBJETIVOS ESPECÍFICOS

- Implantar um sistema de modelos computacionais composto pelos modelos WAVEWATCHIII (WW3) e SWAN (*Simulating Waves Nearshore*) para a região de estudo;
- Aferir o sistema de modelos correlacionando os resultados obtidos com dados de ondas medidos na região.

3. ÁREA DE ESTUDO

3.1 CARACTERÍSTICAS GERAIS

O estudo foi realizado na região adjacente ao porto de Barra do Riacho (Figura 1), localizado no Município de Aracruz, litoral norte do Espírito Santo, a cerca de 70 km da capital Vitória.

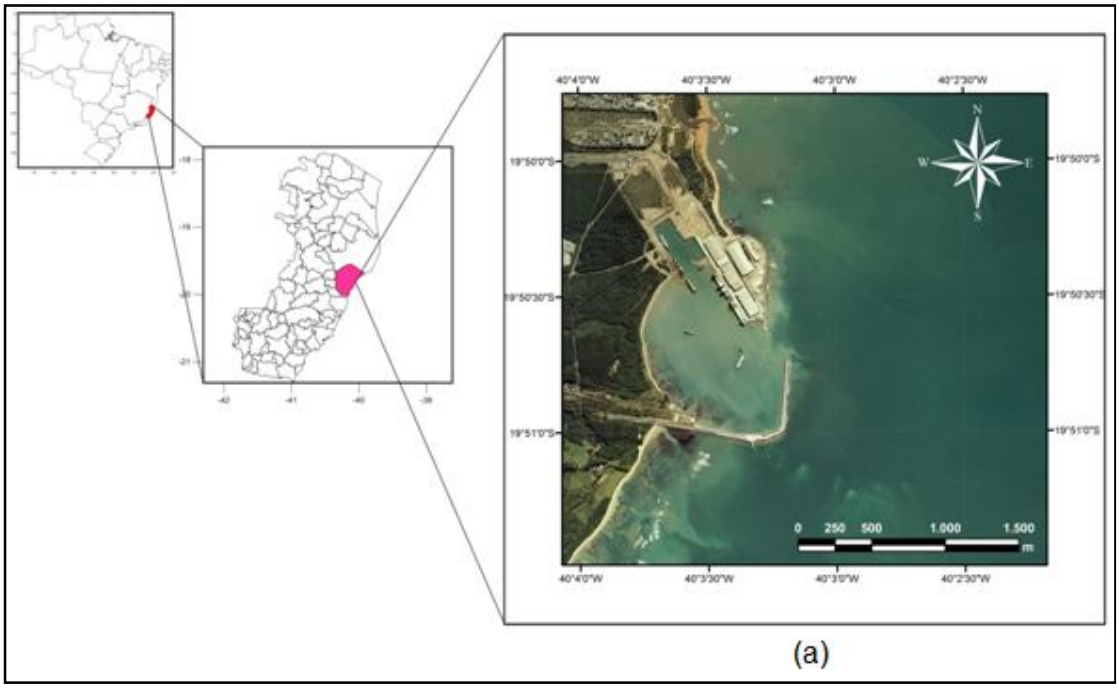

Figura 1: Área de estudo; (a) Porto de Barra do Riacho.

O porto foi construído na década de 70 (CODESA, 2011a). O acesso rodoviário é feito por um desvio de 1,8 km na rodovia ES-010, interligado com os sistemas municipal e federal do Espírito Santo, que liga o terminal a Vitória e aos demais centros econômicos do país.

A área portuária abriga dois terminais privados: o Terminal Especializado de Barra do Riacho (Portocel), que opera essencialmente a movimentação de celulose e madeira, de propriedade da Fibria e da Cenibra e o Terminal da Petrobras (Transpetro), implantado mais recentemente para movimentação de gás e gasolina natural (CODESA, 2011a).

A bacia de evolução atual do porto está localizada no interior de molhes de proteção. O seu diâmetro é de cerca de 360m e sua profundidade é de aproximadamente 11,8m; o canal de acesso tem rumo de 065º, com dimensões de cerca de 150m de largura e 650m de comprimento, medidos entre o início da área sinalizada e a abertura dos molhes; e a profundidade do canal varia entre 13,5m e 12,0m (PORTOCEL, 2011).

3.2 REGIME DE VENTOS

3.2.1 Sistemas atmosféricos

A circulação atmosférica pode ser classificada de acordo com sua ordem de grandeza em relação as suas escalas de tempo e espaço, podendo ser definida como circulação atmosférica primária, secundária ou terciária (AYOADE, 1988).

Segundo Barry & Chorley (1976) apud Ayoade (1988), a circulação primária é caracterizada pelos padrões de larga escala ou globais, de vento e pressão que permanecem ao longo do ano e se repetem sazonalmente, determinando os padrões climáticos globais. A circulação secundária se caracteriza por sistemas relativamente breves, quando comparados a circulação global, que se movimentam rapidamente, tais como as depressões e os anticiclones das latitudes médias e perturbações tropicais. Já a circulação terciária é determinada por forçantes locais e seu tempo de duração é ainda mais curto.

O Espírito Santo está situado em uma zona de predomínio da influência do centro de alta pressão Anticiclone Subtropical do Atlântico Sul (Figura 2) que promove

acentuada ocorrência de ventos de quadrante leste e nordeste, associados aos ventos alísios. A estabilidade desse sistema predominante cessa quando se aproximam da região correntes perturbadoras de Sul, resultantes da entrada do anticiclone polar que geram ventos de sul (S) e sudeste (SE); de Oeste, resultantes da entrada de ventos de oeste (W) e noroeste (NW) trazidos por linhas de instabilidade tropicais de meados da primavera a meados do outono; e de Leste, que representam oscilações nos campos de vento e pressão que ocorrem na origem dos anticiclones tropicais e caminham de leste (E) para o oeste (W) (NIMER, 1989).

Figura 2: Sistemas atmosféricos atuantes nos regimes de vento brasileiro e capixaba. Fonte: Atlas Eólico do Espírito Santo (2011).

No Atlas Eólico do Espírito Santo é possível obter as distribuições da frequência da direção do vento no estado, obtidas a partir de dados da base de reanálises NCAR/NCEP de 1988 a 2003. A Figura 3 apresenta tais diagramas para a área de estudo e regiões adjacentes, em que é possível observar grande contribuição dos ventos de NE, E-NE, S-SE e S.

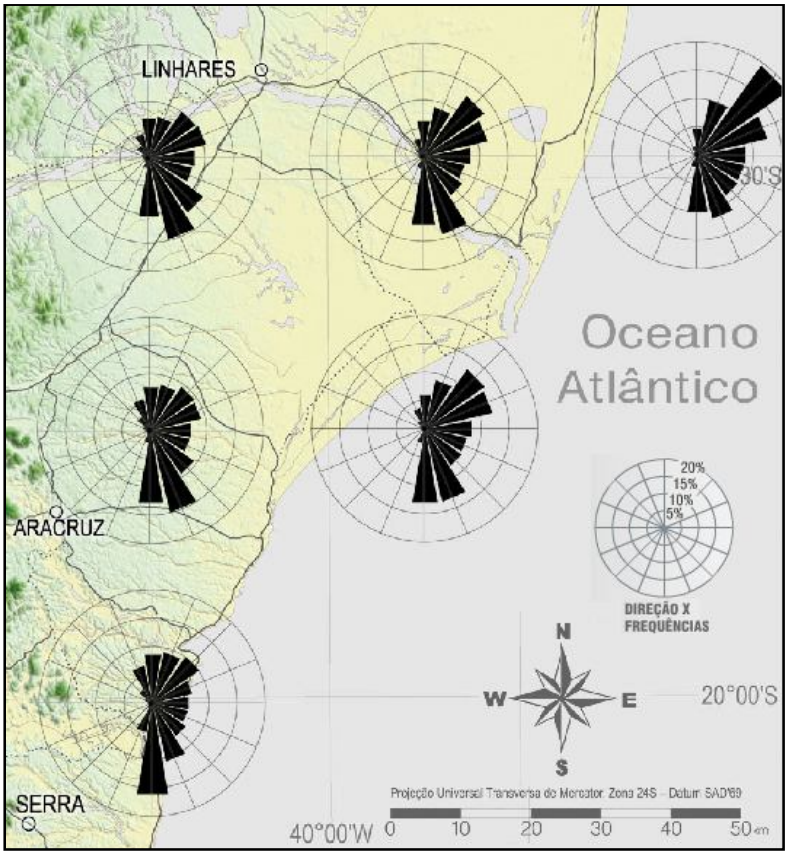

Figura 3: Distribuições da frequência da direção do vento abrangendo a área de estudo e regiões adjacentes obtida a partir de dados da base de reanálises NCAR/NCEP de 1988 a 2003. Fonte: Atlas Eólico do Espírito Santo (2011) (modificado).

3.3 CLIMA DE ONDAS

Piumbini (2009) utilizou dados de reanálises de ondas de 45 anos do European Center for Medium-range Weather Forecast – ECMWF para caracterizar o clima de ondas geral e sazonal na região do oceano Atlântico adjacente ao Espírito Santo, encontrando uma predominância de ondas no clima geral de quadrante sudeste (SE), com períodos entre 7,0s e 8,0s e com altura significativa em torno de 1,0m a 2,0m.

4. FUNDAMENTOS TEÓRICOS

4.1 DESCRIÇÃO FÍSICA DAS ONDAS

As ondas são manifestações de forças agindo em um fluido tendendo a deformá-lo contra a ação da gravidade e da tensão superficial, que juntas atuam para manter o nível de superfície do fluido (DEAN & DALRYMPLE, 1991).

Os parâmetros mais importantes para descrever as ondas são o comprimento (L), a altura (H) e a profundidade (d) da água sobre a qual estão se propagando. A Figura 4 apresenta as principais características das ondas "aquáticas", no modelo clássico de uma onda senoidal. O comprimento de onda é representado como a distância horizontal entre duas cristas de onda sucessivas, ou seja, entre os pontos mais altos da onda, o cavado é o ponto mais baixo da onda e a altura é a distância entre a crista e o cavado.

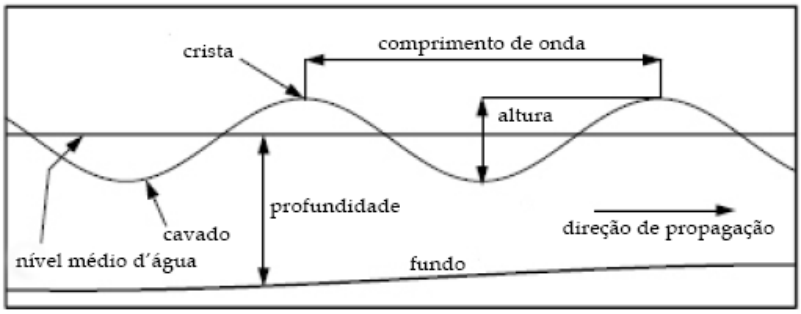

Figura 4: Características básicas das ondas aquáticas. Fonte: Meirelles (2007).

Outros parâmetros podem ser determinados teoricamente a partir das características básicas das ondas como o período da onda (T), a velocidade da onda (c), a frequência (f), o número de onda (k) e a frequência angular (σ).

O período da onda é o tempo requerido para duas cristas ou cavados sucessivos passarem pelo mesmo ponto. A velocidade da onda, chamada de celeridade (c), é definida como

$$c = \frac{L}{T}, \tag{1}$$

a frequência da onda

$$f = \frac{1}{T}, \tag{2}$$

o número de onda

$$\boldsymbol{k} = \frac{2\pi}{L} \tag{3}$$

e a frequência angular

$$\sigma = \frac{2\pi}{T} = 2\pi f. \tag{4}$$

Outra característica importante no estudo de ondas é a direção de propagação da onda representada na Figura 5.

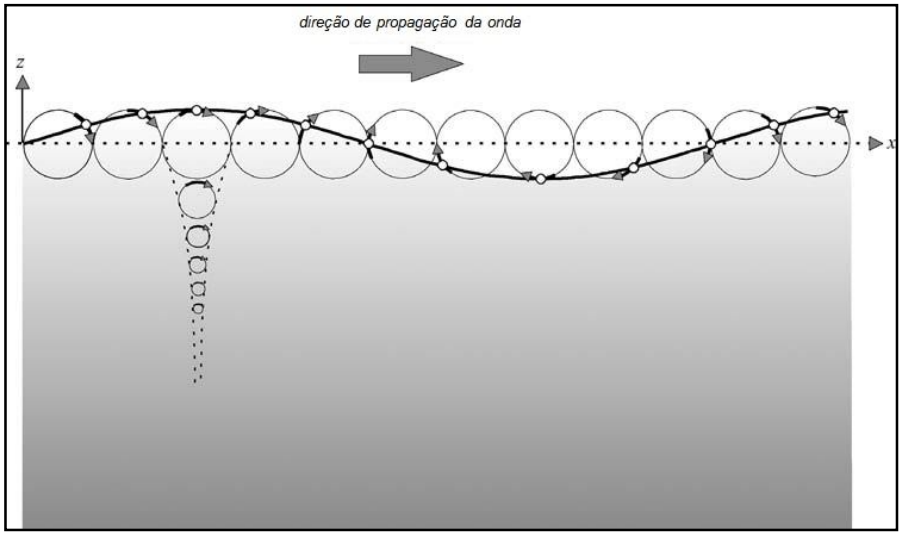

Figura 5: Direção de propagação da onda resultante do movimento orbital das partículas de água em águas profundas. Fonte: Holthuijsen (2007) (modificado).

4.2 ONDAS GERADAS PELO VENTO

Phillips (1957) e Miles (1957) realizaram trabalhos que representaram a base para o entendimento da geração de ondas pelo vento, que ficaram conhecidos como o modelo de Phillips-Miles.

Segundo Phillips (1957) *apud* Holthuijsen (2007), a geração de ondas pelo vento inicia-se com este induzindo pressão na superfície plana da água, propagando um campo randômico (aleatório) (Figura 6), o qual pode ser visto como a sobreposição de muitas ondas harmônicas de pressão induzidas pelo vento que transferem energia para as ondas na água por ressonância. Nesse mecanismo são formadas ondas capilares que crescem linearmente no tempo com o vento constante.

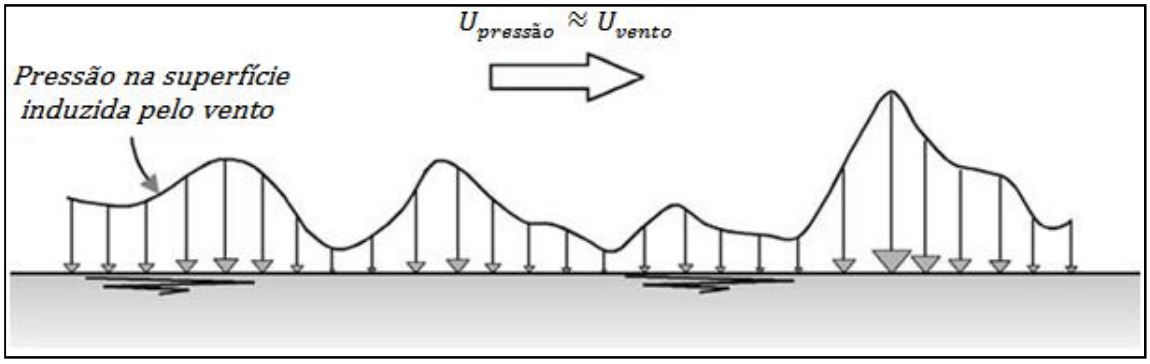

Figura 6: A pressão normal induzida pelo vento na superfície da água, em que U representa velocidade. Fonte: Holthuijsen (2007) (modificado).

Miles (1957) *apud* Holthuijsen (2007) considera que a pressão a barlavento da crista da onda atinge um máximo e no sotavento atinge um mínimo (Figura 7), ocorrendo uma distorção no perfil do vento provocando o crescimento da onda e gerando um mecanismo de *feedback* positivo, ou seja, a medida que a onda se torna maior, maior a diferença de pressão e mais rápido o seu crescimento. Esse mecanismo é instável, pois faz com que onda cresça exponencialmente (HOLTHUIJSEN, 2007).

No entanto, o crescimento das ondas não pode ser infinito, pois quando elas atingem seu limite de empinamento quebram por *whitecapping* (encapelamento) (MASSEL, 1989; BANNER & PEREGRINE, 1993 *apud* MASSEL, 1996).

