

UNIVERSIDADE FEDERAL DO ESPÍRITO SANTO
CENTRO TECNOLÓGICO
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM ENGENHARIA AMBIENTAL

PRUSSIA PESTANA PIUMBINI

CLIMA DE ONDAS DE GRAVIDADE E ESTADO DE
AGITAÇÃO MARÍTIMA EM AMBIENTES MARINHOS
NO ESPÍRITO SANTO

Vitória

2009

PRUSSIA PESTANA PIUMBINI

**CLIMA DE ONDAS DE GRAVIDADE E ESTADO DE AGITAÇÃO MARÍTIMA EM
AMBIENTES MARINHOS NO ESPÍRITO SANTO**

Dissertação apresentada ao Programa de Pós-graduação em Engenharia Ambiental da Universidade Federal do Espírito Santo como requisito parcial para obtenção do Grau de Mestre em Engenharia Ambiental, na área de concentração em Recursos Hídricos.

Orientador: Prof. Dr. Julio Tomás Aquije Chacaltana

Co-orientador: Dr. Valdir Innocentini

Vitória

2009

Dados Internacionais de Catalogação-na-publicação (CIP)
(Biblioteca Central da Universidade Federal do Espírito Santo, ES, Brasil)

P693c Piumbini, Prussia Pestana, 1983-
Clima de ondas de gravidade e estado de agitação marítima em
ambientes marinhos no Espírito Santo / Prussia Pestana Piumbini. –
2009.
121 f. : il.

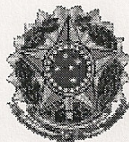
Orientador: Julio Tomás Aquije Chacaltana.

Co-Orientador: Valdir Innocentini.

Dissertação (mestrado) – Universidade Federal do Espírito Santo,
Centro Tecnológico.

1. Ondas oceânicas - Espírito Santo (Estado). 2. Ondas
(Oceanografia) - Previsão. 3. Clima de ondas. I. Chacaltana, Julio Tomás
Aquije. II. Innocentini, Valdir. III. Universidade Federal do Espírito
Santo. Centro Tecnológico. IV. Título.

CDU: 628

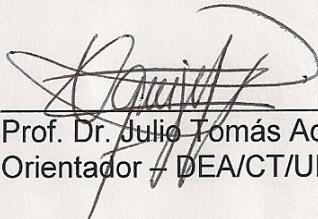


UNIVERSIDADE FEDERAL DO ESPÍRITO SANTO
CENTRO TECNOLÓGICO
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM ENGENHARIA AMBIENTAL


“Clima de ondas de gravidade e estado de agitação marítima, em ambientes marinhos no Espírito Santo”.

PRUSSIA PESTANA PIUMBINI

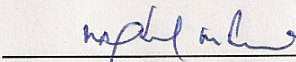
Banca Examinadora:



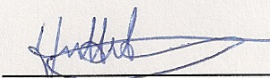
Prof. Dr. Julio Tomás Aquije Chacaltana
Orientador - DEA/CT/UFES



Prof. Dr. Valdir Innocentini
Co-Orientador - INPE



Prof. Dr. Maxsuel Marcos Rocha Pereira
Examinador Interno - PPGEA/CT/UFES



Prof. Dr. Hugo Abi Karam
Examinador Externo - UFRJ

Coordenador do PPGEA: Prof. Dr. Julio Tomás Aquije Chacaltana

UNIVERSIDADE FEDERAL DO ESPÍRITO SANTO
Vitória, ES, 24 de agosto de 2009.

O Senhor é o meu pastor; nada me faltará.

Deitar-me faz em verdes pastos; guia-me mansamente a águas tranquilas.

Refrigera a minha alma; guia-me nas veredas da justiça por amor ao seu nome.

Ainda que eu ande pelo vale da sombra da morte, não temerei mal algum, porque tu estás
comigo; a tua vara e o teu cajado me consolam.

Preparas uma mesa perante mim na presença dos meus inimigos; unges a minha cabeça com
óleo, o meu cálice transborda.

Certamente que a bondade e a misericórdia me seguirão todos os dias da minha vida, e
habitarei na casa do Senhor por longos dias.

AGRADECIMENTOS

Agradeço a todos que contribuíram, direta ou indiretamente, na realização deste trabalho. Em especial:

Aos meus amados pai e mãe que em todos os momentos acreditaram em mim e foram a peça chave para realização deste trabalho, pois sem a compreensão e apoio dos mesmos não teria conseguido;

A Eduarda Atsuga Dalvi por seu imenso carinho;

Ao Programa de Recursos Humanos da Agência Nacional do Petróleo – PRH29-ANP pelo auxílio financeiro;

Ao Dr. Julio Tomás Aquije Chacaltana pela orientação e todo apoio prestado;

Ao Dr. Valdir Innocentini por todo o auxílio no entendimento dos modelos WavewatchIII e SWAN;

Às funcionárias Rose e Penha pelo apoio nas questões burocráticas do PPGEA;

Aos companheiros do Laboratório de Simulação de Escoamento com Superfície Livre – LABESUL que tornaram o ambiente de trabalho um pouco mais descontraído;

Ao André Paterlini pela parceria nos trabalhos com o SWAN;

Aos amigos do INPE, Iury, Jonas, Marília, Phillip e Samantha, pelo carinho e colaboração na realização deste trabalho.

RESUMO

Informações sobre a estatística de longo período das ondas e do estado de agitação marítima em regiões oceânicas *offshore* não são facilmente extrapoladas para os ambientes costeiros, uma vez que as ondas ao se propagarem em direção à costa sofrem transformações devido às interações com as feições topográficas do leito marinho, ilhas e com a geometria da linha de costa. O clima de ondas superficiais de gravidade é avaliado na região do Oceano Atlântico adjacente ao estado do Espírito Santo, Brasil, usando dados de re-análise de onda de 45 anos do *European Center for Medium-range Weather Forecast* – ECMWF. Na determinação do clima de ondas é usado o método estatístico de aproximação de distribuição inicial. Os resultados para o clima de ondas de 45 anos, chamado de clima geral, mostram que há uma predominância de ondas provenientes do quadrante sudeste (90° a 180°). Este mesmo comportamento direcional das ondas também é encontrado no clima sazonal, a exceção ocorre no clima do verão onde a predominância das ondas é do quadrante nordeste (0° a 90°). As alturas significativas mais frequentes do clima geral está na faixa de 1m a 2m e os T_m na faixa de 7s a 8s. As climatologias de verão e outono apresentam H_s típicas na faixa de 1,0m a 1,5m e as de inverno e primavera apresentam H_s típicas na faixa de 1,5m a 2,0m. Os T_m típicos da climatologia de verão e primavera encontram-se na faixa de 7s a 8s, já os de outono e inverno entre 8s a 9s. A potencialidade dos modelos espectrais de ondas, usados para realizar a propagação das ondas desde regiões *offshore* até regiões próximas à costa, é avaliada para o sistema de modelos Wavewatch III – WW3 e SWAN. O modelo WW3 é usado para levar as ondas desde a zona de geração até a plataforma continental. O modelo SWAN é usado para levar as ondas desde a plataforma até a região costeira da baía do Espírito Santo, ES. Ambos os modelos usaram a técnica de múltiplas grades. A potencialidade de se usar estes modelos é avaliada pela comparação dos resultados das simulações numéricas com dados experimentais. Os resultados da comparação mostraram uma correlação superior a 0,9 para a altura significativa. A menor correlação foi encontrada para a direção.

ABSTRACT

Information on the statistical long-period waves and state of sea in offshore regions is not easily extrapolated to the coastal environment, as the waves propagate toward the coast changes due to interactions with the topographic of sea floor, islands and the coastline geometry. The wave climate is evaluated in the Atlantic Ocean region adjacent to the state of Espírito Santo, Brazil, using 45-year of the European Center for Medium-range Weather Forecast - ECMWF re-analysis wave data. In determining the wave climate is used the statistical method of approximation of initial distribution. The results for the wave climate of 45 years, called the general climate, show that there is a predominance of waves from the southeast quadrant (90° to 180°). This same directional behavior of the waves is also found in seasonal climate, the exception occurs in the summer weather where the prevalence of the waves is the northeast quadrant (0° to 90°). The significant wave height more frequent is in the range of 1m to 2m and the wave period is in the range from 7s to 8s. The wave climate in summer and autumn have typical H_s in the range of 1.0 m to 1.5 m and the winter and spring have typical H_s in the range of 1.5 m to 2.0 m. The typical T_m of spring and summer are in the range of 7s to 8s, while the autumn and winter are of 8s to 9s. The potential of spectral wave models, used to perform wave propagation from offshore regions to coast, is evaluated for the model system WaveWatch III - WW3 and SWAN. The WW3 model is used to carry the waves from the generation zone to the continental shelf. The SWAN model is used to carry the waves from the continental shelf to the coast of Espírito Santo bay, ES. Both models used the multiple nest grids technique. The potential of models is evaluated by comparing the numerical results with experimental data. The results of the comparison showed a correlation higher than 0.9 for the H_s . The lowest correlation was found for the direction.

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

Figura 1 - Diagrama esquemático ilustrando a dependência da geração de onda em relação a velocidade do vento e pista – <i>fetch</i> para a zona de geração, com a presença das vagas, e zona de decaimento, com presença dos marulhos.....	18
Figura 2 – Mapa representando o estado do Espírito Santo e a área de estudo localizada no ambiente marinho adjacente ao estado. Fonte: <i>Google Earth</i>	27
Figura 3 – Imagens de satélite dos principais sistemas atmosféricos que dominam na região: a) influência do ASA, situação mais comum, b) encontro das massas de ar Tropical e Polar com formação da frente fria. Fonte: Pinho (2003).	30
Figura 4 – Formação de um ciclone extratropical a) chegada de uma frente fria e, b) formação do ciclone. Fonte: Pinho (2003).	31
Figura 5 - Climatologia dos ventos de superfície, no Brasil e oceanos vizinhos, para o mês de (a) janeiro e (b) abril com média tomada no período de 1958 a 1997. Unidade: m/s. Fonte: Re-análises do NCEP por Maxsuel M. R. Pereira.....	32
Figura 6 - Climatologia dos ventos de superfície, no Brasil e oceanos vizinhos, para os meses de (a) julho e (b) outubro com média tomada no período de 1958 a 1997. Unidade: m/s. Fonte: Re-análises do NCEP por Maxsuel M. R. Pereira.....	32
Figura 7 – Distribuição de freqüência de onda por direção para (a) dados de ondas obtidos por um ondógrafo direcional em um ponto localizado próximo à costa do ES entre o período de 28/05/2001 e 11/12/2001, e para dados de ondas do ECMWF em uma área localizado no oceano adjacente ao ES (b) entre o período de 01/06 à 30/11/2001 e (c) entre o período de 01/06/1957 à 30/11/2002.....	36
Figura 8 – Área de estudo do clima de ondas no ES, batimetria, localização dos 14 pontos nos quais são avaliados os dados de onda do ECMWF e localização do ponto de medição pelo ondógrafo.....	37
Figura 9 – Histograma de direção média da onda entre os anos de 1957 – 2002 para os dados do ECMWF.	41
Figura 10 - Histograma de período médio da onda entre os anos de 1957 – 2002 para os dados do ECMWF.	42
Figura 11 - Histograma de altura significativa da onda entre os anos de 1957 – 2002 para os dados do ECMWF.	44
Figura 12 – Distribuição conjunta da direção média – D como uma função de altura significativa - Hs apresentado na forma (a) geral e (b) normalizada, da D como uma função do	