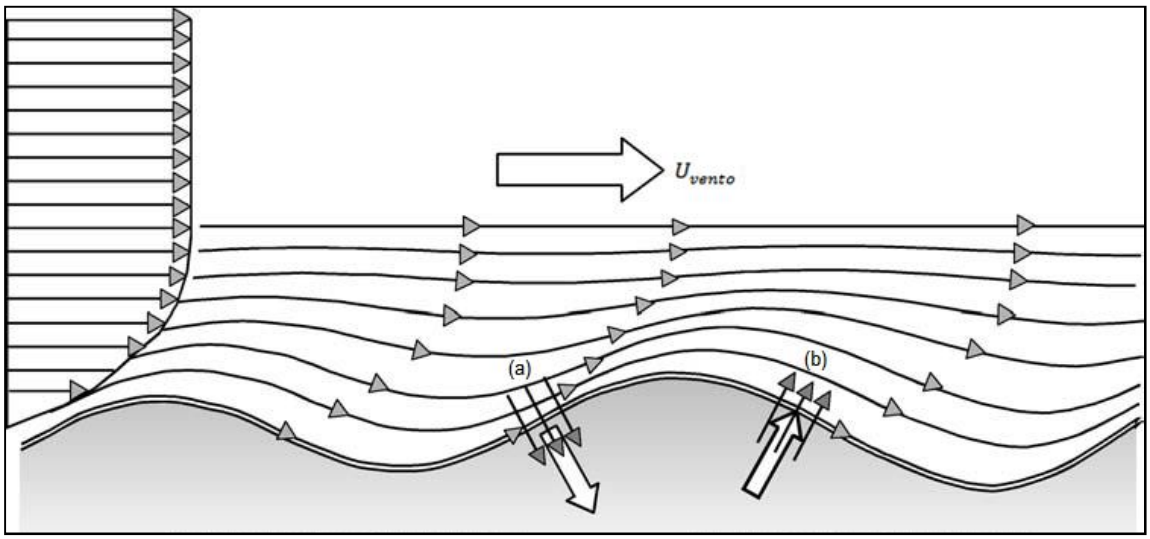

Figura 7: Onda induzida pela variação de pressão do vento sobre uma onda harmônica; (a) Pressão máxima induzida pelo vento faz com que a superfíce se mova para baixo; (b) Pressão mínima induzida pelo vento faz com que a superfície se mova para cima . Fonte Holthuijsen (2007) (modificado).

4.3 MÉTODOS DE DESCRIÇÃO DAS ONDAS

As ondas na natureza raramente apresentam um padrão senoidal e não podem, portanto, serem definidas em uma base onda-onda, pois mudam constantemente com o tempo e de forma aleatória. Como a propriedade fundamental das ondas de superfície, induzidas pelo vento, é a sua irregularidade, a estimativa dos parâmetros de onda pode ser alcançada através da análise estocástica da superfície do mar, que abrange o domínio do tempo, da frequência e da probabilidade (MASSEL, 1996). Segundo Massel (1996), no domínio do tempo, as funções de autocorrelação ou correlação cruzada são avaliadas a partir de registros medidos de ondas,

baseadas na variável aleatória η, que permitem calcular os primeiros momentos estatísticos; no domínio da frequência é realizada uma avaliação da distribuição da energia das ondas (potencial ou cinética) entre várias frequências e direções, baseada tradicionalmente na função de correlação Transformada de Fourier que fornece a função densidade espectral, ou na simples transferência da série temporal em seus componentes de Fourier, técnica conhecida como Transformada Rápida de Fourier; e no domínio da probabilidade, a altura e o período da onda são considerados parâmetros aleatórios, sendo os resultados expressos em termos de funções de densidade da probabilidade, funções de distribuição e momentos estatísticos, em que a sequência de tempo do parâmetro é excluída da análise.

Descrever a superfície do mar como um processo estocástico permite então caracterizar todas as possíveis observações ao longo do tempo que poderiam ter sido feitas sob as condições reais.

4.4 ESPECTRO DE ONDA

O espectro de onda está relacionado com a análise estocástica da superfície do mar no domínio da frequência. Considerando o registro de uma onda com elevação da superfície $\eta(t)$ em um local em função do tempo, com duração D, é possível reproduzir o registro como a soma de um grande número de componentes harmônicos de onda, através de uma Série de Fourier:

$$\eta(t) = \sum_{i=1}^{N} a_i \cos(2\pi f_i t + \alpha_i) \tag{5}$$

onde a_i e α_i são a amplitude e a fase, respectivamente, de cada frequência $f_i = i/D$ ($i = 1,2,3\ldots$; o intervalo de frequência é portanto $\Delta f = 1/D$). É possível determinar a partir desta análise a amplitude e a fase para cada frequência, o que fornece o espectro de fase e amplitude para o registro (Figura 8).

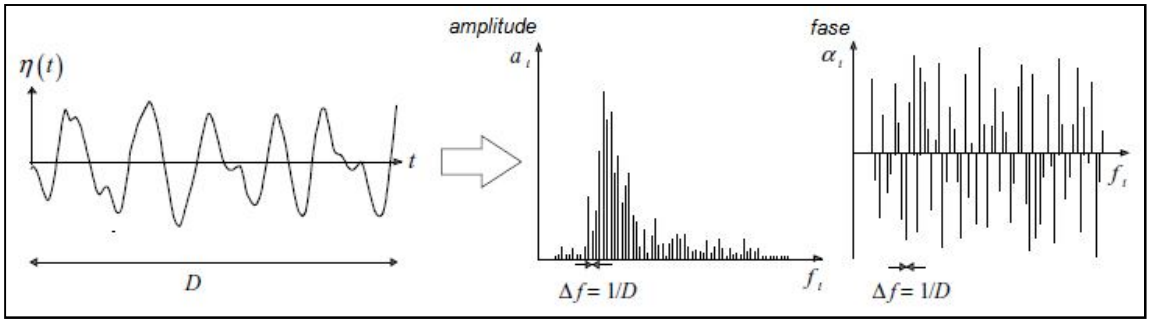

Figura 8: Elevação da superfície observada e o espectro de amplitude e fase. Fonte: Holthuijsen (2007) (modificado).

Como na maioria dos registros de onda as fases podem variar de 0 a 2π, o espectro da fase é desconsiderado e o espectro da amplitude isoladamente pode caracterizar o registro, através da média da amplitude $\bar{a}_i$:

$$\bar{a}_i = \frac{1}{M}\sum_{m=1}^{M} a_{i,m}, \tag{6}$$

obtida em M experimentos ao longo do tempo, para todas as frequências f_i, onde $a_{i,m}$ é o valor de a_i em cada experimento m.

No entanto, torna-se mais importante aqui analisar a distribuição da variância para cada componente de onda, ou seja, o espectro de variância, pois esta é uma quantidade de maior relevância estatística quando comparada à amplitude, além de apresentar uma relação de proporção com a energia das ondas, considerando a teoria linear das ondas de gravidade (HOLTHUIJSEN, 2007).

O espectro de variância $\frac{1}{2}\overline{a_i^2}$ é discreto, ou seja, apenas as frequências $f_i = i/D$ estão presentes. Devido à necessidade de representar todas as frequências presentes no mar, a variância é distribuída no intervalo $\Delta f = 1/D$, que fornece a densidade da variância $\frac{1}{2}\overline{a_i^2}/\Delta f$ para cada frequência. Para que as faixas de frequência não sejam descontínuas, o intervalo de frequência é aproximado para zero ($\Delta f \to 0$) e o espectro de densidade da variância $E_{variância}$ é dado por:

$$E_{variância}(f) = \lim_{\Delta f \to 0} \frac{1}{\Delta f}\frac{1}{2}\overline{a^2} \quad \text{ou} \quad E_{variância}(f) = \lim_{\Delta f \to 0} \frac{1}{\Delta f} E\left\{\frac{1}{2}\underline{a}^2\right\}, \tag{7}$$

em que $E\left\{\frac{1}{2}\underline{a}^2\right\}$ representa o valor esperado.

A amplitude é tratada nessa abordagem como uma variável randômica, o que caracteriza o modelo fase-amplitude/randômico, através do qual a elevação da superfície é representada como a soma de componentes de onda estatisticamente independentes. Se a situação é estacionária e as elevações de superfície tem uma distribuição gaussiana, o espectro de densidade da variância fornece uma descrição estatística completa das ondas (HOLTHUIJSEN, 2007). A Figura 9 demonstra a transformação do espectro de amplitude discreto do modelo fase-amplitude randômico para o espectro da densidade da variância contínuo.

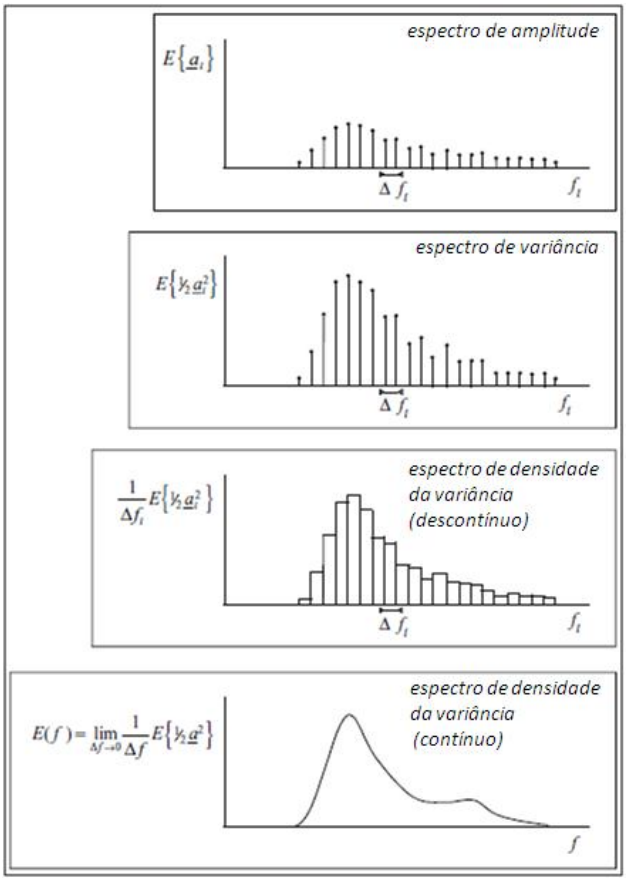

Figura 9: A transformação do espectro de amplitude discreto do modelo fase-amplitude randômico para o espectro da densidade da variância contínuo. Fonte: Holthuijsen (2007) (modificado).

O espectro de densidade de variância, quando multiplicado por ρg, em que ρ é a densidade da água e g é a aceleração da gravidade, fornece o espectro da densidade da energia $E_{energia}$, que demosntra como a energia das ondas é distribuída ao longo das frequências:

$$E_{energia}(f) = \rho g E_{variância}(f) \tag{8}$$

O espectro de densidade da variância é usado para descrever os aspectos estatísticos das ondas, enquanto o espectro da densidade da energia é utilizado para descrever os aspectos físicos das ondas.

Contudo, informações sobre a distribuição direcional da energia das ondas são necessárias para a adequada previsão de vários fenômenos oceanográficos principalmente em águas rasas, fortemente relacionados com a direção das ondas incidentes na costa (MASSEL, 1989 *apud* MASSEL, 1996), bem como a força induzida pelas ondas sobre qualquer estrutura, que também é proporcional a distribuição direcional da energia (SARPKAYA & ISAACSON, 1981; WIEGEL, 1982 *apud* MASSEL, 1996).

O espectro de energia bidimensional, dado em função da frequência (f) e do ângulo (θ), é obtido através da multiplicação do espectro de energia por uma função de espalhamento direcional D, resultando no espectro direcional de energia das ondas $E_{energia}(f, \theta)$, escrito como (NIEDZWECKI & WHATLEY, 1991):

$$E_{energia}(f, \theta) = E(f) D(\theta; f, p_1, p_2, \dots), \tag{9}$$

onde p_1, p_2 ... representam os vários parâmetros relacionados com as várias funções de espalhamento direcional.

4.5 FORMULAÇÕES ESPECTRAIS DE ONDAS

Em geral, a forma do espectro de ondas varia consideravelmente de acordo com a velocidade do vento, período de tempo que o vento atua da superfície da água (duração), comprimento da pista, etc. (MASSEL, 1996). Foram desenvolvidas várias formulações espectrais com objetivo de se obter um espectro de ondas esperado para as diversas condições de mar, entre elas destaca-se aqui o espectro Pierson-Moskowitz proposto por Pierson & Moskowitz,(1964) e o espectro JONSWAP proposto por Hasselmann *et al*. (1973).

O espectro de Pierson e Moskowitz (Figura 10) foi desenvolvido a partir da análise de dados de ondas medidos no Atlântico Norte, considerando apenas os registros adquiridos em mares totalmente desenvolvidos (OCHI, 1998). Foi proposto um espectro de potência (espectro PM), que é função apenas da magnitude da velocidade do vento, adotando-se que este atuando por um longo tempo sobre uma grande área poderia entrar em equilíbrio com as ondas, gerando um estado de onda completamente desenvolvido (STEWART, 2005), com a seguinte formulação:

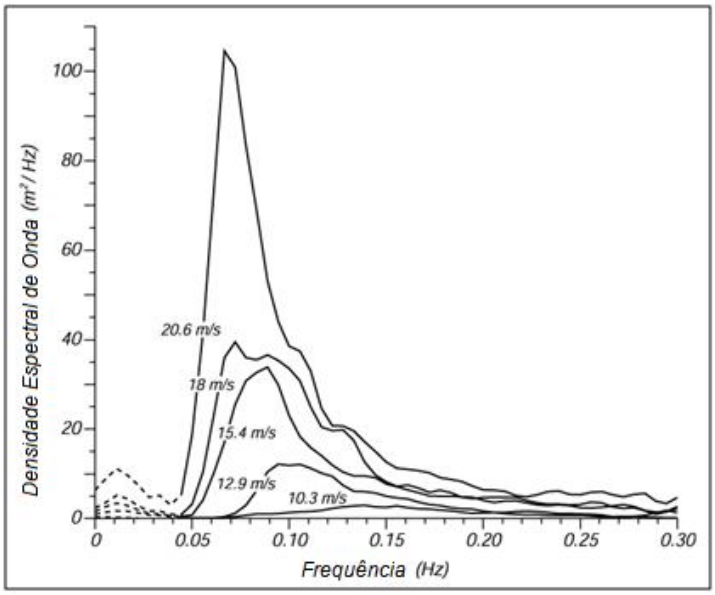

Figura 10: Espectro de onda para um oceano totalmente desenvolvido para diferentes velocidades de vento de acordo com Moskowitz (1964). Fonte: STEWART (2005).

O espectro JONSWAP (Figura 11) foi proposto por Hasselmann *et al* (1973), baseando-se em um extenso programa de medição de ondas conhecido como *Joint North Sea Wave Project* (OCHI, 1998). Foi descoberto que o espectro das ondas nunca está totalmente desenvolvido, pois continua a desenvolver-se através de interações não-lineares onda-onda. O espectro representa mares com limitação de pista, sendo dependente da velocidade do vento e do comprimento da pista.

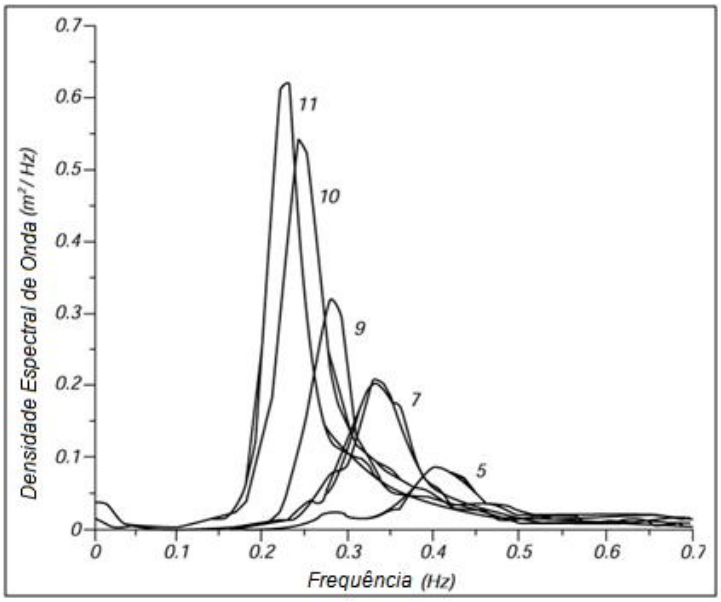

Figura 11: Espectro de ondas de um mar totalmente desenvolvido para diferentes medidas de pistas realizadas por JONSWAP. Fonte: Stewart (2005).

4.6 MODELAGEM NUMÉRICA DE ONDAS

Os modelos de ondas podem ser divididos em duas classes: modelos que resolvem a fase (*phase resolving models*), os quais predizem tanto a amplitude como a fase da onda de forma individual, e modelos de fase média (*phase averaging models*) ou

espectrais, os quais predizem quantidades médias, tais como espectro de onda, ou suas propriedades integrais, como altura significativa, período médio, entre outros.

Os modelos que resolvem a fase são baseados em uma aproximação Hamiltoniana (MILES, 1981; RADDER, 1992 *apud* RIS, 1997), em uma aproximação de Boussinesq (PEREGRINE, 1966; MWOGU, 1994; MADSEN E SORENSEN, 1992 *apud* RIS, 1997) ou em equações de declividade suave (BERKHOFF, 1972; RADDER, 1979 *apud* RIS, 1997). São frequentemente utilizados em regiões onde as características das ondas variam rapidamente (águas rasas) e é necessária uma melhor estimativa dos efeitos de refração e difração. O efeito de refração ocorre quando as ondas não se propagam perpendicularmente aos contornos de fundo em águas rasas (WMO, 1998), o que faz com que mudem a direção gradativamente para se ajustarem, à medida que a velocidade de propagação e o comprimento decrescem devido à interação com o fundo, permanecendo constante o período. O efeito de difração é o resultado do encontro da onda com um obstáculo, que provoca uma distribuição da energia da onda e diminuição da sua altura a sotavento do obstáculo (WMO, 1998).

Para o cálculo desses processos, os modelos que resolvem a fase requerem uma alta resolução espacial e um esforço computacional muito grande, o que restringe o uso.

Já os modelos espectrais tem maior faixa de aplicação, pois não necessitam de alta resolução espacial e o esforço computacional torna-se menor. A essência dos modelos espectrais é resolver a equação do balanço da energia espectral da onda, que descreve o desenvolvimento das ondas gravitacionais de superfície no tempo e no espaço:

$$\frac{\partial E}{\partial t} + \nabla \cdot \left(\boldsymbol{c_g} E_{energia}\right) = S = S_{in} + S_{nl} + S_{ds} \qquad (10)$$

onde $E_{energia} = E_{energia}(f, \theta, x, t)$ é o espectro direcional de energia das ondas, $\boldsymbol{c_g} = \boldsymbol{c_g}(f, \theta)$ é a velocidade de grupo e S é a função fonte, que consiste nos termos S_{in} (entrada de energia pelo vento), S_{nl} (transferência de energia por interações não-lineares onda-onda) e S_{ds} (dissipação de energia) (WMO, 1998).

O vento é o elemento mais importante na modelagem de ondas, sendo fornecido geralmente a partir de um modelo atmosférico. A transferência de energia do vento para o campo de onda é obtida através da tensão de cisalhamento aplicada pelo vento, que varia aproximadamente com o quadrado de sua velocidade, o que confere grande importância à especificação do vento, pois valores de vento muito distantes da realidade podem proporcionar um grande erro na energia da onda e, consequentemente, nos valores de altura da onda (WMO, 1998). O termo S_{in} é aceito na seguinte forma:

$$S_{in} = A(f,\theta) + B(f,\theta)E(f,\theta) \tag{11}$$

onde $A(f,\theta)$ é a interação ressonante entre as ondas e $B(f,\theta)$ os padrões de pressão turbulenta no ar sugeridos por Phillips (1957), portanto, o segundo termo do lado direito representa o *feedback* entre o crescimento das ondas e os padrões de pressão turbulenta induzida, sugerido por Miles (1957).

Um dos mecanismos que afetam o crescimento da onda são as interações não-lineares onda-onda, caracterizadas pela transferência de energia entre os componentes de onda por ressonância (HOLTHUIJSEN, 2007). Em águas profundas ocorrem as interações onda-onda quádruplas, que provocam uma redistribuição de energia dentro do espectro de onda, transferindo excesso de energia da região do pico espectral para frequências mais altas e mais baixas. Nas frequências mais altas a energia é dissipada (*whitecapping*) e nas mais baixas ocorre um crescimento de novos componentes de onda, resultando na migração do pico espectral para frequências mais baixas (WMO, 1998). Em águas rasas ocorrem as interações onda-onda triplas, que transferem energia de baixas frequências para altas frequências resultando em maiores harmônicos (BEJI & BATTJES, 1993).

A dissipação representa a energia perdida pelo campo de onda relacionada principalmente com a quebra da onda (*whitecapping*) e com a interação com o leito do mar (WMO, 1998).

5. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

5.1 MODELOS DE TERCEIRA GERAÇÃO

Técnicas de integração e simplificações introduzidas por Hasselmann (1985) e Hasselmann *et al*. (1985) possibilitaram aproximações razoáveis que permitiram calcular de forma eficiente efeitos não lineares na modelagem de ondas (WMO, 1998). Entre eles, as trocas de energia entre atmosfera e oceano e entre as próprias ondas, parametrizadas sem nenhum tipo de restrição quanto às formas espectrais, o que caracterizou os modelos de Terceira Geração, tais como Wave Model - WAM (WANDI GROUP, 1988), WAVEWATCH III (TOLMAN 1997; TOLMAN, 1999) e SWAN (BOOIJ *et al*., 1999). Esses modelos possibilitaram a melhor representação de situações de mudanças bruscas de direção do vento, bem como a interação entre ondas (TOLMAN *et al*., 2002), sendo baseados na propagação do espectro de energia da onda.

O primeiro modelo de Terceira Geração desenvolvido foi o *Wave Model* – WAM (WANDI GROUP, 1988). Esse modelo considera a parametrização exata da fonte de transferência não linear de energia e a especificação de uma função representativa da dissipação que feche o balanço de energia (WANDI GROUP, 1988). Com a parametrização o esforço computacional foi diminuido.

Posteriormente, o WAVEWATCH III foi desenvolvido pela NOAA/NCEP (TOLMAN 1997; TOLMAN, 1999) através de um melhoramento do modelo WAVEWATCH I, desenvolvido pela *Delft University of Technology* (TOLMAN, 1989; TOLMAN, 1991) e do WAVEWATCH II, desenvolvido pela NASA, Goddard Space Flight Center (TOLMAN, 1992). O WAVEWATCH III se difere de seus antecessores em muitos aspectos importantes, como nas equações que regem, nos métodos numéricos e nas parametrizações físicas. O modelo resolve a equação da densidade da ação espectral, que possibilita a quantificação das interações onda-corrente em larga escala (TOLMAN *et al*., 2002). A partir da equação do balanço da energia espectral

encontra-se a equação da densidade da ação espectral substituindo a densidade da energia E pela densidade da ação N, utilizando a relação $N = E/\sigma$:

$$\frac{\partial N}{\partial t} + \boldsymbol{\nabla_x} \cdot \left[\left(\boldsymbol{c_g} + \boldsymbol{U}\right)N\right] + \frac{\partial}{\partial k}[c_k N] + \frac{\partial}{\partial \theta}[c_\theta N] = \frac{S}{\sigma} \tag{12}$$

onde $N(k,\theta;x,y,t)$, $S(k,\theta;x,y,t)$, $\boldsymbol{\nabla_x}$ é o operador diferencial bidimensional do vetor $\boldsymbol{x}(x,y)$, $\boldsymbol{c_g}$ é a velocidade de grupo da onda e $\boldsymbol{U}$ é a velocidade média da corrente.

O primeiro termo do lado esquerdo representa a taxa local de variação da densidade da ação no tempo, o segundo termo representa a propagação no espaço geográfico x e y, o terceiro termo está relacionado com a mudança no número de onda devido às variações no campo de onda e o quarto termo corresponde à mudança de direção da componente espectral (TOLMAN, 2009).

As variáveis c_k e c_θ são definidas a seguir:

$$c_k = -\frac{\partial \sigma}{\partial d}\frac{\partial d}{\partial s} - \boldsymbol{k} \cdot \frac{\partial \boldsymbol{U}}{\partial s} \tag{13}$$

$$c_\theta = -\frac{1}{k}\frac{\partial \sigma}{\partial d}\frac{\partial d}{\partial m} - \boldsymbol{k} \cdot \frac{\partial \boldsymbol{U}}{\partial m} \tag{14}$$

onde d é a profundidade da água, s é a coordenada espacial na direção θ e m é a coordenada perpendicular à s.

A física do modelo inclui a entrada de energia proveniente do vento, dissipação de energia devido à quebra de ondas e fricção com o fundo, refração, advecção e interações onda-onda quádruplas, no entanto, sua limitação está em não considerar as interações onda-onda triplas que dominam a propagação das ondas em águas rasas (TOLMAN & CHALIKOV, 1996), não sendo apropriado para simulação de ondas em áreas costeiras. Contudo, em sua versão 3.14 descrita em Tolman (2009), algumas opções para águas rasas foram incluídas, podendo o modelo ser aplicado nestas regiões (NWS, 2011).

Diversos trabalhos atestam a acurácea do WAVEWATCH III em águas profundas, entre eles Tolman (1991), Tolman & Chalikov (1996) e Alves *et al*. (2009). Este modelo também é utilizado pelo Centro de Previsão do Tempo e Estudos Climáticos

(CPTEC) do Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE) para a previsão oceânica em todo litoral brasileiro.

Com objetivo de obter estimativas de ondas mais realistas em regiões costeiras foi criado o modelo *Simulating Waves Nearshore* – SWAN (BOOIJ *et al.*, 1999). No SWAN a evolução do espectro de densidade da ação da onda $N(\sigma,\theta)$ é descrita pela equação do balanço espectral. Em coordenadas cartesianas a equação é expressa na seguinte forma:

$$\frac{\partial N(\sigma,\theta;x,y,t)}{\partial t} + \frac{\partial c_{g,x} N(\sigma,\theta;x,y,t)}{\partial x} + \frac{\partial c_{g,y} N(\sigma,\theta;x,y,t)}{\partial y} + \frac{\partial c_{\theta} N(\sigma,\theta;x,y,t)}{\partial \theta} + \frac{\partial c_{\sigma} N(\sigma,\theta;x,y,t)}{\partial \sigma} = \frac{S(\sigma,\theta;x,y,t)}{\sigma} \quad (15)$$

onde c_x e c_y são as velocidades de propagação da onda no espaço geográfico x e y, respectivamente; e c_θ (Equação 19) e c_σ são as velocidades de propagação no espaço espectral θ e σ, respectivamente. O primeiro termo do lado esquerdo da equação representa a taxa local de variação da densidade da ação no tempo, o segundo e o terceiro termo representam a propagação da ação no espaço geográfico, o quarto termo representa a mudança da freqüência relativa devido às variações na profundidade e nas correntes e o quinto termo representa a refração induzida pelas correntes e pela profundidade (BOOIJ *et al.*, 1999). O termo do lado direito da equação contem os termos fontes S, que representa os efeitos de geração não-linear e dissipação (BOOIJ *et al.*, 1999), em que foi incluído S_{bot} que representa as interações da onda com o fundo, S_{br} que representa a quebra da onda induzida pela profundidade e S_{tri} representando as interações onda-onda triplas:

$$S = S_{in} + S_{nl} + S_{ds} + S_{bot} + S_{br} + S_{tri} \quad (16)$$

Na Equação (22) é definido c_σ.

$$c_\sigma = \frac{\partial \sigma}{\partial d}\left[\frac{\partial d}{\partial t} + \boldsymbol{U} \cdot \boldsymbol{\nabla}_{\mathbf{x}} d\right] - \boldsymbol{c_g} k \cdot \frac{\partial \boldsymbol{U}}{\partial s} \quad (17)$$

onde $\boldsymbol{\nabla_x}$ é o operador diferencial bidimensional do vetor $\boldsymbol{x}(x,y)$, $\boldsymbol{U}$ é a velocidade média da corrente, $\boldsymbol{c_g}$ é a velocidade de grupo da onda, s é a coordenada espacial na direção θ e d é a profundidade da água.

As formulações do SWAN que representam os processos de geração pelo vento, interações onda-onda quádruplas, encapelamento e fricção com o fundo são semelhantes às do modelo WAM, entretanto, é verificado que no SWAN são adicionados os processos de quebra induzida pela profundidade e interações onda-onda triplas.

O modelo SWAN pode ser aninhado com os modelos globais WAM ou WAVEWATCH III, dos quais recebe como condição de contorno o espectro de energia das ondas estimado em águas profundas para simular a propagação das ondas em águas rasas. Esse procedimento é realizado a partir de um sistema de múltiplas grades, em que o contorno de águas profundas do domínio SWAN deve estar contido no domínio WAM ou WAVEWATCH III.

Gorman *et al.* (2003) reconstituíram a geração e a propagação de ondas utilizando o modelo SWAN aninhado ao modelo WAM e observaram que a estimativa de H_s na costa foi melhor com o uso do modelo de águas rasas, correlacionando os resultados dos modelos com dados medidos. Os autores observaram que ao utilizar apenas o modelo WAM, a média dos índices de espalhamento (*scatter index* – SI) para quatro locais de águas profundas analisados (entre 100 e 120 m) foi de 0,28, já em quatro locais mais rasos (entre 30 e 45 m) o índice de espalhamento médio foi de 0,51, demonstrando que o modelo não apresentou bom desempenho em regiões costeiras. Ao aninhar o modelo SWAN ao modelo WAM, com objetivo de melhorar a simulação da propagação das ondas em águas rasas, conseguiram diminuir este índice de 0,51 para 0,26. Para o T_m a diminuição foi de 0,30 para 0,19. Também foram analisados para H_s e T_m na situação de aninhamento os parâmetros estatísticos Viés (0,09±0,05 para H_s e -0,24±0,13para T_m), o erro médio quadrático – RMSE (0,22 para H_s e 1,05 para T_m) e o coeficiente de correlação – R (0,93 para H_s e 0,67 para T_m).

Outro estudo que utilizou o sistema de modelos WAM e SWAN foi realizado por Guedes Soares *et al.* (2004) para reconstituir a agitação marítima na porção norte e central da costa de Portugal, em que obtiveram uma boa correlação com dados medidos. O Viés para H_s e T_m foi, respectivamente, -0,264 e -0,626, e o RMSE foi 1,169 e 1,744.

Padilha-Henández *et al*. (2007) testaram o desempenho dos modelos WAM, WAVEWATCH III e SWAN em duas intensas tempestades e verificaram que o modelo SWAN apresentou melhores resultados quando aninhado ao modelo WAVEWATCH III.

Sansana Silva *et al*. (2009) implantaram um sistema para predição de ondas na costa de Portugal utilizando o modelo WAVEWATCH III e o modelo SWAN. Verificaram através de análises estatísticas que os resultados demonstraram boa concordância com dados medidos. Foram apresentados parâmetros estatísticos para H_s em três estações comparando os resultados com dados medidos, sendo estes parâmetros o RMSE (0,58; 0,40; e 0,25) e o Viés (-0,38; -0,24; e -0,02), os quais demonstraram um bom desempenho do sistema de modelos.

Recentemente, Capitão & Fortes (2011) também analisaram o desempenho do modelo SWAN aninhado ao modelo WAVEWATCH III na caracterização da agitação marítima em uma zona costeira e compararam as simulações com dados medidos em duas estações na área de estudo, durante três campanhas de medição, em termos de H_s. O valores do Viés para a primeira estação foram -0,063, -0,024 e -0,099 e para a segunda estação foram -0,117, -0,016 e 0,057, para cada campanha. Os valores do RMSE para a primeira estação foram 0,097, 0,084 e 0,125 e para a segunda estação foram 0,129, 0,060 e 0,085, para cada campanha. Os autores observaram que de uma forma geral o modelo SWAN produz valores de H_s inferiores aos valores medidos, no entanto, concluíram que os resultados foram de boa qualidade e atribuíram estas diferenças a características locais não consideradas pelo modelo, que demonstram a necessidade de calibração para a área de estudo.

6. METODOLOGIA

6.1 SISTEMA DE MODELOS DE ONDAS

Umas das mais importantes considerações na concepção de um modelo numérico de ondas é o tempo de processamento, muito afetado pelo sistema numérico de propagação de ondas no espaço geográfico utilizado, normalmente explícito em forma de diferenças finitas (HOLTHUIJSEN, 2007). Essa forma é muito eficiente para aplicação em águas profundas, entretanto, em águas rasas esses sistemas não são tão eficientes, pois o passo de tempo Δt é muito pequeno, já que a energia das ondas não pode viajar mais de uma célula geográfica em um passo de tempo, conforme o critério de Courant (HOLTHUIJSEN, 2007). Isso implica que:

$$\Delta t < \Delta x / \boldsymbol{c_{g,x}} \quad \text{e} \quad \Delta t < \Delta y / \boldsymbol{c_{g,y}} \tag{18}$$

onde, Δx e Δy são as dimensões da célula geográfica e $\boldsymbol{c_g}$ é a velocidade de grupo da menor frequência das ondas no modelo.