Tm apresentado na forma (c) geral e (d) normalizada e, do Tm como função da Hs (e) geral e (f) normalizada, entre os anos de 1957 – 2002 para os dados do ECMWF.	46
Figura 13 - Distribuição conjunta da direção média – D como uma função de altura significativa - Hs apresentado na forma (a) geral e (b) normalizada; da D como uma função do Tm apresentado na forma (c) geral e (d) normalizada e; do Tm como função da Hs (e) padrão e (f) normalizada, entre os anos de 1957 – 2002 para os meses de verão.	50
Figura 14 - Distribuição conjunta da direção média – D como uma função de altura significativa - Hs apresentado na forma (a) geral e (b) normalizada; da D como uma função do Tm apresentado na forma (c) geral e (d) normalizada e; do Tm como função da Hs (e) padrão e (f) normalizada, entre os anos de 1957 – 2002 para os meses de outono.	53
Figura 15 - Distribuição conjunta da direção média – D como uma função de altura significativa - Hs apresentado na forma (a) geral e (b) normalizada; da D como uma função do Tm apresentado na forma (c) geral e (d) normalizada e; do Tm como função da Hs (e) padrão e (f) normalizada, entre os anos de 1957 – 2002 para os meses de inverno.	56
Figura 16 - Distribuição conjunta da direção média – D como uma função de altura significativa - Hs apresentado na forma (a) geral e (b) normalizada; da D como uma função do Tm apresentado na forma (c) geral e (d) normalizada e; do Tm como função da Hs (e) padrão e (f) normalizada, entre os anos de 1957 – 2002 para os meses de primavera.	59
Figura 17 - Histogramas de distribuição de direção média (D) do clima de ondas a) geral e clima sazonal, para as estações do b) verão, c) outono, d) inverno e e) primavera.	60
Figura 18 - Histogramas de distribuição de período médio (Tm) do clima de ondas a) geral e do clima sazonal, para as estações do b) verão, c) outono, d) inverno e e) primavera.	63
Figura 19 - Comparação entre os histogramas de distribuição de altura significativa (Hs) do clima de ondas a) geral com o clima sazonal, para as estações do b) verão, c) outono, d) inverno e e) primavera.	65
Figura 20 - Mapa representando a Baía do Espírito Santo - ES.	72
Figura 21 – Ilustração da localização dos domínios físicos considerados no esquema de múltiplas grades com a seqüência de aninhamentos de grades entre, respectivamente, o domínio de maior escala – Global, o domínio de escala intermediária Brasil Sudeste e o domínio de menor escala - Espírito Santo.	76
Figura 22 – Localização dos domínios VIX FINE e BES.	81
Figura 23 - Comparação entre as bases de dados batimétricos do DHN e ETOPO1.	83
Figura 24 – Característica espacial do domínio VIX FINE para a grade computacional de a) 30 por 23 pontos, b) 40 por 30 pontos, c) 48 por 36 pontos e d) 60 por 45 pontos.	88

Figura 25 – Comparação da altura significativa da onda obtida (a) de medições <i>in situ</i> (preto) com as obtidas do modelo SWAN para uma grade computacional de (b) 30 por 23 pontos (rosa), (c) 40 por 30 (azul), (d) 48 por 36 (verde) e (e) 60 por 45 (vermelho).....	89
Figura 26 - Comparação do período médio da onda obtido (a) de medições <i>in situ</i> (preto) com as obtidas do modelo SWAN para uma grade computacional de (b) 30 por 23 pontos (rosa), (c) 40 por 30 (azul), (d) 48 por 36 (verde) e (e) 60 por 45 (vermelho).	91
Figura 27 - Comparação da direção média da onda obtida (a) de medições <i>in situ</i> (preto) com as obtidas do modelo SWAN para uma grade computacional de (b) 30 por 23 pontos (rosa), (c) 40 por 30 (azul), (d) 48 por 36 (verde) e (e) 60 por 45 (vermelho).	92
Figura 28 - Comparação da altura significativa da onda obtida (a) de medições <i>in situ</i> (preto) com as obtidas para o domínio BES do modelo SWAN para uma (b) grade computacional uniforme de 42 por 41 pontos (azul), (c) grade uniforme de 66 por 65 pontos (rosa) e (d) grade não-uniforme de 66 por 65 pontos (verde).	95
Figura 29 - Comparação do período médio da onda obtida (a) de medições <i>in situ</i> (preto) com as obtidas para o domínio BES do modelo SWAN para uma (b) grade computacional uniforme de 42 por 41 pontos (azul), (c) grade uniforme de 66 por 65 pontos (rosa) e (d) grade não-uniforme de 66 por 65 pontos (verde).	96
Figura 30 - Comparação da direção média da onda obtida (a) de medições <i>in situ</i> (preto) com as obtidas para o domínio BES do modelo SWAN para uma (b) grade computacional uniforme de 42 por 41 pontos (azul), (c) grade uniforme de 66 por 65 pontos (rosa) e (d) grade não-uniforme de 66 por 65 pontos (verde).	97
Figura 31 – Grades computacionais para o domínio VIX FINE e BES.....	98
Figura 32 – Campo de ventos superficiais (m/s) a 10 m acima da superfície gerados pelo modelo global do NCEP para o período de 25 a 30 de julho de 2007.....	101
Figura 33 - Distribuição das alturas significativas (em metros) e direção média de propagação das ondas (em graus) para os dias 29 e 30 de julho de 2007 obtidas pela integração do modelo WW3 para a região do Brasil (a) e (b) e para o domínio ESPÍRITO SANTO (c) e (d).....	102
Figura 34 – Distribuição das alturas significativas (em metros) e direção média de propagação das ondas (em graus) para o domínio BES obtidas pela integração do modelo SWAN para o período de 27 de julho a 01 de agosto de 2007.	104
Figura 35 – Espectro de onda para o ponto localizado em 20°16'51.65"S e 40°16'17.21"W próximo à praia de Camburi obtido através da integração do modelo SWAN para o período de 27 de julho a 01 de agosto de 2007.	106

LISTA DE TABELAS

Tabela 1 - Dados de ventos obtidos na Estação Meteorológica da CST na região de Vitória – ES, entre janeiro de 1995 e julho de 1999. Fonte: Albino <i>et al.</i> , 2004.	33
Tabela 2 – Classificação das ondas na região de estudo em 5 classes de direção para todas as Hs e Tm considerados e o percentual de ocorrência de onda por classe.	41
Tabela 3 – Característica gerais dos padrões típicos e extremos do período médio para o clima de ondas geral	42
Tabela 4 - Característica gerais dos padrões típicos e extremos da altura significativa para o clima de ondas geral	44
Tabela 5 - Característica gerais dos padrões típicos e extremos do período médio para o clima de ondas de verão	48
Tabela 6 - Característica gerais dos padrões típicos e extremos da altura significativa para o clima de ondas de verão.....	49
Tabela 7 - Característica gerais dos padrões típicos e extremos do período médio para o clima de ondas de outono	51
Tabela 8 - Característica gerais dos padrões típicos e extremos da altura significativa para o clima de ondas de outono	52
Tabela 9 - Característica gerais dos padrões típicos e extremos do período médio para o clima de ondas de inverno	54
Tabela 10 - Característica gerais dos padrões típicos e extremos da altura significativa para o clima de ondas de inverno.	55
Tabela 11 - Característica gerais dos padrões típicos e extremos do período médio para o clima de ondas de primavera	57
Tabela 12 - Característica gerais dos padrões típicos e extremos da altura significativa para o clima de ondas de primavera	58
Tabela 13 – Características dos três domínios computacionais do modelo WW3.....	77
Tabela 14 – Tempo de simulação para as grades do modelo WW3.....	77
Tabela 15 – Referenciais geográficos para os dois domínios computacionais do SWAN.....	80
Tabela 16 – Características das grades computacionais do domínio VIX FINE.....	87
Tabela 17 – Resultados estatísticos para o domínio VIX FINE 4.	90
Tabela 18 - Características das grades computacionais do domínio BES.....	93
Tabela 19 - Resultados estatísticos para a grade computacional não-uniforme do domínio BES.....	94

SUMÁRIO

1. Introdução.....	14
2. Fundamentação Teórica.....	16
2.1. Ondas.....	16
2.1.1. Ondas superficiais de gravidade.....	16
2.1.2. Análise das ondas superficiais de gravidade.....	18
2.2. Modelagem de Ondas.....	19
2.2.1. Modelos <i>Phase Resolving</i> e Modelos <i>Phase Averaging</i>	20
2.2.2. Classificação dos Modelos <i>Phase Averaging</i>	22
3. Clima de Ondas.....	23
3.1. Introdução.....	23
3.2. Área de Estudo.....	26
3.2.1. Sistemas atmosféricos e regime de ventos.....	27
3.2.2. Clima de Ventos.....	31
3.3. Re-análise ECMWF.....	33
3.4. Verificação dos dados de ondas do ECMWF para o oceano adjacente ao Espírito Santo.....	35
3.5. Clima de Ondas para oceano adjacente ao Espírito Santo - ES.....	36
3.5.1. Análise estatística.....	37
3.5.2. Clima de Ondas Geral.....	40
Direção (D).....	40
Período Médio (Tm).....	42
Altura Significativa (Hs).....	43
3.5.3. Clima de Ondas Sazonal.....	47
3.5.3.1 Climatologia de verão.....	47
3.5.3.2 Climatologia de outono.....	51
3.5.3.3 Climatologia de inverno.....	54
3.5.3.4 Climatologia de primavera.....	57
3.6. Discussão Clima de ondas no ES.....	60
4. Sistema de Modelos para Avaliação de Ondas em Regiões Costeiras.....	68
4.1. Introdução.....	68
4.2. Área de estudo.....	72
4.3. Implantação dos modelos WW3 e SWAN.....	73

4.3.1	Aninhamento de grades	73
4.3.2	Modelo Wavewatch III.....	75
	Grade computacional.....	76
	Grade espectral	78
	Batimetria dos domínios.....	78
	Condições de contorno e condição inicial da grade computacional.....	78
	Processos Físicos considerados para o modelo	78
4.3.3	Modelo SWAN.....	79
	Grade computacional.....	79
	Grade espectral	82
	Batimetria dos domínios.....	82
	Condições de contorno e condição inicial da grade computacional.....	82
	Processos Físicos considerados para o modelo	83
4.3.4	Escolha da grade e aferimento do modelo SWAN.....	84
	Estações de monitoramento	85
	Análise estatística	86
4.4.	Resultados e Discussão.....	87
4.4.1	Desempenho do sistema de modelos	87
	Domínio VIX FINE.....	87
	Domínio BES.....	92
4.4.2	Estado de agitação marítima na baía do Espírito Santo.....	98
5	Conclusões e Recomendações	107
	Referências Bibliográficas.....	108
	Modelo Matemático WW3	115
	Modelo SWAN.....	119
	Funcionalidades	119
	Modelo matemático SWAN	120
	ANEXO A.....	115
	ANEXO B.....	119

1.Introdução

Ondas superficiais de gravidade, geradas pelo vento, são o principal agente físico que governa a dinâmica dos ambientes marinhos, representando a principal e mais constante fonte de transporte de energia no mar. Dentre outros aspectos, as ondas atuam na determinação de feições costeiras e no intemperismo de poluentes lançados nos corpos d'água marinho, além de serem a mais efetiva ameaça às obras costeiras, à segurança da navegação, às operações navais e às atividades de exploração de petróleo.