Para obter resultados acurados, é necessário que os valores de Δx e Δy sejam muito menores que as escalas de tempo e espaço dos fenômenos a serem computados, por exemplo, se a escala espacial da zona de arrebentação é de 100-1000 metros, os valores de Δx e Δy devem ser da ordem de 10-100 metros (HOLTHUIJSEN, 2007). Portanto, as grades utilizadas para as regiões mais próximas à costa requerem maior resolução espacial do que as grades em águas profundas. Como o presente estudo pretende simular ondas desde águas profundas até águas rasas, o aninhamento de grades é uma boa alternativa para otimizar a simulação, pois possibilita o aumento gradativo da resolução espacial da grade com a aproximação da costa.

Para a simulação das ondas na região adjacente ao porto de Barra do Riacho no ano de 2008, um sistema de modelos de ondas foi implantado através do aninhamento do modelo de alta resolução espacial SWAN versão 40.51AB Ciclo III

com o modelo de baixa resolução espacial WAVEWATCH III versão 3.12. Esse sistema objetivou simular a propagação de ondas em águas rasas através do modelo SWAN, com dados provenientes do modelo WAVEWATCH III, que simula a propagação de ondas em águas profundas. Foi realizado, portanto, um aninhamento de grades do tipo *one-way*, em que a grade de maior resolução espacial utiliza como condições de contorno as informações geradas pela grade de menor resolução espacial (PIUMBINI, 2009). O objetivo foi então fornecer o espectro de energia gerado pelo modelo WAVEWATCH III como condição de contorno para o modelo SWAN.

Todas as simulações foram realizadas no Laboratório de Simulação de Escoamentos com Superfície Livre (LABESUL).

6.1.1 Sistema de grades utilizado no modelo WAVEWATCH III

No modelo WAVEWATCH III foi utilizado um sistema de grades computacionais curvilíneas uniformes (PIUMBINI, 2009; PATERLINI, 2009; NOGUEIRA, 2010), com os domínios GLOBAL, BRASIL SUDESTE E ESPÍRITO SANTO. O domínio GLOBAL possui 360X157 pontos de grade e resolução espacial de 1,0°; o BRASIL-SUDESTE possui 121X81 pontos de grade e resolução espacial de 0,25°; e o ESPÍRITO SANTO possui 121X81 pontos de grade e resolução espacial de 0,05° (Figura 12).

Na Tabela 1 são apresentadas as características dos domínios utilizados no modelo WAVEWATCH III.

Tabela 1: Características dos domínios utilizados no modelo WAVEWATCH III.

Domínios WW3	Latitude inicial – final	Longitude inicial – final	Resolução	Pontos de grade
GLOBAL	-78° - 78°	0° - 360°	1,0°	360 x 157
BRASIL SUDESTE	-30° - -10°	-50° - -20°	0,25°	121 x 81
ESPÍRITO SANTO	-22° - -18°	-41° - -35°	0,05°	121 x 81

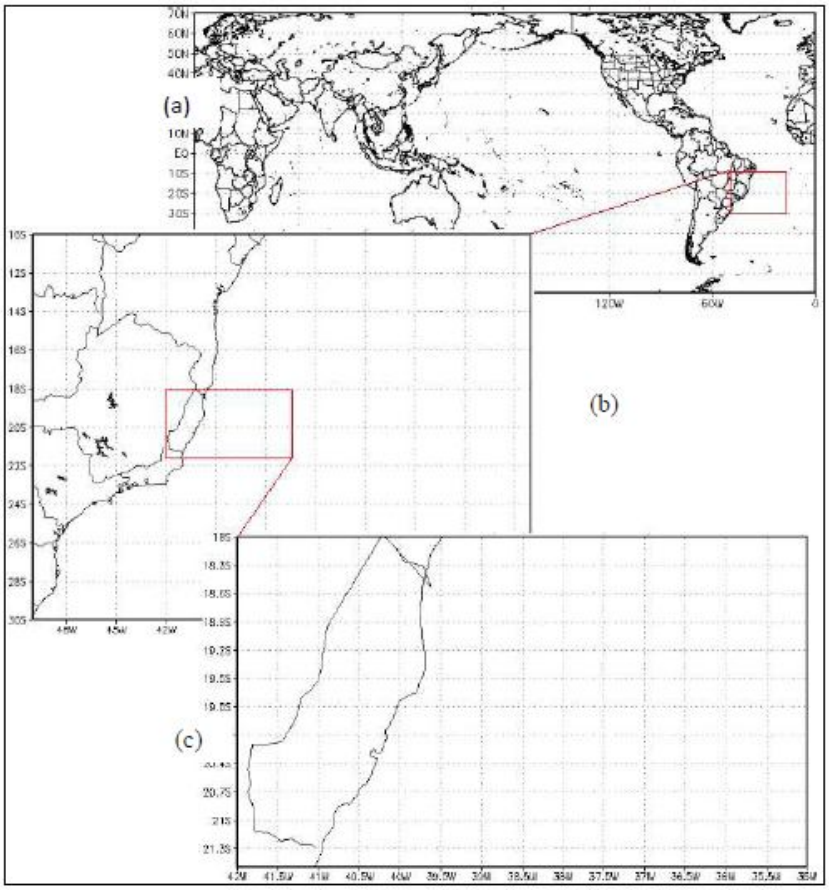

Figura 12: Sequência de aninhamentos de grades entre o domínio de maior escala – GLOBAL (a), o domínio BRASIL-SUDESTE (b) e o domínio de menor escala – ESPÍRITO SANTO (c). Fonte: Paterlini (2009).

Em todos os domínios a grade espectral considera 24 frequências na discretização do espectro, espaçadas de forma logarítmica numa faixa entre 0,040 Hz a 0,3582 Hz

e para as direções a resolução do espectro é de 15º, ou seja, está dividido em 24 direções. A forma do espectro utilizada foi a de JONSWAP (HASSELMANN *et al*. 1973).

Foram fornecidos ao WAVEWATCH III em seu domínio GLOBAL os campos de vento e a cobertura global de gelo do ano de 2008 obtidos na base de reanálises do modelo NCEP/NCAR. O espectro de energia obtido neste domínio foi fornecido como condição de contorno para o domínio BRASIL-SUDESTE que, por sua vez, gera a condição de contorno para o domínio ESPÍRITO SANTO.

Todas as simulações nos domínios do modelo WAVEWATCH III foram realizadas com passo de integração no tempo de 3600 s.

Para a confecção das grades computacionais dos três domínios do WAVEWATCH III foram utilizados dados batimétricos da base de dados digitais ETOPO-1 do *National Geophysical Data Center*/Geodas Databases – NGDA – GEODAS – NOAA.

Para modelos computacionais, o curso habitual é iniciar a simulação a partir de um mar liso vários dias antes do período de interesse (WMO, 1998), portanto, a condição inicial para o WAVEWATCH III é do tipo partida fria e o mar no instante zero é considerado em repouso, adotando-se o início da simulação 15 dias antes do período de interesse. Esse processo é conhecido como pré-aquecimento.

6.1.2 Sistema de grades utilizado no modelo SWAN

O modelo espectral SWAN foi utilizado em sua versão 40.51, Ciclo III para a propagação de ondas em ambiente costeiro, as quais são descritas em função de variáveis espectrais, que forneceram valores de altura significativa H_s (média do terço das maiores alturas das ondas em um registro), período médio T_m e direção média θ_m da onda.

Foram gerados dois domínios (Figura 13) que consistem em uma grade de menor resolução espacial que abrangeram o litoral norte do Espírito Santo (domínio

BARRA) e uma grade de maior resolução espacial que abrangeu a região adjacente ao porto de Barra do Riacho (domínio BARRA_FINE).

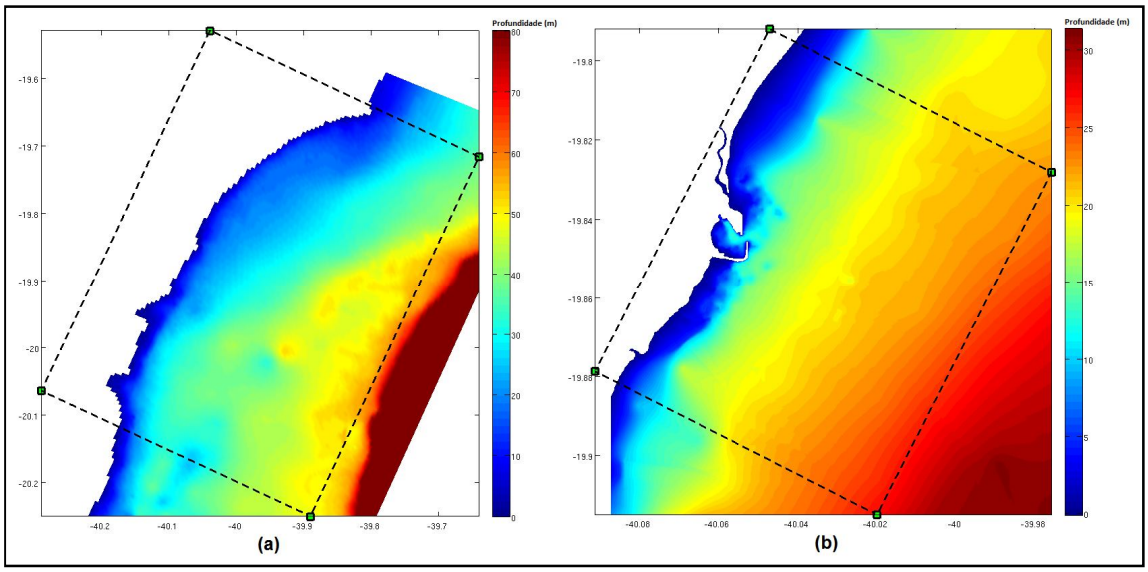

Figura 13: Domínios utilizados no modelo SWAN. (a) Domínio BARRA; (b) Domínio BARRA_FINE.

Na Tabela 2 são apresentadas as características dos domínios utilizados no modelo SWAN.

Tabela 2: Características dos domínios utilizados no modelo SWAN.

Domínios SWAN	Latitude inicial – final	Longitude inicial – final	Resolução	Pontos de grade
BARRA	-19.53 - -20.25	-40.29 - -39.64	0,01°	45 x 60
BARRA_FINE	-19.79 - -19.91	-40.09 - -39.98	0,0025°	33 x 40

O domínio BARRA foi aninhado ao domínio ESPÍRITO SANTO do modelo WAVEWATCH III, do qual recebeu o espectro de energia como condição de

contorno. Em seguida, o domínio BARRA gerou as condições de contorno para o domínio BARRA_FINE.

O modelo foi utilizado no modo padrão (*default*), sendo para os dois domínios considerados os termos fontes para as interações não-lineares triplas (ELDEBERKY, 1996), difração (HOLTHUIJSEN *et al*., 2003), dissipação por *whitecapping* (KOMEN *et al*., 1984), fricção com o fundo (HASSELMANN *et al*., 1973) e quebra de onda induzida pela profundidade (BATTJES & JANSSEN, 1978).

O passo de integração no tempo para os domínios do SWAN respeitou uma relação de 30s para um espaçamento de grade, em ambas as direções, de 100m, como utilizado em Piumbini (2009).

A resolução espacial da grade espectral para os dois domínios foi de 15° com 24 direções e uma faixa de frequência que varia entre 0,04 a 1,00 Hz, com 16 subdivisões em uma escala logarítmica.

As grades computacionais dos domínios utilizados no SWAN foram confeccionadas a partir de digitalização e interpolação de dados de cartas náuticas produzidas pela Marinha do Brasil (Diretoria de Hidrografia e Navegação do Brasil – DHN). Para o domínio BARRA foi utilizada a carta náutica nº 1402, com escala 1:150 000, que se estende do pontal de Regência até a ponta do UBU. Já para o domínio BARRA_FINE foram acrescentados dados da carta náutica nº 142002, que abrange a área do Terminal de Barra do Riacho, com escala de 1: 15 000, para o aumento da resolução espacial.

6.2 VERIFICAÇÃO DOS RESULTADOS

Com objetivo de verificar os resultados obtidos pelo sistema de modelos foram utilizados dados do Portocel medidos em 2008 por correntógrafo localizado em 19°50'57.74"S (-19.849372 em graus decimais) e 40°02'44.89"W (-40.045803 em

graus decimais), apresentado na Figura 14, para os quais foram realizadas análises estatísticas de correlação com os resultados obtidos.

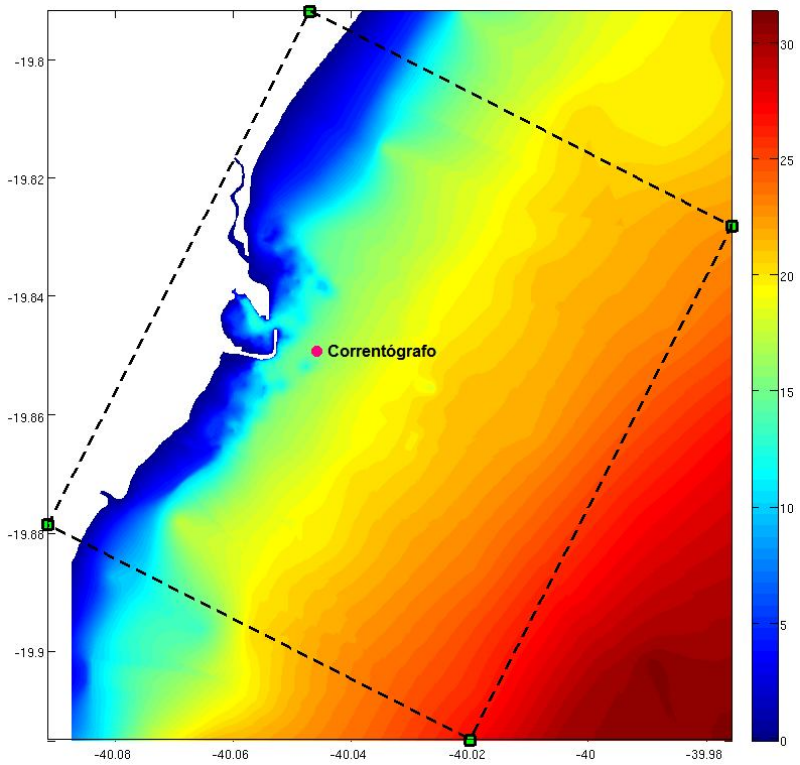

Figura 14: Localização do correntógrafo do Portocel.

É importante destacar que o correntógrafo fornece apenas uma estimativa das características das ondas através de medições indiretas, o que pode ocasionar erros de medição.

Foi fornecido aos domínios do modelo SWAN um ponto de saída do espectro de energia das ondas com as mesmas coordenadas de alocação do ondógrafo, que permitiu a verificação dos resultados.

Para essa análise foram utilizados os parâmetros estatísticos coeficiente de correlação de Pearson (r), Viés (Bias), erro médio quadrático (*roots mean square error* – RMSE) e índice de espalhamento (*scatter index* – SI), como segue:

$$r = \frac{\sum_{i=1}^{n}(x_i-\bar{x})(y_i-\bar{y})}{\sqrt{\left(\sum_{i=1}^{n}(x_i-\bar{x})^2 \sum_{i=1}^{n}(y_i-\bar{y})^2\right)}} \quad (19)$$

$$\text{Viés} = \frac{\sum_{i=1}^{n}(x_i-y_i)}{n} \quad (20)$$

$$\text{RMSE} = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^{n}(x_i-y_i)^2}{n}} \quad (21)$$

$$\text{SI} = \frac{RMSE}{\bar{x}} \quad (22)$$

onde x é o valor observado, y é o valor obtido na simulação, $\bar{x}$ e $\bar{y}$ são as respectivas médias e n é o número de observações.

O r permite analisar o quanto os valores modelados se aproximam dos valores medidos, permitindo a classificação da correlação como forte (r > 0,7), moderada (0,30 < r < 0,7) ou fraca (r < 0,30), podendo seu valor variar de -1 a 1.

O cálculo do Viés mostra a diferença entre o valor medido e o modelado. O RMSE é utilizado para avaliar a precisão dos resultados e indica a magnitude do erro dos valores modelados em relação aos valores medidos. O SI indica o erro percentual do sistema em função dos valores médios, pois este é normalizado pela média dos valores observados.

6.3 ANÁLISE DAS CARACTERÍSTICAS SAZONAIS DAS ONDAS

Depois de validar o sistema de modelos de ondas foi realizada a análise das características sazonais das ondas a partir da discussão de valores de altura significativa Hs, período médio Tm e direção média θm das ondas.

7. RESULTADOS E DISCUSSÃO

7.1 VALIDAÇÃO DO SISTEMA DE MODELOS

Foi realizada a validação do sistema de modelos utilizando os resultados de altura significativa (Hs), período médio (Tm) e direção média (θm) das ondas do último domínio, BARRA_FINE. O período utilizado para a validação do sistema de modelos corresponde a 28 de outubro a 28 de novembro do ano de 2008, iniciando às 12 horas do GMT, que coincide com o período de dados medidos.

7.1.2 Altura Significativa

Na Figura 15 são apresentadas as séries temporais de altura significativa (Hs) medida pelo ondógrafo e modelada pelo sistema de modelos.

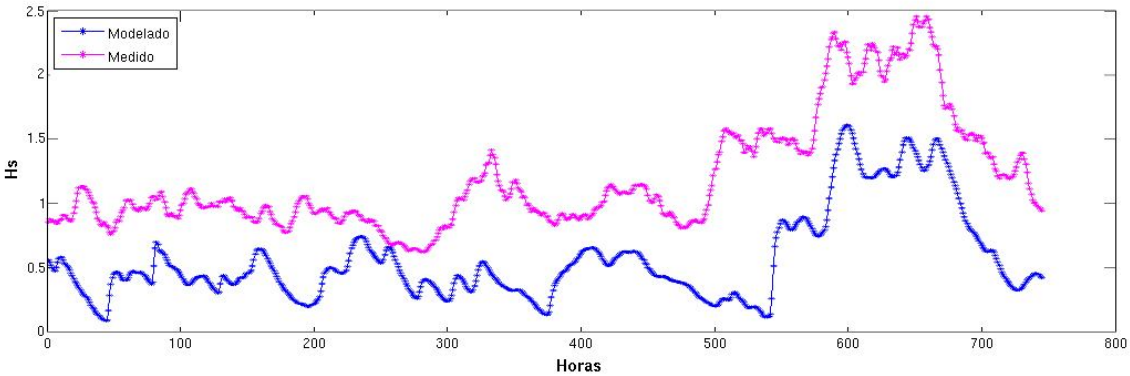

Figura 15: Séries temporais de Hs medida (rosa) e modelada (azul). A hora zero refere-se às 13 horas GMT do dia 28 de outubro de 2008.

De forma geral, o sistema de modelos é capaz de reproduzir qualitativamente o comportamento da Hs, o que pode ser verificado no padrão das séries temporais. No entanto, ocorre uma constante subestimação em relação aos valores medidos.

Isto é reportado em outros estudos que utilizam o modelo SWAN e pode estar relacionado com a formulação utilizada para a dissipação por *whitecapping* com a formulação de Komen *et al*. (1984), utilizada neste trabalho, a qual pode subestimar o pico de Hs em até 1 metro (LEE *et al*., 2010).

Também é possível verificar estes aspectos através da análise estatística da Hs (Tabela 3).

Tabela 3: Parâmetros estatísticos para a altura significativa (Hs).

Grade	**RMSE (m)**	**SI (%)**	**Viés (m)**	**r**
BARRA_FINE	0,68	57	-0,63	0,80

O RMSE quantifica a margem de erro entre os dados medidos e os modelados como 0,68m, que representa um valor adequado quando comparado aos valores encontrados em outros estudos realizados com modelos espectrais como o valor de

1,16m apresentado em Guedes Soares *et al*. (2004), o valor de 0,58m encontrado em Sansana Silva *et al*. (2011), o valor de 0,7m de Rusu *et al*. (2008a), o valor de 0,51m apresentado em Padilha-Hernandez *et al*. (2007) e o valor de 0,55m relatado em Alves *et al*. (2009) .

O valor negativo do Viés de -0,63 demonstra a tendência do sistema de modelos subestimar a Hs, como relatado também por diversos autores (GUEDES SOARES *et al*., 2004; SANSANA SILVA *et al*., 2011; CAPITÃO & FORTES, 2011; ALVES *et al*., 2009).

Observando o valor do r de 0,80 é possível confirmar a boa representação do comportamento qualitativo da Hs, com os valores apresentando forte correlação, além de representar uma correlação próxima a encontradas em outros estudos como o de Alves *et al*. (2009), de 0,75 e 0,79.

Já o valor de SI, de 57%, indica uma considerável variação dos valores modelados em relação a média dos valores observados, entretanto, apresenta-se congruente com os valores apresentados e outros estudos que utilizaram o modelo SWAN, como em Gorman *et al*. (2003), em que encontraram o valor de 51%.

7.1.3 Período Médio

Na Figura 16 são apresentadas as séries temporais do período médio (Tm) medido pelo ondógrafo e modelado pelo sistema de modelos.

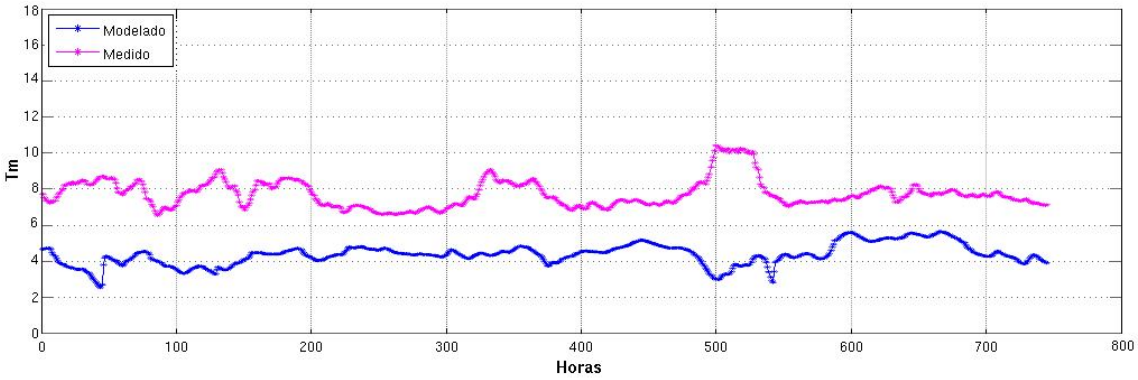

Figura 16: Séries temporais de Tm medido (rosa) e modelado (azul). A hora zero refere-se às 13 horas GMT do dia 28 de outubro de 2008.

Observando as séries temporais é identificada também a frequente subestimação do Tm modelado em relação ao medido, como verificado também em outros estudos que utilizaram sistema de modelos. De forma análoga a Hs, essa subestimação pode estar associada a formulação para dissipação por *whitecapping* utilizada neste trabalho (LEE *et al*., 2010).

A Tabela 4 apresenta os resultados para os parâmetros estatísticos analisados.

Tabela 4: Parâmetros estatísticos para o período médio (Tm).

Grade	**RMSE (s)**	**SI (%)**	**Viés (s)**	**r**
BARRA_FINE	3,53	45	-3,36	-0,30

O RMSE de 3,53s apresenta um erro razoável entre os valores medidos e os modelados, o qual se aproxima da faixa de valores encontrados na literatura com utilização de modelos espectrais, como em Rusu *et al*. (2008a), em que relataram o valor de 2,03s, em Alves *et al*. (2009), no qual encontraram valores de até 2,27s e em Gorman *et al*. (2003) com valores de até 1,66s.

O valor negativo do Viés de -3,36s representa que os valores modelados são, de forma geral, menores que os valores medidos. Não foi encontrado um padrão para esta característica em outros trabalhos, visto que hora os resultados são superestimados hora subestimados (ALVES *et al*., 2009; GORMAN *et al*., 2003). O percentual de erro medido pelo SI é de 45%, o qual se aproxima do SI apresentado na literatura, como em Gorman *et al*. (2003), o qual foi de até 30%.

Analisando o valor do r de -0,30 não há concordância entre as séries, entretanto, Booij *et al*. (1999) afirma que os índices de correlação linear avaliados isoladamente não são suficientes para atestar a eficiência de um modelo numérico. Quando observamos o RMSE encontramos um melhor desempenho do modelo.

7.1.4 Direção Média

Na Figura 17 são apresentadas as séries temporais de direção média (θm) medida pelo ondógrafo e modelada pelo sistema de modelos em referencial cartesiano.

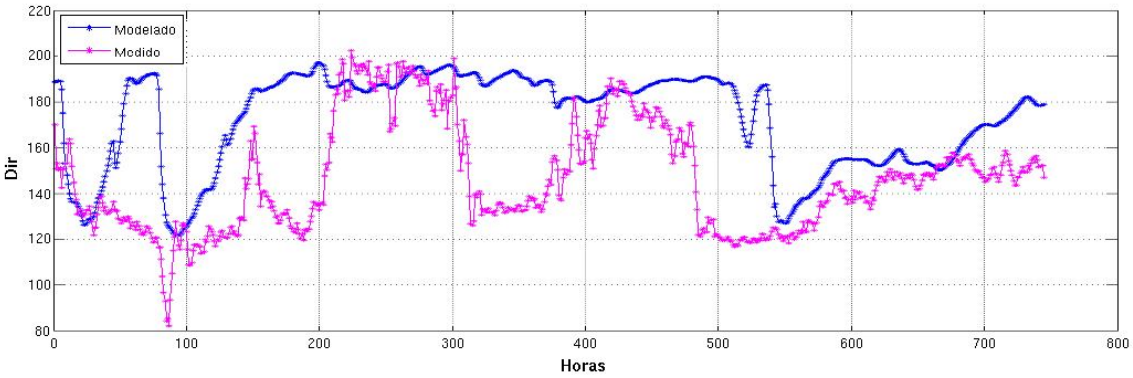

Figura 17: Séries temporais de direção média (θm) medida (rosa) e modelada (azul) em referencial cartesiano. A hora zero refere-se às 13 horas GMT do dia 28 de outubro de 2008.

As séries temporais demonstram uma frequente superestimação da θm modelada em relação a medida, em referencial cartesiano, o que representaria uma subestimação adotando-se o referencial náutico. Analisando outros estudos que utilizaram sistemas de modelos, não foi observado um padrão para esta característica, que podem ser tanto subestimada (PIRES-SILVA *et al*., 2002) quanto superestimada (BOOIJ *et al*., 1999).

Esta característica deve ser interpretada de forma cautelosa, pois o erro encontrado pode representar uma indicação errônea do quadrante de proveniência das ondas, visto que em certos períodos as ondas provenientes de E-SE (90° a 112,5°) são modeladas como ondas provenientes de E-NE (67,5º a 90º).

Alves *et al*. (2009) ressalta que alguns eventos atmosféricos de maior intensidade podem não ser capturados pelo sistema de modelos devido a resolução das forçantes atmosféricas utilizadas no modelo WAVEWATCH III, o que pode explicar as maiores divergências entre os resultados modelados e medidos aproximadamente nos intervalos de 150 a 200 horas, 300 a 400 horas e 490 a 550 horas. Nestes intervalos de tempo, ondas provenientes de SE foram modeladas como ondas provenientes de NE.

Na Tabela 5 são apresentados os resultados para os parâmetros estatísticos analisados.

Tabela 5: Parâmetros estatísticos para a direção média (θm).

Grade	**RMSE (º)**	**SI (%)**	**Viés (º)**	**r**
BARRA_FINE	34,97	23	26,02	0,45

O valor de RMSE de 34,97° representa um erro aceitável quando comparado com os valores encontrados em outros estudos, como o valor de 30,30º apresentando em Rusu *et al*. (2008a) e 41,78º em Rusu *et al*. (2008b).

O SI é de 23% e o valor do Viés positivo indica que os valores modelados são predominantemente maiores do que os valores medidos.

O valor de r de 0,45 está congruente com os valores apresentados em outros estudos, como o valor de 0,47 encontrado por Rusu *et al*. (2008b).

7.2 CARACTERÍSTICAS SAZONAIS DAS ONDAS

7.2.1 Características das ondas no verão

A Figura 18 apresenta a classe predominante de Hs modelada para o verão de 2008, a qual está representada por alturas de até 0,5m com 84% das ocorrências. Observando as distribuições conjuntas na Figura 21 é possível inferir que estas alturas estão associadas predominantemente a ondas de Tm entre 3,5s e 4,5s, onde são verificados dois estados de mar caracterizados pelos núcleos de maior concentração observados, e de θm em torno de 80º (E-NE).

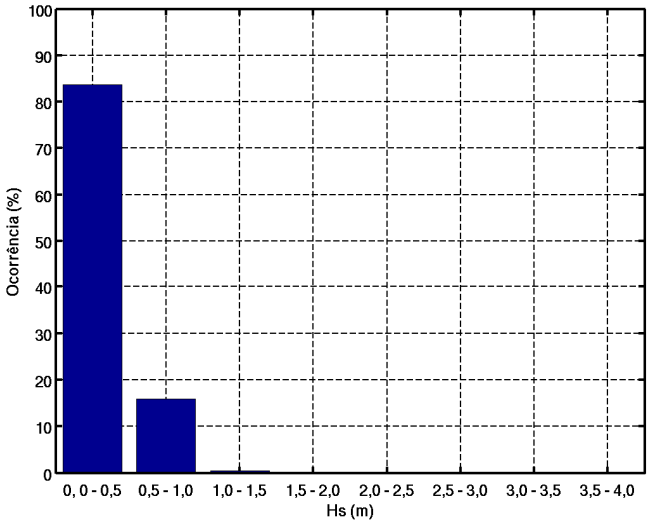

Figura 18: Ocorrência da altura significativa (Hs) das ondas no verão.

Essas relações podem ser observadas também no histograma da Figura 19, em que as classes de maior ocorrência são representadas por ondas de Tm de 3s a 4s (42% das ocorrências) e 4s a 5s (50% das ocorrências) e no histograma da Figura 20, em que a classe de maior ocorrência de θm se refere a ondas provenientes de E-NE (45 a 90°).

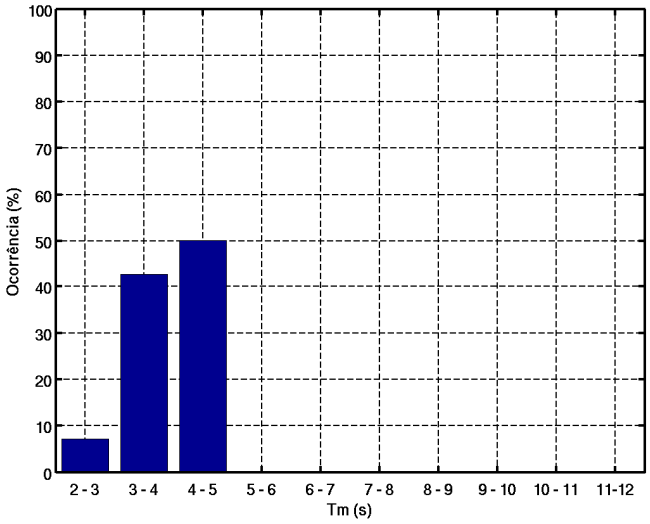

Figura 19: Ocorrência do período médio (Tm) das ondas no verão.

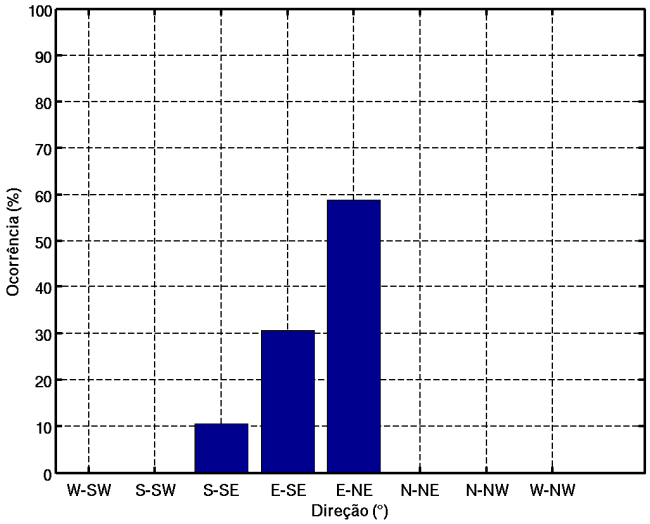

Figura 20: Ocorrência da direção média (θm) de proveniência das ondas no verão.

Analisando a distribuição conjunta de Tm e θm na Figura 21, é possível identificar um estado de mar bem definido com Tm entre 3,5s e 4,0s, o qual é caracterizado por ondas provenientes de E-NE.