O conhecimento do clima de ondas de gravidade e o estado de agitação marítima, em um determinado local próximo à costa ou em mar aberto, são de fundamental importância para muitos aspectos das áreas da oceanografia e das engenharias. Na elaboração de projeto de plataformas de petróleo, de quebra-mares, e de portos são usados termos estatísticos de longos períodos dos parâmetros de onda como altura, período e direção. Além da estatística de longo período das ondas, informações sobre o estado do mar em uma dada região são requeridas para compreender processos como correntes longitudinais e de retorno, transporte de sedimentos e intemperismo de poluentes nos ambientes marinhos (ABADIE *et al.*, 2006).

Assim, o conhecimento do clima de ondas de uma região e a capacidade de previsão do estado de agitação marítima são de substancial relevância no manejo e gerenciamento das atividades em regiões costeiras e oceânicas.

Frequentemente, a análise das ondas para uma determinada região é baseada em dados de registros de medições de campo. Entretanto, os altos custos envolvidos na aquisição e manutenção de equipamentos para registro de onda e a dificuldade em obter uma abrangência temporal e espacial destes dados, muitas vezes impossibilitam contar com dados experimentais, que são escassos na maioria das regiões marinhas. Essas dificuldades podem ser compensadas pela utilização de medições remotas obtidas por satélites ou pelo uso de modelos espectrais de onda, que obtêm as características das ondas a partir de dados meteorológicos e batimétricos (FUCHS, 1999, STEWART, 2008, HOULTHUIJSEN, 2007).

Diversos estudos têm sido realizados utilizando a modelagem computacional de ondas como principal ferramenta na avaliação tanto do clima de ondas quanto do estado de agitação marítima em diversas regiões marinhas (WANG e SWAIL, 2001; GORMAN *et al.*, 2003 ; GUEDES SOARES *et al.*, 2002 ; ABADIE *et al.*, 2006 ; HSU *et al.*, 2004; BROWNE *et al.*, 2007; ROGERS *et al.*, 2007).

Neste sentido, é proposto no presente estudo a caracterização do clima de ondas superficiais de gravidade na região marinha adjacente ao estado do Espírito Santo - ES e a implantação de um sistema de modelos computacionais de previsão de onda como uma potencial ferramenta para compreender o estado de agitação marítima na região costeira da baía do Espírito Santo – ES. Cabe ressaltar que este sistema de modelo, uma vez calibrado e validado poderá ser utilizado na caracterização do clima de ondas em regiões costeiras.

A avaliação do clima de onda é obtida a partir dos dados de re-análise do *European Centre for Medium-range Weather Forecast* - ECMWF para um período de 45 anos. Os dados de onda do ECMWF são baseados em resultados do modelo espectral de ondas WAM e em dados de satélite. Este estudo foca a estatística direcional das ondas, bem como a análise dos parâmetros de altura significativa e período médio da onda associados a padrões de onda mais frequentes e àqueles associados a eventos extremos.

Quando as ondas superficiais de gravidade se propagam em direção a regiões costeiras, estas sofrem diversas transformações devido às interações com as feições topográficas do leito marinho, ilhas e com a geometria da linha de costa. Sendo assim, uma caracterização de ondas em uma região *offshore* não pode ser facilmente extrapolada para regiões próximas à costa. Dessa forma, faz-se necessário utilizar uma ferramenta com potencial capacidade de avaliar o estado de agitação marítima e o clima de ondas em regiões costeiras.

A ferramenta proposta é composta pelos modelos espectrais de previsão de ondas Wavewatch III – WW3 e SWAN aninhados em um sistema de modelos de múltiplas grades que permite determinar a propagação das ondas desde regiões *offshore* até regiões próximas à costa.

Neste trabalho o sistema de modelos de múltiplas grades é aplicado na Baía do Espírito Santo, Vitória, que compreende umas das regiões costeiras mais importantes do ES e tem disponibilidade de dados experimentais de ondas que possibilita a averiguação da potencialidade desta ferramenta. Os resultados dos modelos espectrais são comparados com dados experimentais de onda na baía e em seguida são utilizados na reconstituição de um evento extremo de onda, no qual o WW3 é aplicado na geração e propagação de onda e, o SWAN para propagação da onda em áreas costeiras de geometria complexa.

O presente estudo objetiva contribuir para a compreensão da distribuição de ondas em ambientes marinhos através da avaliação o clima de ondas no Oceano Atlântico adjacente ao Espírito Santo e avaliação dos modelos espectrais WW3 e SWAN como potencial ferramenta para determinação do estado de agitação marítima e do clima de ondas em regiões costeiras.

2. Fundamentação Teórica

2.1. Ondas

As ondas podem ser definidas como manifestações de forças agindo em um fluido tendendo a deformá-lo. Dessa forma as ondas requerem algum tipo de força para que ocorra a sua formação na superfície do fluido – forças geradoras; tais forças poderiam ser causadas pela ação do vento ou por uma pedra impactando na água. A partir daí à ação da gravidade e da tensão superficial agem no fluido em movimento – forças restauradoras, onde, dependendo da magnitude destas forças, as ondas podem ocorrer com vários tamanhos e formas (DEAN & DALRYMPLE, 1998).

As características das ondas dependem das forças que as controlam. De acordo com Massel (1996), no oceano, cinco tipos básicos de ondas podem ser distinguidos: ondas sonoras, ondas de capilaridade, ondas internas, ondas planetárias e ondas de gravidade.

As ondas sonoras ocorrem em virtude da compressibilidade da água, a qual é, de fato, muito pequena. Por sua vez, as ondas denominadas capilares têm a tensão superficial como principal força restauradora apresentando um comprimento menor que 1,7 cm e alta frequência. Na interface entre camadas de diferentes massas específicas no oceano ocorrem às ondas internas cuja geração esta associada a algum tipo de instabilidade no fluxo, por exemplo, variações bruscas no perfil vertical de velocidades. Já as ondas planetárias ou ondas de Rossby são movimentos oscilatórios de longo período e larga escala induzidos por variações da vorticidade planetária devido a mudanças de profundidade ou latitude. As ondas de maré, também de larga escala, são causadas principalmente pela atração gravitacional do sistema Terra-Sol-Lua, sendo responsáveis pela oscilação vertical da superfície do mar em períodos fixos. Finalmente, as ondas superficiais de gravidade, com o comprimento maior do que 1,7cm, as quais a gravidade é a principal força restauradora e o vento é a força geradora (POND & PICKARD, 1989; MASSEL, 1996).

2.1.1. Ondas superficiais de gravidade

No estágio inicial da geração de ondas, a turbulência do vento produz flutuações aleatórias (randômicas) da pressão sobre a superfície do mar que originam pequenas ondas de forma quase regular, com comprimentos de ondas de alguns centímetros, conhecidas como ondas capilares (PHILLIPS, 1957).

Em seguida, o vento age nestas pequenas ondas, produzindo diferenças de pressão ao longo do perfil da onda o que faz com que esta cresça. O processo é instável porque, à medida que a onda se torna maior, a diferença de pressão aumenta, e a onda cresce exponencialmente (MILES, 1957).

Finalmente, a partir das interações não-lineares, as ondas passam a interagir entre si para produzir ondas mais longas (HASSELMANN *et al.*, 1973). As interações não-lineares entre ondas transferem energia das ondas curtas, geradas pelo mecanismo de Miles, para as ondas com frequências ligeiramente menores do que a frequência de pico do espectro de ondas. Eventualmente, isto conduz a ondas que viajam mais rapidamente que o vento, como observado por Pierson e Moskowitz.

Próxima à zona de geração, a energia do vento transferida para as ondas, gera ondas de diferentes períodos ou de frequência. Inicialmente, as cristas das ondas são pequenas e pouco definidas, e as ondas viajam em uma faixa de direções ao redor da direção dominante do vento. As alturas e os períodos médios crescem à medida que elas se propagam através da área de geração. Após deixarem a área de geração elas se aproximam mais das ondas irrotacionais, uma vez que os movimentos das partículas de água são considerados irrotacionais. As cristas das ondas se tornam mais longas e mais facilmente discernidas. As ondas continuam a perder alguma energia devido à fricção interna e superficial; mas o espalhamento angular causa uma redução mais significativa na densidade de energia da onda. Assim, a dispersão da onda ocorre devido às diferenças na celeridade (velocidade de grupo) das ondas. Isto é, ondas de maior comprimento de onda com menores frequências propagam-se na frente do corpo principal das ondas e as ondas menores (com maiores frequências) atrás destas (SORENSEN, 1993).

As características das ondas geradas pelo vento dependem primeiramente da intensidade do vento U , do comprimento da pista (*fetch*) F (isto é, da distância horizontal sobre a qual o vento atua), e da duração do vento t_d (ANDREW, 1999) (Figura 1). Outros fatores, que em certas circunstâncias podem ser muito importantes, incluem a largura da pista - medida perpendicularmente à direção do vento, a diferença de temperatura entre o ar e a água, as variações de tempo e espaço no campo de vento durante a geração da onda, e, a profundidade da água e as condições do fundo - se uma parte do espectro das ondas está em ondas de águas intermediárias ou rasas.

Nas regiões localizadas após o final da pista (conhecidas como regiões de decaimento), onde as ondas estão se propagando como *swell*, a altura significativa irá diminuir e o período significativo irá aumentar.