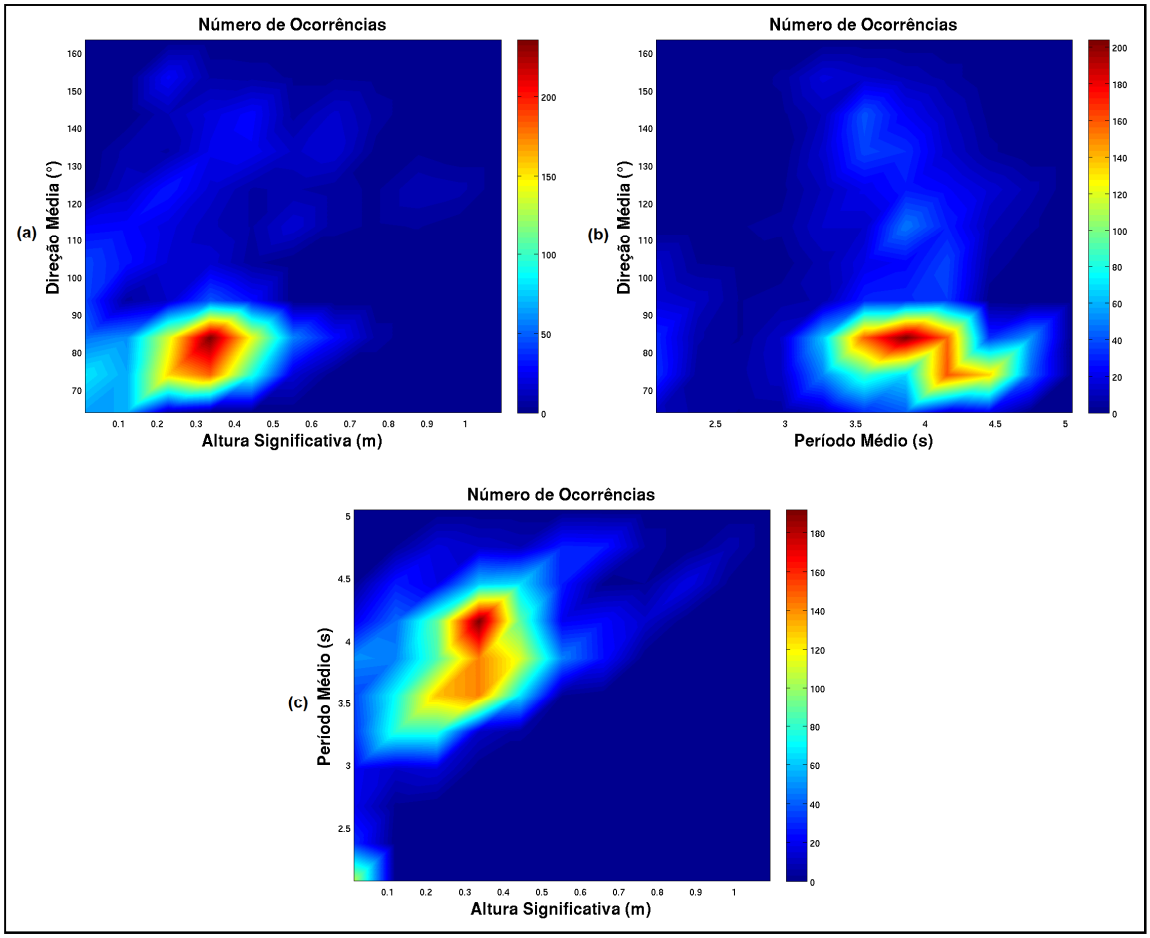

Figura 21: Distribuição conjunta das características das ondas no verão: altura significativa (Hs), período médio (Tm) e direção média (θm). (a) Altura significativa e direção média; (b) Período médio e direção média; (c) Altura significativa e período médio.

A Tabela 6 apresenta medidas estatísticas para as características das ondas no verão. A média e a mediana de Hs é de 0,35m, indicando que o conjunto de valores é razoavelmente simétrico a posição central. O valor mínimo de Hs é de 0,10m e o máximo é de 1,09m. O 95º percentil indica que 95% dos valores de Hs são menores que 0,58m.

A média e mediana do Tm também são próximas, sendo, respectivamente, 3,93s e 4,00s. O valor mínimo do Tm é de 2,07s e o máximo é de 5,04s. O 95° percentil indica que 95% dos valores obtidos estão abaixo de 4,57s.

Para a θm, a média e a mediana foram, respectivamente, 96,29º e 87,70°. O valor mínimo foi de 2,07º (N-NE) e o valor máximo foi de 163,50º (S-SE). O 95º percentil indica de 95% das ocorrências são de ondas provenientes de direções menores do que 145,74º (S-SE).

Tabela 6: Média, mediana, valor mínimo, valor máximo e 95° percentil de altura significativa, período médio e direção média (proveniência) das ondas no verão.

Característica	**Média**	**Mediana**	**Mínimo**	**Máximo**	**95º percentil**
Altura significativa (m)	0,35	0,35	0,10	1,09	0,58
Período médio (s)	3,92	4,00	2,07	5,04	4,57
Direção média (°)	96,29	87,70	63.91	163,50	145,74

7.2.2 Características das ondas no outono

Na Figura 22 é apresentada a classe predominante de Hs modelada para o outono de 2008, sendo representada por alturas de até 0,5m com 72% das ocorrências. A partir das distribuições conjuntas (Figura 25) é possível inferir que estas alturas estão associadas predominantemente a ondas de Tm de 3,5s a 4s. Já a θm apresenta duas maiores concentrações, uma em torno de 80º (E-NE) e outra em torno de 95º (E-SE).

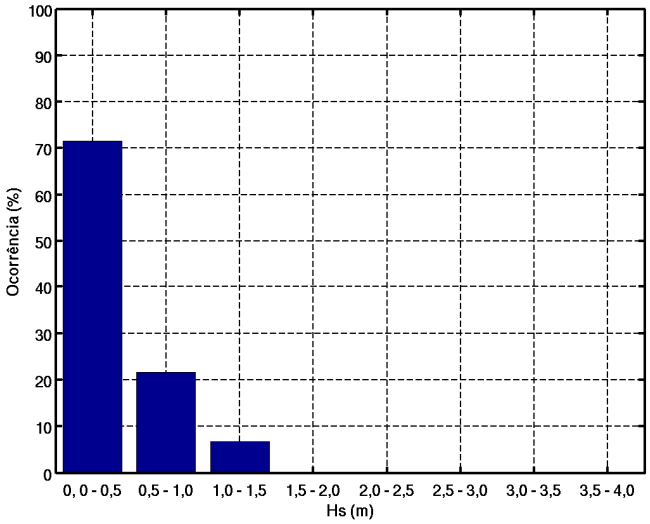

Figura 22: Ocorrência da altura significativa (Hs) das ondas no outono.

Observamos estas características também nos histogramas das Figuras 23 e 24, já que as classes de Tm predominantes são de 3s a 4s (35% das ocorrências) e 4s a 5s (51% das ocorrências), e as classes de θm predominantes são representadas por ondas provenientes de E-SE (90 a 112,5º), com 53% das ocorrências e E-NE (45 a 90º) com 32% das ocorrências.

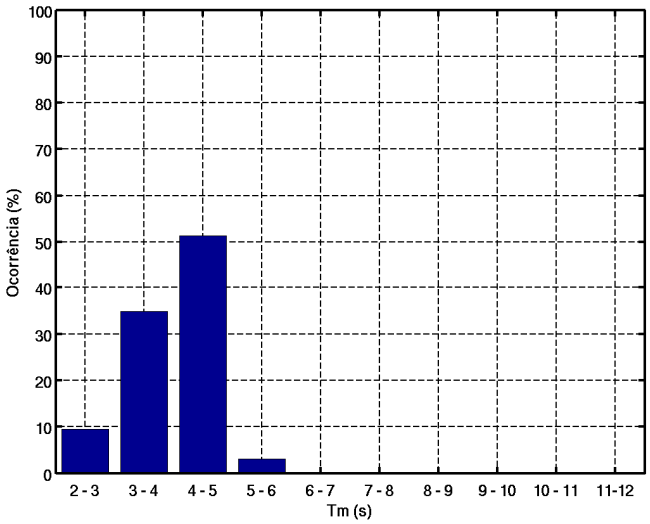

Figura 23: Ocorrência do período médio (Tm) das ondas no outono.

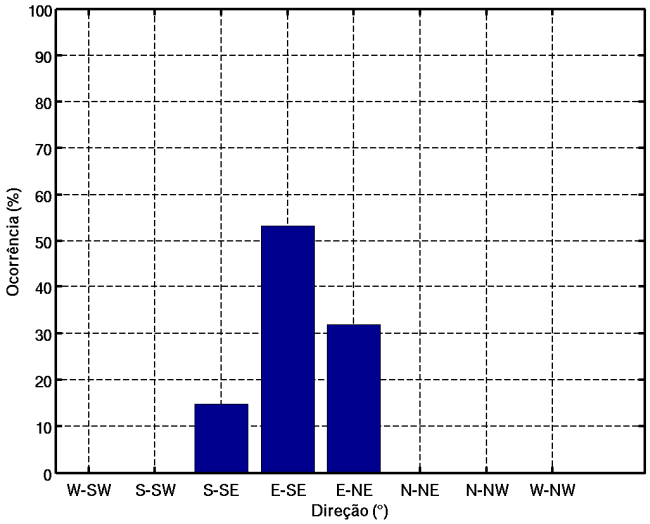

Figura 24: Ocorrência da direção média (θm) de proveniência das ondas no outono.

Através da distribuição conjunta do Tm e θm (Figura 25) é possível identificar estes dois estados de mar, pois para valores de Tm próximos a 3,7s encontramos a θm entre 70º e 80º (E-NE) e para valores de Tm próximos a 4,2s encontramos a θm entre 90º e 100º (E-SE).

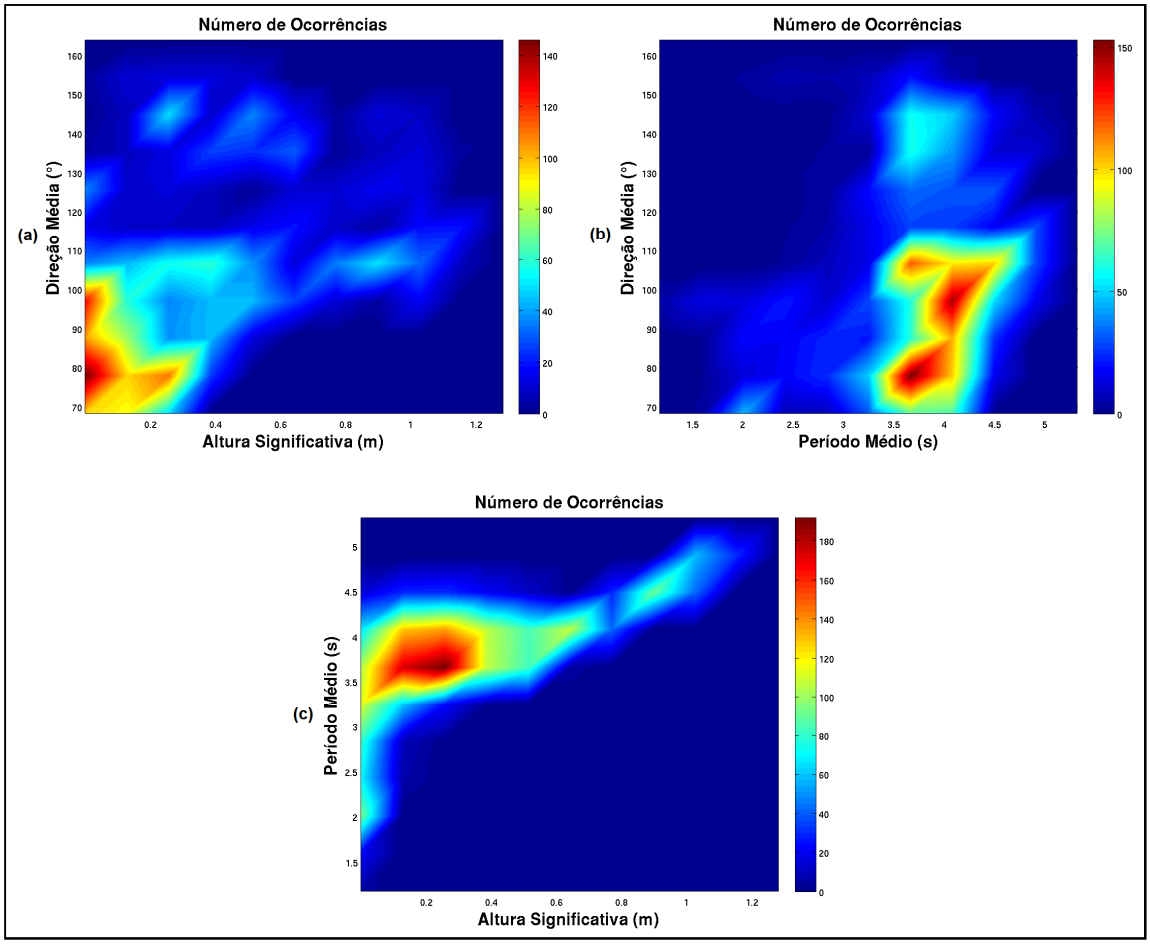

Figura 25: Distribuição conjunta das características das ondas no outono: altura significativa (Hs), período médio (Tm) e direção média (θm). (a) Altura significativa e direção média; (b) Período médio e direção média; (c) Altura significativa e período médio.

Na Tabela 7 são apresentadas as medidas estatísticas para as características das ondas no outono. A média e a mediana de Hs são respectivamente 0,37m e 0,28m. O valor mínimo de Hs é de 0,05m e o máximo é de 1,28m. O 95º percentil indica que 95% dos valores de Hs são menores que 0,90m.

A média e mediana do Tm são respectivamente 3,94s e 4,94s. O valor mínimo do Tm é de 1,18s e o máximo é de 5,32s. O 95° percentil indica que 95% dos valores obtidos estão abaixo de 4,67s.

A média e a mediana da θm foram respectivamente 105,06º e 102,21°. O valor mínimo foi de 68,38º (E-NE) e o valor máximo foi de 163,92º (S-SE). O 95º percentil indica de 95% das ocorrências são de ondas provenientes de direções menores do que 150,41º (S-SE).

Tabela 7: Média, mediana, valor mínimo, valor máximo e 95° percentil de altura significativa, período médio e direção média (proveniência) das ondas no outono.

Característica	**Média**	**Mediana**	**Mínimo**	**Máximo**	**95º percentil**
Altura significativa (m)	0,37	0,28	0,05	1,28	0,90
Período médio (s)	3,94	4,04	1,18	5,32	4,67
Direção média (°)	105,06	102,21	68,38	163,92	150,41

7.2.3 Características das ondas no inverno

Na Figura 26 observamos a classe predominante de Hs modelada para o inverno de 2008, a qual está representada por alturas de até 0,5m com 61% das ocorrências. Através das distribuições conjuntas (Figura 29) é possível inferir que estas alturas estão associadas predominantemente a ondas de Tm de 3,5s a 4s com θm em torno de 80º (E-NE).

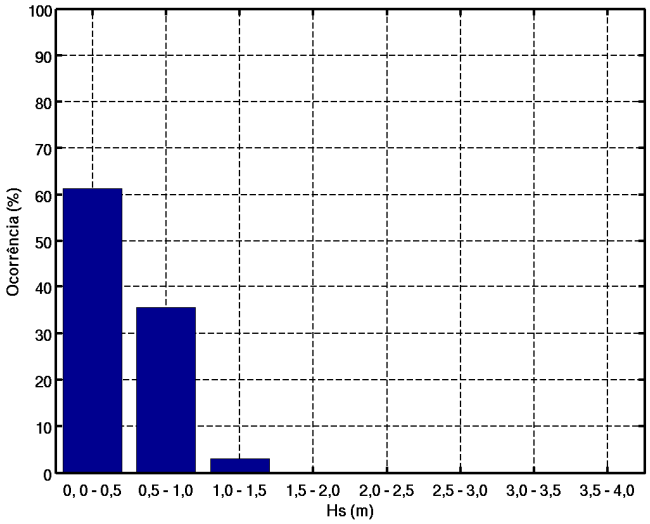

Figura 26: Ocorrência da altura significativa (Hs) das ondas no inverno.

Na Figura 27 observamos que as classes de maior ocorrência de Hs são representadas por ondas de Tm entre 3s e 4s (42% das ocorrências) e entre 4s e 5s (53% das ocorrências), e no histograma da Figura 28 as classes de θm predominantes são representadas por ondas provenientes de E-SE (90 a 112,5º), com 50% das ocorrências e E-NE (45 a 90º) com 36% das ocorrências.

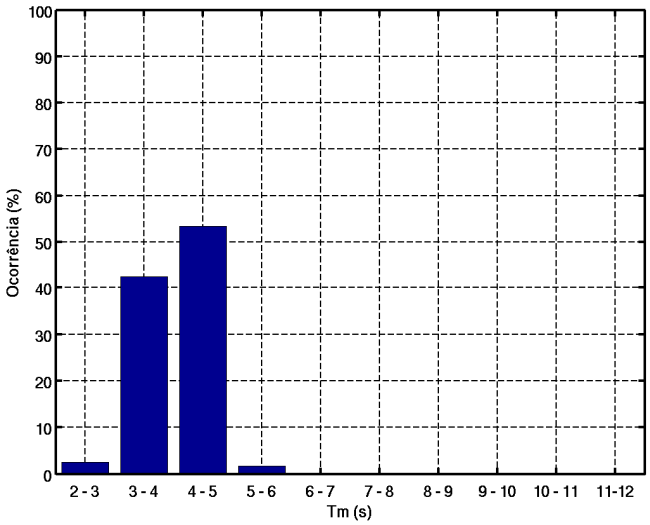

Figura 27: Ocorrência do período médio (Tm) das ondas no inverno.

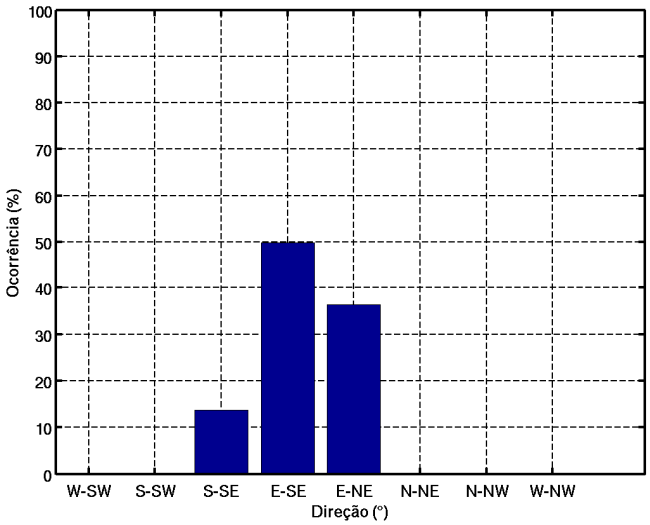

Figura 28: Ocorrência da direção média (θm) de proveniência das ondas no inverno.

Nas distribuições conjuntas (Figura 29) é identificado um estado de mar representado pelos núcleos bem definidos, em que as ondas de Tm entre 3,4s e 4,0s são caracterizadas por ondas provenientes de E-NE, com Hs de aproximadamente 0,38m.

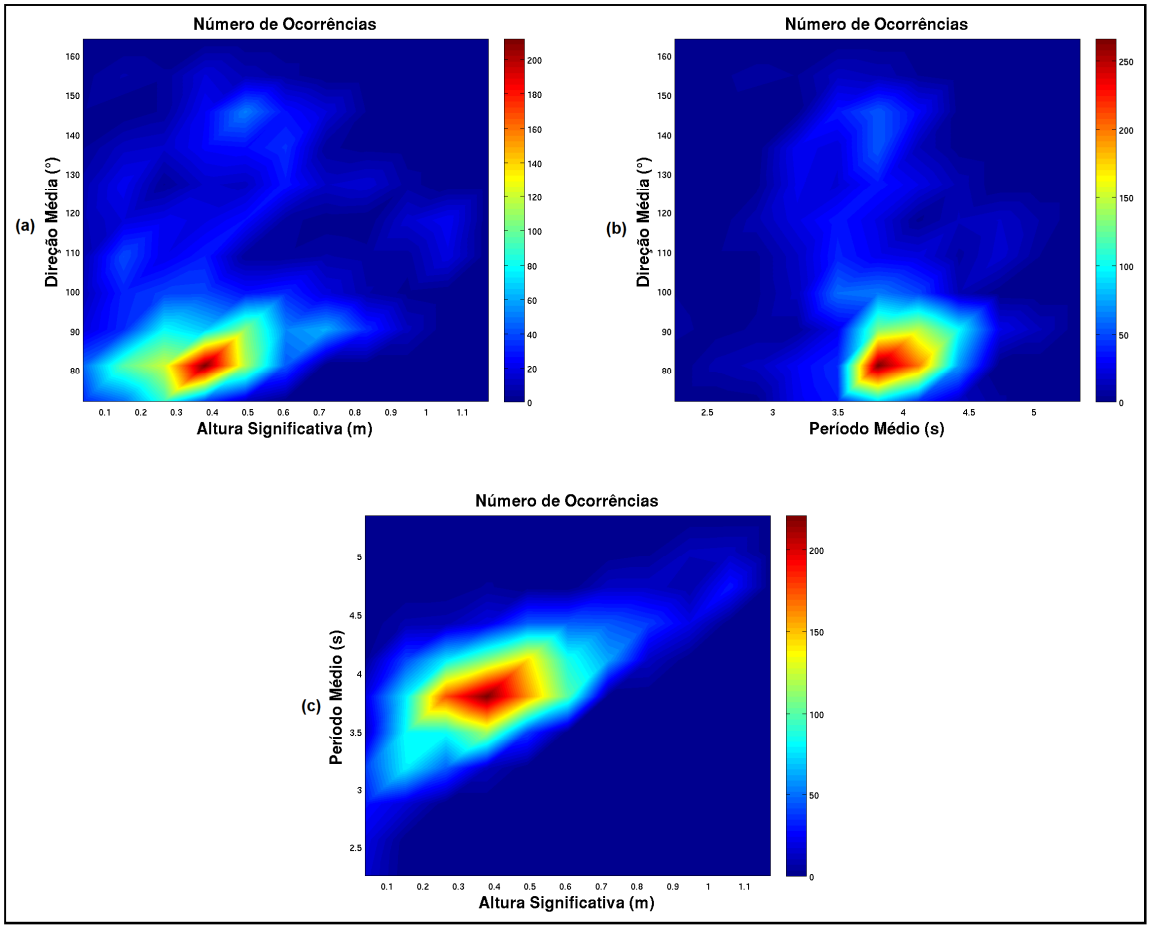

Figura 29: Distribuição conjunta das características das ondas no inverno: altura significativa (Hs), período médio (Tm) e direção média (θm). (a) Altura significativa e direção média; (b) Período médio e direção média; (c) Altura significativa e período médio.

Na Tabela 8 são apresentadas as medidas estatísticas para as características das ondas no inverno. A média e a mediana de Hs são, respectivamente, 0,46m e 0,44m. O valor mínimo de Hs é de 0,06m e o máximo é de 1,17m. O 95º percentil indica que 95% dos valores de Hs são menores que 0,76m.

A média e mediana do Tm são, respectivamente, 4,01s e 4,04s. O valor mínimo do Tm é de 2,25s e o máximo é de 5,35s. O 95° percentil indica que 95% dos valores obtidos estão abaixo de 4,51s.

Para a θm, a média e a mediana foram respectivamente 103,43º e 94,20°. O valor mínimo foi de 71,87º (E-NE) e o valor máximo foi de 164,22º (S-SE). O 95º percentil indica de 95% das ocorrências são de ondas provenientes de direções menores do que 150,62º (S-SE).

Tabela 8: Média, mediana, valor mínimo, valor máximo e 95° percentil de altura significativa, período médio e direção média (proveniência) das ondas no inverno.

Característica	**Média**	**Mediana**	**Mínimo**	**Máximo**	**95º percentil**
Altura significativa (m)	0,46	0,44	0,06	1,17	0,76
Período médio (s)	4,01	4,04	2,25	5,35	4,51
Direção média (°)	103,43	94,20	71,87	164,22	150,62

7.2.4 Características das ondas na primavera

Na Figura 30 são apresentadas duas classes predominantes de Hs modelada para a primavera de 2008, as quais são representadas por alturas de 0,0m a 0,5m (50% das ocorrências) e de 0,5 a 1,0m (40% das ocorrências). A partir das distribuições conjuntas apresentadas na Figura 33 é possível observar que estas alturas estão associadas predominantemente a ondas de Tm em torno de 4s e θm em torno de 80º (E-NE).

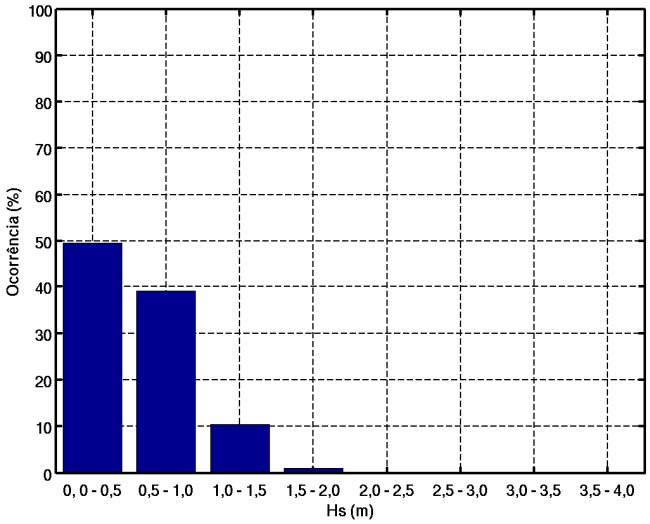

Figura 30: Ocorrência da altura significativa (Hs) das ondas na primavera.

Também é possível observar isso analisando os histogramas das Figuras 31 e 32, já que a classe de Tm predominante é de 4s a 5s (66% das ocorrências) e as classes de θm predominantes são representadas por ondas provenientes de E-SE, com 46% das ocorrências, e E-NE com 47% das ocorrências.

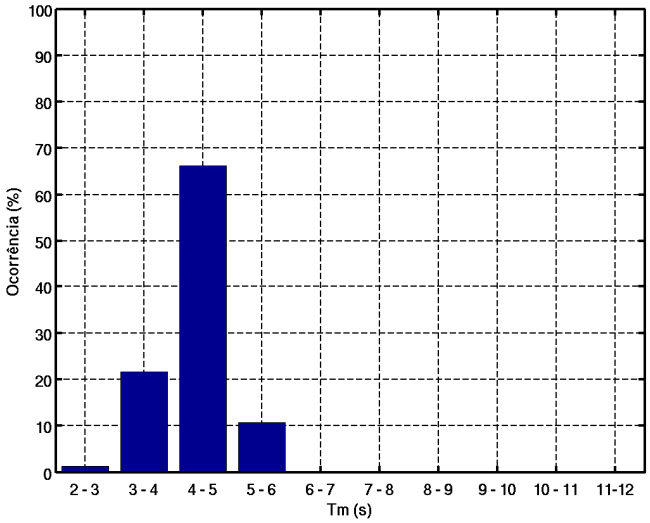

Figura 31: Ocorrência do período médio (Tm) das ondas na primavera.

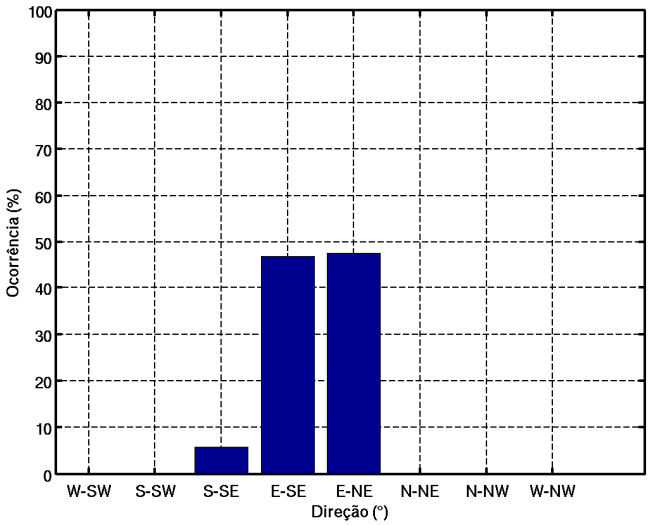

Figura 32: Ocorrência da direção média (θm) de proveniência das ondas na primavera.

A distribuição conjunta do Tm e da θm demonstra que as ondas provenientes de E-NE são caracterizadas por Tm em torno de 4s, sendo este o estado de mar predominante, com Hs de aproximadamente 0,4m. Já as ondas provenientes de E-SE são caracterizadas por Tm em torno de 5s.

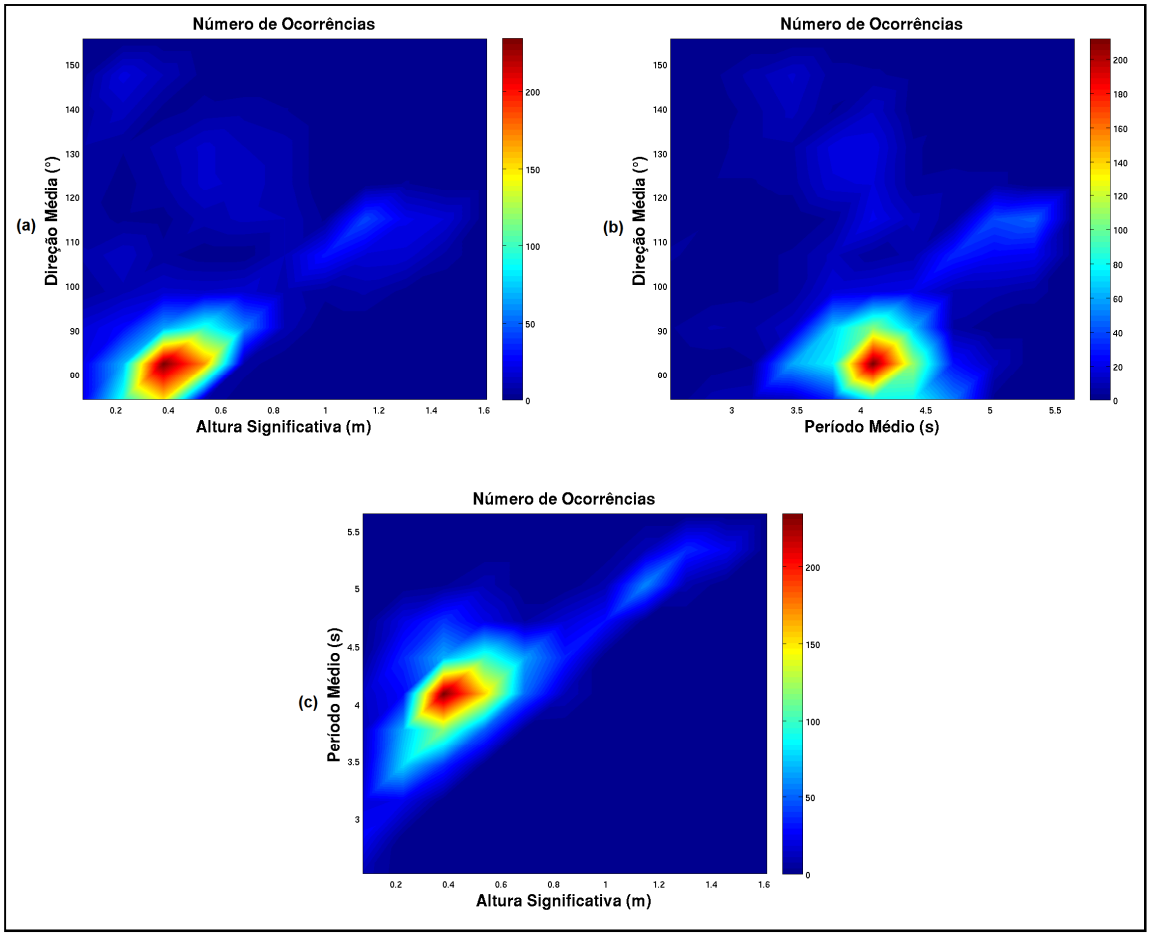

Figura 33: Distribuição conjunta das características das ondas na primavera: altura significativa (Hs), período médio (Tm) e direção média (θm). (a) Altura significativa e direção média; (b) Período médio e direção média; (c) Altura significativa e período médio.

A Tabela 9 apresenta medidas estatísticas para as características das ondas na primavera. A média e a mediana de Hs são respectivamente 0,58m e 0,50m. O valor mínimo de Hs é de 0,14m e o máximo é de 1,61m. O 95º percentil indica que 95% dos valores de Hs são menores que 1,05m.