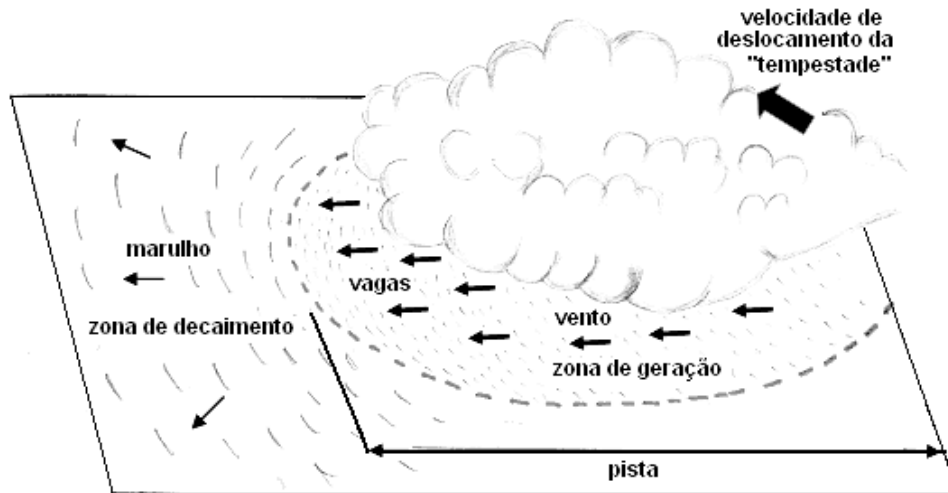


Figura 1 - Diagrama esquemático ilustrando a dependência da geração de onda em relação a velocidade do vento e pista – *fetch* para a zona de geração, com a presença das vagas, e zona de decaimento, com presença dos marulhos.

As ondas presentes em um determinado local, próximo à costa ou em mar aberto, podem ser classificadas em vagas e marulhos (ou ondulações). Vagas são ondas que ainda estão na zona de geração, sendo capazes de receber energia do vento. O marulho é composto por ondas que se propagaram para fora da zona de geração original e/ou não são mais capazes de receber energia do vento. Os termos em inglês para vaga e marulho são, respectivamente, *wind-sea* ou *sea* e *swell* (SORENSEN, 1993).

2.1.2. Análise das ondas superficiais de gravidade

Uma propriedade fundamental das ondas superficiais, induzidas pelo vento, é sua irregularidade. O perfil da onda muda constantemente com o tempo e de forma randômica. Conseqüentemente, as propriedades das ondas não são prontamente definidas em uma base onda-a-onda (MASSEL, 1996).

A previsão dos parâmetros das ondas pode ser conseguida através da análise estocástica da superfície do mar, que abrange três domínios básicos: probabilidade, tempo e frequência.

No domínio da probabilidade, a aproximação para a análise de um registro de onda é identificar ondas individuais em um registro, e analisar estatisticamente as distribuições das alturas e dos períodos destas ondas individuais. Juntamente, correlações altura/período da onda também são consideradas, assim como os efeitos de águas rasas na distribuição da altura da onda (SORENSEN, 1993). No domínio do tempo a aproximação para a análise do registro de ondas é obtida através da aplicação da inversa da Transformada Rápida de Fourier – (FFT - *Fast Fourier Transformation*). No domínio da frequência, a aproximação para a análise do registro de ondas é determinar o espectro de onda – um gráfico da componente energia em função de período ou frequência da onda. Dessa forma, é feita uma avaliação da distribuição da energia da onda (potencial ou cinética) entre as diversas frequências e direções. Existem dois métodos principais para o desenvolvimento do espectro de frequência. O primeiro, é o método tradicional baseado na Transformada de Fourier da função de correlação. O fundamento teórico desta transformação é fornecido pelo teorema de Weiner-Khinchine. O segundo, é o método baseado na transformação direta da série temporal em componentes de Fourier, também conhecido com Transformação Rápida de Fourier (MASSEL, 1996).

Se as ondas se propagam em um meio não-homogêneo, o espectro da onda varia no tempo e no espaço. Isto ocorre devido às interações onda-onda, interação das ondas com o campo de vento sobre o oceano, e das variações de correntes e a batimetria. A evolução do espectro de energia é descrita pela equação da transferência radiativa (ou equação do transporte ou equação cinética). Maiores detalhes sobre a análise das ondas podem ser encontrado em Massel (1996).

Neste trabalho, as ondas superficiais de gravidade são analisadas no domínio da frequência através do espectro de onda.

2.2. Modelagem de Ondas

Desde a Segunda Guerra Mundial, modelos de simulação de ondas têm sido desenvolvidos para diversos propósitos.

Os modelos numéricos funcionam como importante ferramenta para a compreensão de diversos fenômenos, dentre eles as ondas. Com estes modelos é possível estudar lugares com dificuldades de realizar medições, possibilitando uma maior compreensão sobre a evolução destes fenômenos, ou seja, o uso de modelos permite um aumento, no espaço e no tempo, da quantidade de dados para interpretação de fenômenos. Por esta razão os modelos de previsão

de ondas têm se mostrado uma importante ferramenta para avaliação da agitação marítima em diversas regiões marinhas do globo e na caracterização do clima de ondas, que necessita de dados de longo período.

Os modelos de propagação de onda são baseados nos princípios físicos de conservação e são aplicados de modo a tentar reproduzir da maneira mais fiel possível o que ocorre na natureza. Young (1999) chama atenção sobre a inviabilidade computacional de modelos que incorporem por completo os princípios físicos das ondas superficiais o que, em tese, os tornariam aplicáveis em qualquer situação. Ao invés disso, uma série de modelos são propostos para situações específicas cujos processos físicos mais relevantes são considerados em cada domínio, tornando o modelo adequado para uma dada circunstância. Este autor ressalta a existência de 4 domínios principais a serem modelados: Oceano profundo, onde os efeitos de interação com o fundo podem ser desprezados; Mares costeiros, onde as interações com o fundo tornam-se importantes; Zona de empinamento e surfe, região na qual o efeito de empinamento, quebra e *runup* são importantes; e próximos à Estruturas, onde existem interações entre onda e estrutura (quebra-mar, plataforma, ilha, etc.).

Em geral, a metodologia de simulação de ondas de gravidade pode ser dividida em duas grandes classes: uma que compreende os modelos que calculam tanto a amplitude como a fase das ondas de forma individual – modelos *phase resolving* ou de fase. A outra classe corresponde aos modelos que resolvem quantidades médias, por exemplo, o espectro das ondas ou suas propriedades integrais – modelos *phase averaging* ou espectrais (OU *et al.*, 2002).

2.2.1. Modelos *Phase Resolving* e Modelos *Phase Averaging*

Os modelos *phase resolving* baseiam-se na integração vertical (o que torna o problema bidimensional) e nas equações de balanço de massa e da quantidade de movimento dependentes do tempo. Estes são freqüentemente baseados em uma aproximação Hamiltoniana, em uma aproximação de Boussinesq ou em Equações de Declividade Suave (EDS) (RIS, 1997).

Os modelos *phase averaging* são baseados na equação do balanço de energia espectral (BATTJES, 2006). Nestes modelos a superfície irregular do mar é descrita pela função da densidade da energia espectral (ou densidade da ação na presença de correntes). A cinemática da onda neste tipo de modelo pode ser descrita por uma aproximação Lagrangiana (isto é,

raios das ondas) ou por uma aproximação Euleriana (isto é, modelo de grade) ou por uma combinação destes dois.

Booij *et al.* (1997) salientam que os modelos que resolvem a fase (modelos *phase resolving*) requerem uma resolução espacial correspondente a uma pequena fração do comprimento de onda o que os limita a domínios relativamente pequenos. Em contraste, os modelos espectrais (modelos *phase averaging*) não necessitam de uma resolução tão fina, sendo, aplicados, portanto, quando as propriedades das ondas variam lentamente, na escala de muitos comprimentos de onda. Conforme Young (1999), apenas os processos de difração e alguns tipos de interação não-lineares requerem ser abordadas pelos modelos que resolvem a fase. Este fato evidencia a limitação do campo de aplicação destes modelos apenas em regiões costeiras e em situações onde há interação onda-estrutura (por exemplo, portos). Os modelos espectrais possuem um campo de aplicação relativamente mais extenso, pois contam com os processos de geração, dissipação e interações não-lineares onda-onda em águas profundas e rasas, além disso, os efeitos da refração são representados de forma eficaz. Atualmente, os modelos espectrais já contemplam as formulações para difração o que amplia ainda mais seu campo de aplicação para regiões costeiras (HOLTHUIJSEN *et al.*, 2003).

Enquanto os modelos que resolvem a fase computam a elevação superficial da água, resolvendo, portanto as componentes das ondas individualmente, os modelos espectrais estimam as propriedades médias ou integrais do campo de onda a partir do espectro direcional, $F(f,\theta)$.

A formulação da evolução do espectro direcional dada pelos modelos espectrais é representada por uma equação simplificada, muito embora esta possa ser representada com diferentes graus de sofisticação. A equação que rege a evolução e que é resolvida nesses tipos de modelos é a equação de transporte. Os modelos espectrais mais modernos predizem a evolução temporal e espacial do espectro direcional, $F(f,\theta)$.

Em plataformas continentais e áreas costeiras, modelos espectrais são mais apropriados e usados. Eles podem lidar com a exigência de resolução e aplicações em regiões relativamente grandes. Nesta aproximação, as propriedades da onda estão variando lentamente em funções das coordenadas do espaço na escala do comprimento de onda.

2.2.2. Classificação dos Modelos *Phase Averaging*

O método do espectro de ondas tem sido implementado desde Pierson *et al.* (1955) que levou em consideração as variações da equação fundamental do balanço da energia da onda no domínio temporal e espacial. Depois as hipóteses para a geração da onda pelo vento, através do mecanismo de ressonância proposto por Phillips (1957) e da teoria de cisalhamento de Miles (1957), facilitaram ainda mais as pesquisas para o desenvolvimento dos modelos numéricos de previsão de ondas, cuja evolução é denotada pelas três gerações destes modelos.

Em particular, desde 1985 após o Grupo SWAMP (*WAVE Model Development and Implementation*) ter sistematicamente analisado os modelos de 1° e 2° gerações propuseram questões básicas para o desenvolvimento dos modelos de ondas no oceano, o modelo WAM desenvolvido pelo Grupo WAMDI (1988) e o modelo de WAVEWATCH desenvolvido por Tolman (2007) foram os representantes da terceira geração dos modelos de simulação de onda para aplicações em escala global. Para aplicações próximas à costa, o modelo de onda SWAN (*Simulating Waves Nearshore*) desenvolvido por *The SWAN team* na Delft University of Technology foi modificado a partir dos modelos de 3° geração, principalmente do modelo do WAM (Ris *et al.* 1997). Este modelo inclui opções mais flexíveis nos parâmetros para processos como interações não-lineares, geração da onda pelo vento, dissipação da energia por quebra e fricção e mudança da frequência devido à topografias e correntes locais.