A média e mediana do Tm são respectivamente 4,31s e 4,28s. O valor mínimo do Tm é de 2,53s e o máximo é de 5,65s. O 95° percentil indica que 95% dos valores obtidos estão abaixo de 5,07s.

A média e a mediana da θm são, respectivamente, 97,95º e 90,70°. O valor mínimo é de 74,29º (E-NE) e o valor máximo é de 155,70º (S-SE). O 95º percentil indica que 95% das ocorrências são de ondas provenientes de direções menores do que 137,57º (S-SE).

Tabela 9: Média, mediana, valor mínimo, valor máximo e 95° percentil de altura significativa, período médio e direção média (proveniência) das ondas na primavera.

Característica	**Média**	**Mediana**	**Mínimo**	**Máximo**	**95º percentil**
Altura significativa (m)	0,58	0,50	0,14	1,61	1,05
Período médio (s)	4,31	4,28	2,53	5,65	5,07
Direção média (°)	97,95	90,70	74,29	155,70	137,57

7.2.5 Discussão da caracterização sazonal

Não ocorreu grande variação sazonal das características predominantes das ondas. As alturas significativas mais ocorrentes para todas as estações variaram de 0,2m a 0,4m, os valores de período médio predominantes foram entre 3,7s e 4,2s e as direções médias predominantes foram caracterizadas por ondas provenientes de E-NE e E-SE.

É importante destacar que as alturas significativas encontradas neste estudo demonstraram uma boa representação qualitativa do padrão de ondas encontrado na região adjacente ao porto de Barra do Riacho, entretanto, quantitativamente ocorre uma diferença entre valores modelados e medidos, congruente com os erros encontrados na literatura. Esta diferença pode ser diminuída através da calibração do sistema de modelos para a região de estudo ou um ajuste dos resultados. Dessa forma, devem ser considerados estes desvios na caracterização sazonal das ondas, em que a altura significativa foi frequentemente subestimada. De forma análoga devem ser analisados o período médio das ondas e a direção média das ondas.

Piumbini (2009) realizou o estudo da climatologia sazonal das ondas na região adjacente ao estado do Espírito Santo, relatando que para o outono, inverno e primavera as ondas de SE foram predominantes, já para o verão, as ondas de NE tiveram maior ocorrência, o que está em concordância com os resultados aqui encontrados, com exceção da primavera, em que as ocorrências de ondas de NE e SE foram próximas. Isto pode ser explicado pelos diferentes períodos analisados, já que a direção é fortemente influenciada pelo tipo de fenômeno meteorológico que as formam (HOLTHUIJSEN, 2007).

Em relação a predominância das ondas provenientes de SE, deve-se considerar também que o padrão de ventos do ano de 2008 sofreu forte influência do fenômeno El-Niño-Oscilação Sul (ENSO), em fase de La Niña. Nobre e Shukla (1996) analisaram o desenvolvimento de padrões anômalos da temperatura da superfície do mar no Oceano Atlântico Tropical e relataram que períodos de temperatura da superfície do oceano mais quentes, como períodos de La Niña, estão associados ao enfraquecimento do Anticiclone Subtropical do Atlântico Sul (ASAS), responsável pela formação dos ventos de NE, diminuindo também ocorrência de ondas provenientes deste quadrante. Este comportamento está relacionado com anomalias negativas de pressão formadas no Oceano Atlântico Sul durante os eventos de La Niña (WHEELER, 2008).

8. CONCLUSÃO

- O sistema de modelos composto pelo modelo WAVEWATCH III e o modelo SWAN reconstituiu satisfatoriamente as características qualitativas das ondas, com melhor desempenho para altura significativa;
- No entanto, para a obtenção de melhores resultados recomenda-se mais estudos sobre a calibração do sistema de modelos;
- As características das ondas na região adjacente ao porto de Barra do Riacho, Aracruz-ES, para o ano de 2008 foram predominantemente representadas por ondas de altura significativa de até 0,5m, com período

médio em torno de 3,5 a 4s, provenientes de SE, com exceção do verão, em que a predominância foi de ondas de NE.

9. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ALVES, J. H. G. M.; RIBEIRO, E. O.; MATHESON, G. S. G.; LIMA, J. A. M.; RIBEIRO, C. E. P. **Reconstituição do clima de ondas no sul-sudeste brasileiro entre 1997 e 2005**. Revista Brasileira de Geofísica, v. 27(3), p. 427-445, 2009.

ANTAQ (Agência Nacional de Transportes Aquaviários). **Porto de Barra do Riacho**. Disponível em: <http://www.antaq.gov.br/portal/pdf/Portos/BarraRiacho.pdf>. Acesso em: 7 mai. 2011.

ATLAS EÓLICO DO ESPÍRITO SANTO. Disponível em: <http://www.aspe.es.gov.br>. Acesso em: 12 jun. 2011.

AYOADE, J. O. **Introdução à climatologia para os trópicos**. Rio de Janeiro, RJ. Bertrand Brasil. 2ª ed. 1988.

BANNER, M. L.; PEREGRINE, D. H. **Wave breaking in deep water**. Rev. Fluid Mech., v. 22, p. 373-397. 1993.

BEJI, S. e J.A. BATTJES. **Experimental investigation of wave propagation over a bar**, *Coastal Engineering*, 19, 151-162, 1993.

BOOIJ, N.; RIS, R. C.; HOLTHUIJSEN, L. H. **A third-generation wave model for coastal regions, Part I: Model description and validation**, J.Geoph.Research, v. 104, n. C4, p. 7649-7666. 1999.

CAPITÃO, R. & FORTES, C. **Análise comparativa entre estimativas do modelo SWAN e medições de agitação marítima efectuadas na Praia da Amoreira, Portugal**. Rev. da Gestão Costeira Integrada, v. 11(3), p. 283-296. 2011.

CODESA (Companhia Docas do Espírito Santo). **História do Porto**. Disponível em: <http://www.codesa.gov.br/site/OPorto/Hist%C3%B3ria/tabid/59/language/pt-BR/Default.aspx>. Acesso em: 15 mai. 2011a.

CODESA (Companhia Docas do Espírito Santo). **Estudo indica áreas propícias para construção de superporto**. Disponível em: <http://www.codesa.gov.br/site/Principal/tabid/65/ctl/Details/mid/765/itemid/309/language/pt-BR/Default.aspx>. Acesso em: 19 mai. 2011b.

DEAN, R. G.; DALRYMPLE, R. A. **Water wave mechanics for engineers and scientists.** Singapore: World Scientific, Advanced series on ocean enginnering, v. 2, 1991.

GORMAN, R. M., BRYAN, K. R., LAING, A. K. **Wave hindcast for the New Zealand region: nearshore validation and coastal wave climate.** New Zealand Journal of Marine and Freshwater Research, v. 37, p. 567–588, 2003.

GUEDES SOARES, C.; RUSU, L.; PILAR, P. **Reconstituição da agitação marítima junto à costa de Portugal continental**. As Atividades Marítimas e a Engenharia. Ed. Salamandra, p.73-82, Lisboa: 2004.

HASSELMANN, K. *et al*. **Measurements of wind-wave growth and swell decay during the Joint North Sea Wave Project (JONSWAP)**. Deutsch. Hydrogr. Z., Suppl. A, 8, N° 12, 1973.

HOLTHUIJSEN, L. H., HERMAN, A., BOOIJ, N. **Phase-decoupled refraction–diffraction for spectral wave models.Coastal Engineering.** v. 49, p. 291–305, 2003.

HOLTHUIJSEN, L. H. **Waves in oceanic and coastal waters**. Cambridge: Cambridge University Press, 2007.

KOMEN, G.J., HASSELMANN S., HASSELMANN K. **On the existence of a fully developed wind sea spectrum**, J. Phys. Oceanogr., v. 14, p. 1271-1285, 1984.

LEE, B. C; CHIEN, H.; CHENG, H.; CHIOU, M. **Evaluation of Operational Wave Forecasts for the Northeastern Coast of Taiwan.** Terr. Atmos. Ocean. Sci., Vol. 21, No. 1, 195-210, 2010.

LIU, P. C. **The ocean surface - wave breaking, turbulent mixing and radio probing.** Y. Toba and H. Mitsuyasu *eds.*, Cap. In search of universal Parametric Correlations for Wind Waves, p. 171–178. 1985.

MASSEL, S. R. **Hydrodynamics of Coastal Zones**. Elsevier Science Publ. Comp., Amsterdam, p. 336. 1989.

MASSEL, S. R. **Ocean surface waves: their physics and prediction**. Singapore: World Scientific, 1996.

MEIRELLES, S. **Avaliação da modelagem de ondas superficiais de gravidade quanto ao fenômeno de difração**. Monografia (Graduação em Oceanografia) – Instituto de Geociências da Universidade do Estado do Rio de Janeiro. Rio de Janeiro, 2007.

MILES, J. W., **On the generation of surface waves by shear flows**. J. Fluid Mech., v. 22. p. 185-204. 1957.

MUEHE D. **Geomorfologia costeira**. In: CUNHA SB da & GUERRA AJT. Geomorfologia: exercícios, técnicas e aplicações. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, p: 191-238. 1996.

MUEHE, D.; NEVES, C. F. **Vulnerabilidade, impactos e adaptação a mudanças do clima: a zona costeira**. Revista Parcerias Estratégicas, v. 27, p. 217-295, 2008.

NIEDZWECKI, J. M.; WHATLEY, C. P. **A comparative study of some directional sea models**. Ocean Eng., v. 18, p. 111-128. 1991.

NIMER, E. **Climatologia do Brasil.** 2 ed, Rio de Janeiro, IBGE. 1989.

NWS. **National Weather Service**. Disponível em: <http://polar.ncep.noaa.gov/waves/wavewatch/wavewatch.shtml>. Acesso em: 28 jun. 2011.

NOBRE, P.; SHUKLA J. **Variations of sea surface temperature, wind stress, and rainfall over the tropical Atlantic and South America.** J. Climate, v.9, n.19, p.2464-2479, 1996.

NOGUEIRA, I. C. M. **Caracterização sazonal de ondas na região adjacente ao Porto de Ubu, Anchieta-ES, para o ano de 2008**. Monografia de Graduação em Oceanografia. Departamento de Oceanografia e Ecologia, Universidade Federal do Espírito Santo. Vitória, 2010.

OCHI, M. K. **Ocean waves: the stochastic approach**. Cambridge, UK: New York: XII, p. 319. 1998.

PADILLA-HERNANDEZ, R.; PERRIE, W.; TOULANY, B.; SMITH, P. C. **Modeling of Two Northwest Atlantic Storms with Third-Generation Wave Models.** Weather and Forecasting.Vol. 22, Iss. 6, pp. 1229. 2007.

PATERLINI, A. Z. **Reconstituição da agitação marítima no litoral do Espírito Santo: caso de junho de 2006.** Monografia de Graduação em Oceanografia. Departamento de Oceanografia e Ecologia, Universidade Federal do Espírito Santo. Vitória, 2009.

PHILLIPS, O. M. **On the generation of wave by turbulence wind**. J. Fuid Mech., v. 2, p. 417-445. 1957.

PHILLIPS, O. M. **The dynamics of upper ocean**. v. 1, 2. ed. Cambridge University Press, 1977.

PIERSON, W. J.; MOSKOWITZ, L. **A proposed spectral form for fully developed wind seas based on the similarity theory of S.A. Kitaigorodskii**. *J. Geophys. Res*., 69, 24, 5181-90. 1964.

PIRES-SILVA, A.; MAKARYNSKYY, O.; MONBALIU, J.; VENTURA-SOARES, C.; COELHO, E. WAM/SWAN simulations in an open coast: comparisons with ADCP measurements, ***in***: Gomes, F.V. *et al.* (Ed.) (2002). **Littoral 2002: 6th International Symposium Proceedings: a multi-disciplinary Symposium on Coastal Zone Research, Management and Planning, Porto, 22-26 September 2002.** v. 2. pp. 169-173, 2002.

PIUMBINI, P. P. **Clima de Ondas de Gravidade e Estado de Agitação Marítima em Ambientes Marinhos no Espírito Santo**. Dissertação (Mestrado em Engenharia

Ambiental) - Programa de Pós-Graduação em Engenharia Ambiental, Universidade Federal do Espírito Santo, Vitória, 2009.

PORTOCEL (Terminal Especializado de Barra do Riacho). **Navegação e Manobra**. Disponível em: <http://www.portocel.com.br/pt/navegacao.htm>. Acesso em: 15 mai. 2011.

RIS, R. C. **Spectral modelling of wind waves in coastal areas**. Thesis, Delft University of Technology, Netherlands: Delft University Press, 1997.

RIS, R. C.; HOLTHUIJSEN, L. H.; BOOIJ, N. **A third-generation wave model for coastal regions, Part II: Verification**, J.Geoph.Research, v. 104, n. C4, p. 7667-7681. 1999.

RUSU, E.; PILAR, P.; GUEDES SOARES, C. **Hindcast of the wave conditions along the west Iberian coast.** Coastal Engineering**.** v. 55, p. 906–919, 2008a.

RUSU, E.; PILAR, P.; GUEDES SOARES, C. **Evaluation of the wave conditions in Madeira Archipelago with spectral models.** Ocean Engineering. v. 35, p. 1357-1371, 2008b.

RUSU, E., SOARES, C. G. **Numerical modelling to estimate the spatial distribution of the wave energy in the Portuguese nearshore**. Renewable Energy, p. 1-16, 2009.

SANSANA SILVA, F.; PINTO, J. P.; ALMEIDA, S. **Operational Wave Forecasting System for the Portuguese Coast**. Journal of Coastal Research, v. 56, p. 1055-1059, 2009.

SARPKAYA, T.; ISAACSON, M.St.Q. **Mechanics of Wave Forces on Offshore Structures**. Van Nostrand Reinold, New York, p. 651. 1981.

STEWART, R. H. **Introduction to Physical Oceanography**. Department of Oceanography – Texas A & M University, 2005.

SWAN TEAM. **SWAN User Manual version 40.51**. Department of Civil Engineering and Geosciences, Delft University of Technology, Delft, The Netherlands. 111 p. 2006.

TOLMAN, H. L. **The numerical model WAVEWATCH: a third generation model for the hindcasting of wind waves on tides in shelf seas**. *Communications on Hydraulic and Geotechnical Engineering*, Delft Univ. of Techn., ISSN 0169-6548, Rep. no. **89-2**, 72 pp. 1989.

TOLMAN, H. L. **A third-generation model for wind waves on slowly varying, unsteady and inhomogeneous depths and currents**. *J. Phys. Oceanogr*., **21**, 6, 782–797. 1991.

TOLMAN, H. L. **Effects of numerics on the physics in a third-generation wind-wave model**. *J. Phys. Oceanogr*., 22, 1095-1111. 1992.

TOLMAN, H. L.; CHALIKOV, D. Source Terms in a Third-Generation Wind Wave Model. **J. Phys. Oceanogr.**, v. 26, pp. 2497-2518, 1996.

TOLMAN, H. L. **User manual and system documentation of WAVEWATCH-III version 1.15**. NOAA / NWS / NCEP / OMB Technical Note 151, 97 pp. 1997.

TOLMAN, H. L. **User manual and system documentation of WAVEWATCH-III version 1.18**. NOAA / NWS / NCEP / OMB Technical Note 166, 1999.

TOLMAN, H. L.; BALASUBRAMANIYAN, B.; BURROUGHS, L. D. e outros. **Development and Implementation of Wind-Generated Ocean Surface Wave Models at NCEP***. NCEP notes: Weather and Forecasting. v. 17, 2002.

TOLMAN, H. L. **User Manual and System Documentation of WAVEWATCHIII version 3.14.** U. S. Department of Commerce. National Oceanic and Atmospheric Administration. National Weather Service. National Centers for Environmental Prediction. Technical Note. 2009.

WAMDI GROUP. The WAM Model - **A Third Generation Ocean Wave Prediction Model**, J. Phys. Oceanogr., v. 18, n.12, pp. 1775-1810 , 1988.

WHEELER, M. C. **Seasonal climate summary southern hemisphere (summer 2007-08): mature La Niña, an active MJO, strongly positive SAM, and highly anomalous sea-ice.** Aust. Met. Mag. v. 57, p. 379-393, 2008.

WIEGEL, R. L. **Directional Wave Espectra Applications**. ASCE, Berkeley, p. 495. 1982.

WMO. **Guide to wave analysis and forecasting**. nº. 702. 2nd ed. Geneva: Secretariat of the World Meteorological Organization, 1998.