Os modelos espectrais (*phase averaging*) são descritos como modelos de onda de n° geração baseados em seu nível de parametrização da dissipação da onda e da interação onda-onda. Os primeiros modelos, conhecidos como modelos desacoplados ou de 1° geração foram desenvolvidos da década de 70 e não consideravam explicitamente as interações onda-onda quádruplas de onda. O espectro de ondas nestes modelos permitia somente, para seu desenvolvimento, um limite superior do espectro de Pierson-Moskowitz (1964) *apud* Fuchs (1999). Foi encontrado mais tarde por Hasselmann *et al.* (1973) que para descrever inteiramente o crescimento dos mares pelo vento era necessário explicar corretamente as interações quádruplas das ondas. Nos modelos de 2° geração este problema foi sanado por meio da parametrização destas interações e usando o espectro de JONSWAP como um limite superior. Devido às limitações dos modelos de 2° geração em reproduzir condições extremas, os de 3° geração foram desenvolvidos para o espectro computado pela integração da equação do balanço de energia espectral sem nenhuma restrição a priori no espectro (RIS, 1997). No Brasil, destaca-se o o modelo de 2° geração denominado de SAWMO (*South Atlantic Wave Model*) desenvolvido por Innocentini & Caetano Neto (1994) (CANDELLA, 1997).

3.Clima de Ondas

3.1.Introdução

O conhecimento do clima de ondas de uma área específica, próximo a costa ou em mar aberto, é de fundamental importância para elaboração de projetos de engenharia e entendimento de processos oceanográficos de longo período. Em uma dada localização, o conhecimento da altura de onda associada, frequentemente, a um determinado período de retorno, é um importante parâmetro que influencia o desenho de estruturas costeiras e *off-shore*, como, por exemplo, portos e plataformas de exploração de petróleo. Informações sobre a estatística de direção de onda também são requeridas para o entendimento de correntes de retorno e correntes longitudinais (WMO, 1998; ABADIE, 2006; HOLTHUIJSEN, 2007).

Geralmente, o clima de ondas para uma localização específica é obtido pela análise estatística de longo período de um conjunto de dados de onda, com período de abrangência suficientemente longo (acima de 10 anos). Frequentemente, as análises são limitadas à quantificação da altura significativa da onda, sua distribuição de longo período, e seu período de retorno. A estatística de longo período pode ser estimada em uma localização geográfica através (a) de toda observação de onda disponível (aproximação de distribuição inicial), (b) do valor máximo dos parâmetros de onda em tempestades (aproximação *peak-over-threshold*) ou (c) do valor máximo por ano (aproximação máxima anual) (HOLTHUIJSEN, 2007). Neste trabalho será utilizada a aproximação de distribuição inicial para a avaliação da climatologia de ondas.

A aproximação de distribuição inicial, geralmente, é o primeiro passo na análise de séries temporais de longo período. Nesta aproximação, a **altura significativa da onda (Hs)**, **período médio da onda (Tm)** e **direção média da onda (D)**, são parâmetros utilizados para estimar a distribuição de probabilidade conjunta $p(Hs, Tm, D)$. Frequentemente, os resultados são apresentados em histogramas bi-dimensionais relacionando estes três parâmetros. Estes histogramas podem ser avaliados por sazonalidade ou por mês em relação ao número total de anos (HOLTHUIJSEN, 2007). Segundo Holthuijsen (2007), para muitas aplicações, estes histogramas são adequados porque somente as estatísticas da distribuição dos valores do parâmetro da onda classificados dentro da escala de valores observados são necessárias, por exemplo, para analisar efeitos de fadiga em uma estrutura.

Entretanto, condições extremas de onda, geralmente, encontram-se fora da escala observada e assim é necessário extrapolar as observações. Estas extrapolações estão associadas às

estatísticas de extremos e, tipicamente, esta análise é limitada à Hs, em particular, ao seu período de retorno.

Tradicionalmente, a climatologia de ondas é alcançada a partir de longos registros e observações de campo, no entanto, a aquisição de dados em campo envolve problemas operacionais e econômicos. As dificuldades na instalação e manutenção de sensores de medições de ondas tornam pequena a disponibilidade de dados de onda *in situ* para uma análise em escala climatológica, com cobertura espacial e temporal, que possibilite a determinação do clima de ondas.

Atualmente, a climatologia de ondas tem sido obtida a partir da utilização de medições remotas feitas por satélites, *hindcast* de ondas por modelos computacionais e através de dados de *downscaling* produzidos a partir de re-análises de vento e ondas disponibilizadas pelo NCEP (KALNAY *et al.*, 1996; KISTLER *et al.*, 2001) e pelo ECMWF (SIMMONS e GIBSON, 2000) (WMO, 1998).

Diversos trabalhos utilizando modelos espectrais de ondas e a base de dados de re-análise têm sido desenvolvidos para a determinação e avaliação do clima de ondas em regiões costeiras e *offshore*. Kushnir *et al.* (1997) utilizando um modelo espectral de ondas de segunda geração obtiveram um *hindcast* de ondas para o Atlântico Norte. Na realização deste trabalho foram usados dez anos de re-análise de vento do ECMWF como “forçante” para o modelo de ondas. Os autores obtiveram valores de médias mensais de altura significativa, os quais foram utilizados para análise do comportamento de longo período desta variável. De maneira similar, Sterl *et al.* (1998) utilizou o modelo WAM e 15 anos de re-análise de vento do ECMWF para produzir um *hindcast* global.

Com o objetivo de analisar extremos sazonais de Hs no oceano Pacífico Norte, Wang e Swail (2001) utilizaram a re-análise de vento do NCEP como “forçante” de um modelo de segunda geração de ondas, em escala global, para a elaboração de um *hindcast* em um período de 40 anos. Posteriormente, Wang e Swail (2002) usando os dados de Wang e Swail (2001) realizaram um estudo climatológico para determinar extremos sazonais de altura de onda para o Atlântico Norte. Neste estudo foi usada uma análise cinemática dos campos de vento e aplicado o modelo de terceira geração OWI3G.

Gorman *et al.* (2003) estudaram o clima de onda na região da Nova Zelândia usando o modelo WAM. Para a área de geração, o modelo WAM foi forçado usando 20 anos (1979-1998) de

dados de ventos do ECMWF. Para avaliar as transformações da onda em regiões específicas da costa da Nova Zelândia foi usado o modelo SWAN.

Guedes Soares *et al.* (2002) avaliaram o clima de ondas para o Mediterrâneo, o Atlântico Nordeste e o Mar do Norte no âmbito do projeto Europeu HIPOCAS. Neste trabalho os autores forçaram o modelo WAM utilizando 44 anos de dados de vento da re-análise do NCEP.

Abadie *et al.* (2006), determinaram o clima de ondas na costa de Aquitaine, França analisando dados de re-análise de ondas para um período de 8 anos, obtidos do NCEP. Neste trabalho, os resultados de re-análise do NCEP foram fornecidos como condição de contorno para o modelo SWAN computar os parâmetros das ondas na linha de quebra desta região e assim verificar a influência do clima de onda na deriva *longshore*.

Boukhanovsky *et al.* (2007) avaliaram o clima de ondas no Mar do Norte utilizando o modelo WavewatchIII (WW3), a partir de 10 anos de dados de vento de re-análise do NCEP/NCAR.

Soomere *et al.* (2008) avaliaram o clima de ondas próximo a praia de Pirita, Estônia, utilizando o modelo WAM, a partir de dados de ventos *in situ*, para o período de 1981 à 2002.

Ledden *et al.* (2009) descreveram a climatologia das ondas, entre 1999 a 2004, ao largo da costa da Guiana utilizando a base de dados de onda e vento de re-análise do NCEP. Neste trabalho, foram avaliados altura significativa, período médio da onda e velocidades de vento para períodos de retorno de 1, 10 e 50 anos para a análise, a partir do modelo SWAN, de um evento extremo que ocorreu nesta região em outubro de 2005.

Waters *et al.* (2009) estudaram o clima de ondas na costa oeste de Swedish, Noruega, para o período de 1997 à 2004 utilizando a base de dados de onda do ECMWF. Na avaliação da influência das variações do fundo do mar e da linha de costa no clima de ondas, os autores usaram o modelo SWAN.

Similar a várias localidades no mundo, na região sudeste do Brasil, existe poucos dados observacionais e de campo para descrever, de forma detalhada, a climatologia de ondas. De maneira geral, dados de ondas para o litoral brasileiro são escassos e limitados aos levantados nas proximidades de portos por ocasião de suas construções. Embora existam medições instrumentais de ondas desde 1962, poucas campanhas tiveram longa duração, a maioria é em águas rasas e, praticamente, não há superposição de períodos de coleta de dados.

No Espírito Santo (ES) também é observado este panorama de escassez de dados de ondas com abrangência temporal e espacial desfavoráveis à caracterização do clima de ondas na região. A maior abrangência temporal de medição de onda no estado, que se tem conhecimento, foi realizada pelo INPH (Instituto Nacional de Pesquisas Hidroviárias) durante o ano de 1979, na década de 80 e parte da década de 90 (1990 a 1994), ao largo do litoral norte da cidade de Vitória, nas proximidades do Porto de Praia Mole em uma isóbata de 20,0m. As medições foram feitas com um ondógrafo convencional e a direção da onda foi estimada a partir de observação visual. Os resultados mostraram que a Hs média da onda em Praia Mole é da ordem de 1m, o período e a direção mais frequentes situam-se, respectivamente, entre 7 e 9s e entre 45°N a 75°N. Cabe ressaltar, a incerteza nos valores de direção de onda, obtidos através de observação visual, uma vez que é muito difícil estimar visualmente a direção “média” da onda em um mar multidirecional (ACCETA *et al.*, 2003).

No Espírito Santo não há, entretanto, um estudo sistemático de onda que contemple não somente sua caracterização próxima à costa, mas também o comportamento em regiões oceânicas. Assim, propõe-se neste estudo a avaliação do clima de ondas no Oceano Atlântico adjacente ao ES a partir da utilização da re-análise de ondas do ECMWF baseada na aproximação de distribuição inicial em uma abordagem geral e sazonal.

3.2. Área de Estudo

A área para estudar o clima de ondas contempla a região do Oceano Atlântico adjacente ao estado do Espírito Santo (ES) até uma profundidade de cerca de 4500m, representada pelo retângulo em amarelo na Figura 2.

O estado do Espírito Santo está localizado na região sudeste do Brasil e tem como limites o Oceano Atlântico a leste, o estado da Bahia ao norte, Minas Gerais a oeste e noroeste e o estado do Rio de Janeiro ao sul. Possui um litoral pouco recortado com orientação preferencial nordeste-sudoeste e extensão de pouco mais de 400 km. A plataforma continental é mais extensa na porção norte do estado e mais estreita na porção centro-sul. A 1.140 quilômetros da costa, aproximadamente, a leste da Baía do Espírito Santo, em pleno Oceano Atlântico, encontram-se a Ilha da Trindade (12,5 km²) e as Ilhas de Martim Vaz, situadas a 30 quilômetros de Trindade (Figura 2).

No estado do Espírito Santo o ambiente marinho costeiro e oceânico é utilizado, de forma direta e indireta, por atividades portuárias, de navegação, exploração de petróleo e gás natural, além do turismo e lazer.

O estado possui uma localização peculiar, pois se encontra na faixa transicional entre o clima quente das baixas latitudes e o clima mesotérmico do tipo temperado das médias latitudes. A seguir é feita uma caracterização dos aspectos da circulação atmosférica associada a esta região uma vez que o clima de ondas está intimamente relacionado aos padrões atmosféricos da região.

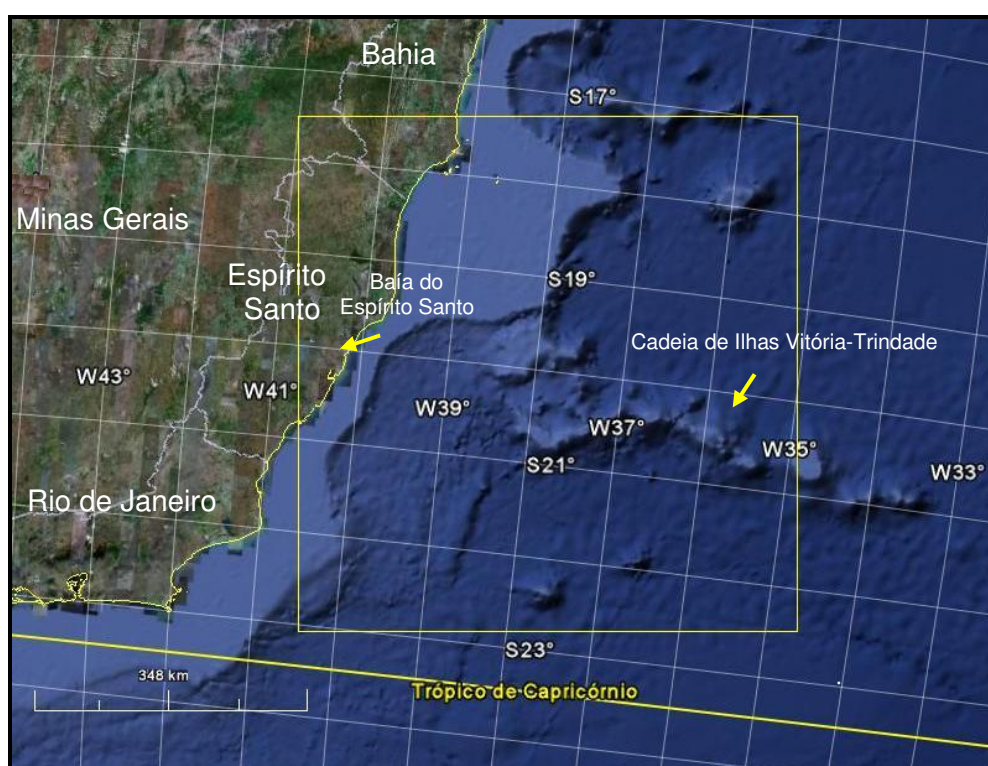


Figura 2 – Mapa representando o estado do Espírito Santo e a área de estudo localizada no ambiente marinho adjacente ao estado. Fonte: *Google Earth*

3.2.1. Sistemas atmosféricos e regime de ventos

O dinamismo da atmosfera da região sudeste brasileira é controlada diretamente por três centros de ação, compreendendo os centros de ação tropicais, um oceânico – anticiclone do Atlântico – e outro continental – depressão do Chaco, caracterizados como semifixos devido à oscilação sazonal leste-oeste de suas posições. Destes dois centros de ações são resultantes, respectivamente, os sistemas Tropical Atlântico (Ta) e o Tropical Continental (Tc). O terceiro

centro de ação está associado ao anticiclone migratório Polar que se desloca de sudeste para nordeste e dá origem ao sistema Polar Atlântico (Pa).

Segundo Monteiro (1949) a região de estudo é submetida a quatro principais sistemas atmosféricos e suas respectivas correntes:

➤O Sistema Tropical Atlântico (Ta): Está localizada sobre as latitudes tropicais cujo movimento do ar é determinado pelo anticiclone semifixo do Atlântico Sul ou anticiclone subtropical do Atlântico Sul (ASA). Este anticiclone está associado a um centro de alta pressão e atua de forma constante o ano inteiro, dominando na região quando não há entrada de sistemas frontais. É a massa de ar quente predominante da América do Sul. A Região Sudeste é freqüentemente atravessada pelo Ta através de correntes de nordeste (NE) e seguidas pelas correntes de leste (E);

➤O Sistema Tropical Continental (Tc): Com uma ocorrência pouco freqüente, esta massa tem participação complementar, adquirindo mais importância no fim da primavera ao início do outono. É constituída por uma circulação ciclônica na superfície, de forte convergência, sendo a depressão térmica do Chaco uma fonte desta massa. Tanto o Tc como o sistema equatorial continental são responsáveis pelos ventos de noroeste (NW) e oeste (W).

➤O Sistema Polar Atlântico (Pa): Associado a invasão de frentes frias oriundas de latitudes maiores. Desses sistemas surgem o Anticiclone Polar (AP) que periodicamente invadem o continente sul americano, se deslocando atrás das frentes frias. Possui atividade mais pronunciada no inverno, sendo auxiliado pela orientação N-S dos Andes, bem como pelo Planalto Central. Possui núcleo frio e ocasionalmente migra em direção às latitudes menores, onde se encontra o ASA. Desse encontro de massas resulta a formação da frente fria, conforme visualizado na Figura 3 (b). A Pa é sentida no Sudeste, com a presença dos ventos sul (S) e sudeste (SE) e temperaturas mais baixas.

➤O Sistema Equatorial Continental (Ec): se origina na Amazônia e é considerado como uma célula de divergência dos Alísios. Caracteriza-se por ser quente e de elevada umidade, decorrente da área sobre a qual se forma. Durante o verão, atraída pelos sistemas depressionários – térmicos e dinâmicos – do interior do continente, tende a avançar do noroeste (NW) ora para sudeste (SE) ora para (sul-sudeste) SSE, de acordo com a posição da Frente Polar Atlântica;

Já Sarmiento (1983) caracteriza a resultante desses sistemas atmosféricos de uma forma mais abrangente, com o regime de ventos sendo provenientes de Nordeste (NE), no período que vai de agosto a maio, com velocidade média de vento em torno de 5m/s, associados aos ventos alísios, que sopram durante a maior parte do ano, provenientes do Oceano Atlântico em função das massas aquecidas Tropical Atlântica (Ta) e Equatorial. No período que vai de abril a julho a direção do vento predominante é de Sudeste (SE), com velocidade média de vento em torno de 4,5m/s relacionados às frentes frias que chegam periodicamente à costa do Estado devido a Massa Polar Atlântica (Pa).

Segundo Nimer (1989), durante todo o ano nas regiões tropicais do Brasil, sopram freqüentemente ventos dos quadrantes Leste (E) a Nordeste (NE), oriundos das altas subtropicais, ou seja, do anticiclone semi-fixo do Atlântico Sul, que podem ser cessados com a chegada de sistemas de correntes perturbadas de Sul, Oeste e Leste. As correntes perturbadas de Sul são representadas pela invasão de anticiclone polar, com ventos de Sul (S) a Sudeste (SE). As correntes perturbadas de Oeste decorrem de meados da primavera a meados de outono, com a invasão de ventos de Oeste (W) a Noroeste (NW), trazidos por linhas de instabilidade tropicais e, as correntes de leste, mais freqüentes no inverno e outono, se deslocam de leste para oeste provocando ventos de Leste (E).

Nesta região é nítido o equilíbrio dinâmico entre as frentes polares (correntes perturbadas de sul), através do sistema de circulação do anticiclone migratório polar das altas latitudes, em oposição com o sistema de circulação do anticiclone semi-fixo do Atlântico Sul.

Segundo Pinho (2003) é sabido que a região sudeste brasileira localiza-se na Zona Tropical e sofre predominante influência do Anticiclone Subtropical do Atlântico Sul, que oscila em torno de sua posição média, localizando-se mais ao sul e a leste no verão (30°S e 15°W) e mais ao norte e a oeste no inverno (22°S e 30°W). Esse sistema de ação gera ventos que giram em torno do seu núcleo, divergentes e contrários aos ponteiros do relógio; estabelecendo assim as condições meteorológicas mais freqüentes na região, que são os ventos de direções variáveis de Norte a Leste, e de intensidades fracas a moderadas. Na Figura 3 (a) é apresentada uma imagem do satélite GOES-8 com uma ocorrência desta situação.

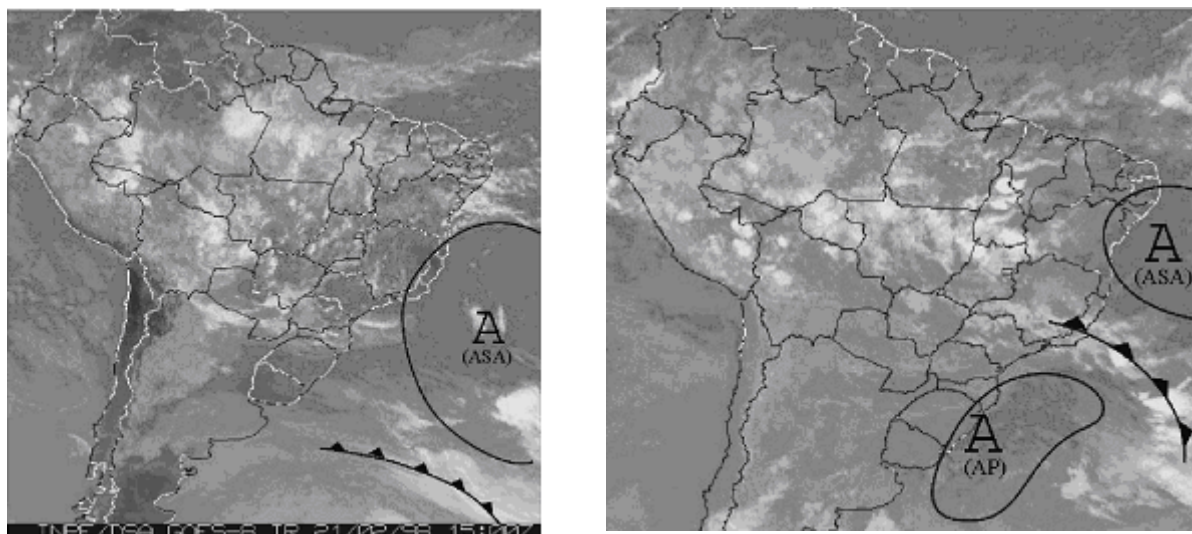


Figura 3 – Imagens de satélite dos principais sistemas atmosféricos que dominam na região: a) influência do ASA, situação mais comum, b) encontro das massas de ar Tropical e Polar com formação da frente fria. Fonte: Pinho (2003).

Além destas características a região sudeste do Brasil é frequentemente atingida por ciclones extratropicais, ou seja, que são gerados fora dos trópicos. Ao contrário dos anticiclones, que consistem num centro de divergência de ventos, devido a alta pressão que encerra, os ciclones são caracterizados por um centro de convergência de ventos, por razão da baixa pressão.

No Atlântico Sul observa-se apenas a ocorrência de ciclones extratropicais que se originam, freqüentemente, no litoral norte da Argentina, e são caracterizados como uma massa de nebulosidade que forma um vórtice girando em sentido horário na extremidade direita das frentes frias.

Os ciclones extratropicais, embora com efeitos não tão devastadores quanto os ciclones tropicais, têm maiores dimensões espaciais, duram mais tempo, ocorrem mais freqüentemente, principalmente, nas latitudes médias elevadas, e afetam o estado do tempo e do mar em áreas muito mais vastas (PINHO, 2003). Na Figura 4 é apresentada uma imagem do satélite GOES-8 com uma ocorrência desta situação. Segundo Innocentini *et al.* (2003), no Atlântico Sul, os ciclones e anticiclones migratórios são os responsáveis pelos estados de agitação marítimas mais intensos. As maiores ondas de superfície, freqüentemente, causadores de naufrágios e ressacas, estão relacionadas, aos ciclones extratropicais.

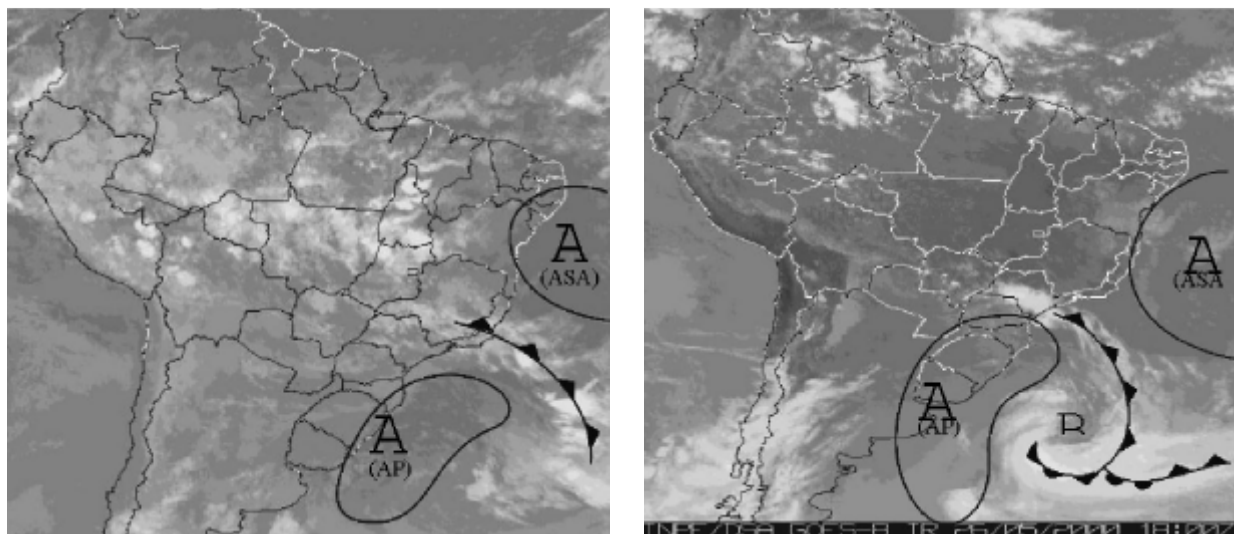


Figura 4 – Formação de um ciclone extratropical a) chegada de uma frente fria e, b) formação do ciclone. Fonte: Pinho (2003).

A passagem de um ciclone extratropical na região sudeste do Brasil produz inicialmente ventos de sudoeste, correspondente à direção 225° , que giram para SE conforme o ciclone evolui para o norte ou nordeste (PINHO, 2003).

3.2.2. Clima de Ventos

Os dados climatológicos para a determinação do clima de ventos para a região foram obtidos a partir da re-análise do NCEP para o período entre 1958 a 1997.

Na Figura 5 e Figura 6 são apresentadas a circulação atmosférica de larga escala junto à superfície, sobre a América do Sul e oceanos próximos, para os meses de janeiro, abril, julho e outubro, representativos, respectivamente, das estações do verão, outono, inverno e primavera. Nestas Figuras, as setas com cores mais quentes indicam maior intensidade dos ventos, enquanto que as cores frias referem-se aos ventos mais fracos. A intensidade do vento, em metros por segundo, é indicada no rodapé de cada figura por uma seta padrão.

Para os ventos climatológicos na região próxima ao sul da Bahia e norte do Espírito Santo, observa-se, nas Figura 5 (a) e Figura 6 (b), que nos meses de janeiro e outubro os ventos da grande escala chegam com direção de E-NE à região, enquanto que em abril e julho os ventos predominantes são de Leste-Sudeste.

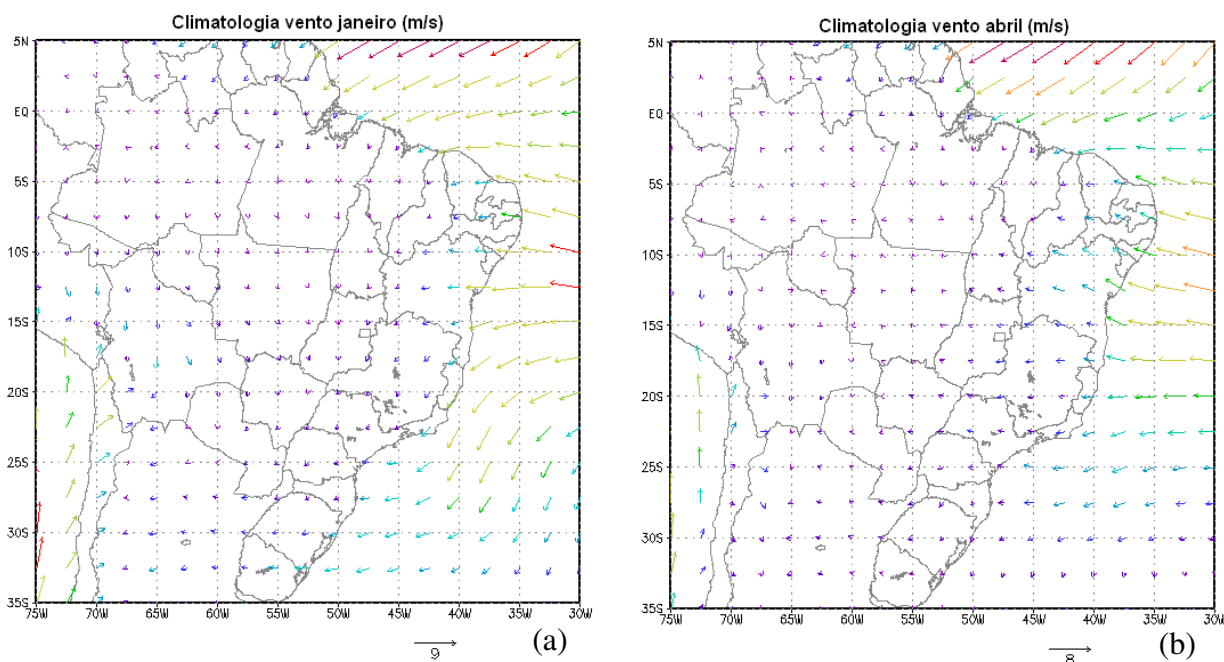


Figura 5 - Climatologia dos ventos de superfície, no Brasil e oceanos vizinhos, para o mês de (a) janeiro e (b) abril com média tomada no período de 1958 a 1997. Unidade: m/s. Fonte: Re-análises do NCEP por Maxsuel M. R. Pereira.

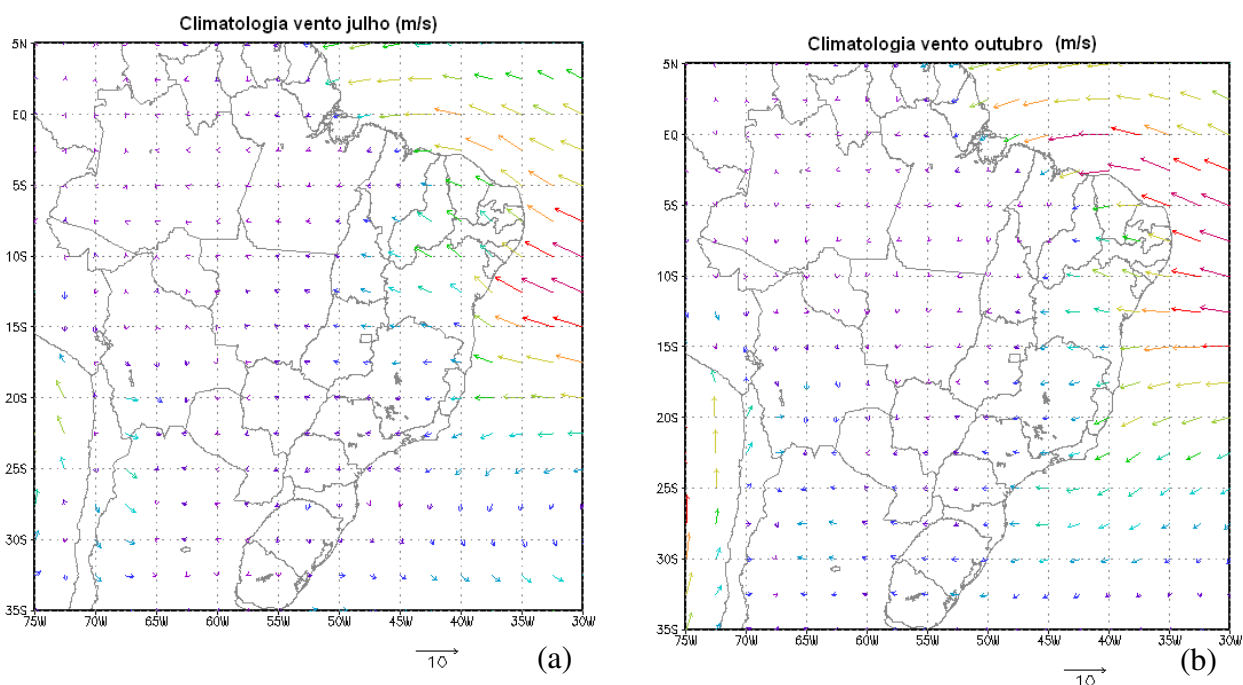


Figura 6 - Climatologia dos ventos de superfície, no Brasil e oceanos vizinhos, para os meses de (a) julho e (b) outubro com média tomada no período de 1958 a 1997. Unidade: m/s. Fonte: Re-análises do NCEP por Maxsuel M. R. Pereira.

Na porção central do Espírito Santo verifica-se a predominância dos ventos de grande escala de direção E nos meses de abril e julho, e de direção NE nos meses de janeiro e outubro.

Para a região costeira próxima a Baía do Espírito Santo, a partir de dados obtidos pela Estação Meteorológica da Companhia Siderúrgica de Tubarão (CST), entre 01 de janeiro de 1995 e 30 de julho de 1999, o padrão de ventos confirmam o predomínio de ventos de NE entre outubro e março (Tabela 1). Já, entre abril e setembro a área de estudo fica sujeita aos ventos provenientes dos quadrantes SE e S (ALBINO *et al.*, 2004).

Tabela 1 - Dados de ventos obtidos na Estação Meteorológica da CST na região de Vitória – ES, entre janeiro de 1995 e julho de 1999. Fonte: Albino *et al.*, 2004.

Direção	Ocorrência (%)	Velocidade	Desvio	Velocidade	Velocidade
		Média (m/s)	Padrão	Máxima (m/s)	Mínima
N	4,77	2,74	3,63	14,8	0,5
NE	36,24	2,56	1,12	10,0	0,1
E	15,44	3,09	1,16	14,8	0,6
SE	4,93	2,15	0,66	4,3	0,8
S	7,55	2,51	1,63	14,8	0,2
SW	13,65	2,40	0,97	7,0	0,6
W	9,21	1,49	0,82	8,0	0,5
NW	8,20	1,18	0,60	5,3	0,5

A análise da Tabela 1 permite verificar a predominância dos ventos do quadrante NE, constatando o fato de que durante a maior parte do ano, os ventos predominantes são provenientes das massas aquecidas Tropical Atlântica e Equatorial Atlântica. No inverno ocorre com frequência o vento de SW, devido à Massa Polar Antártica.

3.3.Re-análise ECMWF

Na tentativa de suprir a carência de dados oceanográficos e meteorológicos em diversas localidades do mundo, alguns centros de previsão meteorológica e oceânica têm disponibilizado dados de análises globais de longo período e de alta qualidade de condições atmosféricas, de terra e onda-oceano, que são utilizadas em várias áreas da oceanografia e nas

engenharias. O *National Center for Atmospheric Research* – NCAR / *National Centers for Environmental Prediction* – NCEP e o *European Centre for Medium-range Weather Forecast* - ECMWF são os mais conhecidos destes centros que disponibilizam re-análises de dados de ondas.

Os dados de re-análise do ECMWF inicialmente foram avaliados a partir do Projeto ERA-15 contemplando o clima de ondas para um período de 15 anos a partir de dezembro de 1978 a fevereiro de 1994. Este conjunto de dados foi substituído, em 2003, pelo ERA-40 que disponibiliza dados de re-análise de ondas abrangendo 45 anos a partir de setembro de 1957 a agosto de 2002 (KÅLLBERG *et al.*, 2007).

As cartas com campo de ondas do ERA-40 incluem dados dos arquivos operacionais do ECMWF e dados fornecidos por instituições externas parceiras como o *National Center for Atmospheric Research* – NCAR e NCEP.

Os dados de ondas são submetidos a uma análise para interpolação no tempo e no espaço por um modelo de ondas, validação com medidas de altimetria e com dados de satélite e, são extensivamente verificados por uma equipe técnica especializada.

A re-análise de ondas é baseada nos dados obtidos pelo modelo espectral de terceira geração WAM e em dados de satélite. O WAM é, dos modelos espectrais, considerado o estado-da-arte em simulações de ondas geradas pelo vento em águas profundas. Entre os processos físicos, estão às iterações não-lineares quádruplas, necessárias para descrever apropriadamente a evolução do espectro em águas com profundidade maiores que 100 m. Uma descrição completa sobre o modelo pode ser obtida em Grupo WAMDI (1988).

O modelo de onda-oceano é acoplado ao modelo atmosférico *Integrated Forecast System* - IFS no modo de interação *two-way*. No modelo WAM as ondas são avaliadas em uma grade esférica irregular e o espectro da onda é discretizado em 30 frequências espaçadas logaritmicamente, com frequência inicial de $f=0,035$ Hz, e 24 direções de onda para uma resolução espacial de 15° .

Os dados de ondas do modelo WAM são validados a partir de dados de bóia e de medidas de altimetria e *Synthetic Aperture Radar* - SAR a partir do satélite *European Remote-sensing Satellite* - ERS 1 e 2 (JANSSEN e JEAN-RAYMOND, 2003).

As cartas de ondas são disponibilizadas com uma resolução espacial de $1,5^\circ$ de latitude e longitude, em intervalos de 6 horas, ou seja, quatro vezes ao dia, 00, 06, 12, e 18 UTC (*Coordinate Universal Time*).

3.4. Verificação dos dados de ondas do ECMWF para o oceano adjacente ao Espírito Santo

Os dados de re-análise de onda do ECMWF utilizados para caracterização do clima de ondas no Oceano Atlântico adjacente ao ES é verificado qualitativamente através da comparação de sua tendência com dados de medição *in situ* obtidos em um ponto próximo à costa do ES. Os resultados desta comparação são apresentados na Figura 7.

Esta avaliação de caráter qualitativo foi escolhida, uma vez que, a comparação se dá entre duas bases de dados de expressiva distinção quanto a sua localização geográfica, metodologia de aquisição dos dados e frequência de coleta dos dados.

Os dados de onda usados na comparação referem-se às medições *in situ* obtidas por um ondógrafo direcional pelo INPH (Instituto Nacional de Pesquisas Hidroviárias) ao largo do Porto de Praia Mole, próximo a Baía do Espírito Santo, no ponto de coordenadas geográficas 20°17'18"S e 40°12'54"W, numa lâmina d'água aproximadamente de 21m DHN. Foram disponibilizados somente dados de altura significativa e direção da onda para o período de medições entre 28/05/2001 e 11/12/2001 (ACCETA *et al.*, 2003).

A base de dados do ECMWF utilizada na caracterização do clima na região de estudo abrange a área localizada entre as coordenadas 23° a 18°S e 40° a 35°W, sendo descrita detalhadamente nas seções 3.3 e 3.5. Cabe enfatizar que a localização do ponto com dados de onda do INPH encontra-se em águas rasas e maior parte dos pontos do ECMWF localiza-se em águas profundas, como pode ser observado na Figura 8, que mostra a localização dos pontos sobre o mapa batimétrico da região.

Na verificação, somente o parâmetro direção será avaliado, uma vez que, independente de se tratar de um ponto próximo à costa ou afastado dessa a semelhança no padrão geral direcional das ondas deve ser observado. O mesmo não ocorre com o parâmetro de altura da onda que é fortemente influenciado pela configuração batimétrica local.

Dessa forma, os dados de direção de onda do INPH entre 28/05/2001 e 11/12/2001 (Figura 7 a) são comparados com os dados de direção de onda do ECMWF para um período de abrangência temporal entre 01/06/2001 a 30/11/2001 (Figura 7 b) e, em meses próximos e para todos os anos de abrangência dos dados do ECMWF (01/06/1957 à 30/11/2002) (Figura 7 c).

Na rosa de ondas as direções de ambas as bases de dados foram apresentadas em classes de 15 graus, sendo representadas pelo seu valor médio.

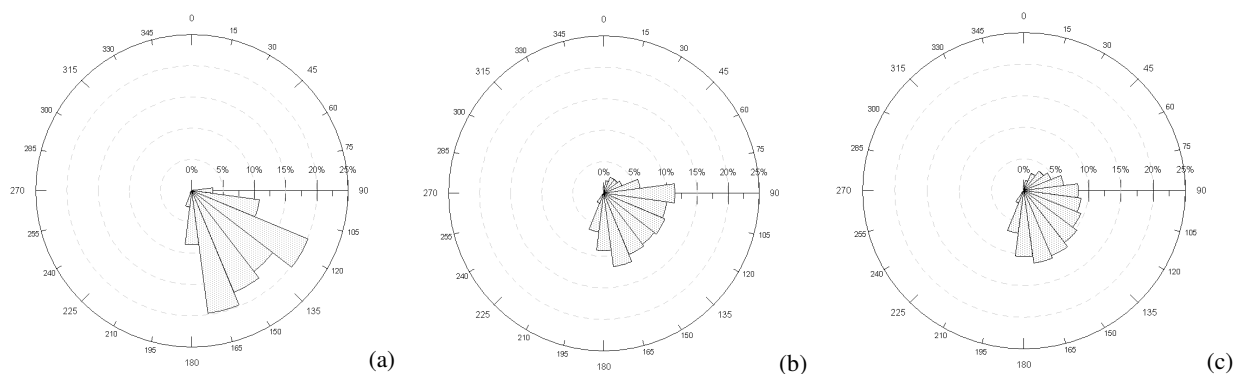


Figura 7 – Distribuição de frequência de onda por direção para (a) dados de ondas obtidos por um ondógrafo direcional em um ponto localizado próximo à costa do ES entre o período de 28/05/2001 e 11/12/2001, e para dados de ondas do ECMWF em uma área localizado no oceano adjacente ao ES (b) entre o período de 01/06 à 30/11/2001 e (c) entre o período de 01/06/1957 à 30/11/2002.

Analisando a Figura 7 nota-se que o padrão direcional das ondas obtidas a partir da base de dados de re-análise do ECMWF apresenta uma configuração qualitativa similar àquela obtida pelo INPH a partir de medições com ondógrafo.

A predominância de ocorrência das ondas em ambas as bases de dados são do quadrante SE. Os dados coletados pelo ondógrafo direcional ao largo do Porto de Praia Mole (a) mostram uma predominância das classes de 120° e 165° , seguida das classes de 150° e 135° , com uma menor expressividade das ondas de sul (classe de 180°) e 105° . Este padrão observado para um ponto próximo à costa é similar ao encontrado nos dados do ECMWF para o mesmo período (b), entretanto, como é esperado, os valores percentuais de distribuição são diferentes e neste, tem-se uma distribuição mais ampla nas demais classes de direção.

Não se pode esperar encontrar a mesma distribuição direcional das ondas na comparação destas duas bases de dados, devido os mesmos terem sido adquiridos em localizações e por métodos distintos. Entretanto, uma configuração qualitativa próxima mostrando predominâncias para os mesmos setores de direções é esperada.

3.5. Clima de Ondas para oceano adjacente ao Espírito Santo - ES

A climatologia de ondas para o Espírito Santo é obtida através da amostragem secundária e do tratamento estatístico dos dados de re-análise do ECMWF (seção 1.2.1) para um período de 45 anos, entre setembro de 1957 a agosto de 2002.

O clima é avaliado na área marítima adjacente à costa do estado do ES que abrange desde sua plataforma continental até profundidades em torno de 4500 m, cuja localização está entre 23° a 17,5° S e 40,5° a 35° W (Figura 8). Nesta região existem 14 pontos de grade onde são avaliadas as ocorrências das ondas.

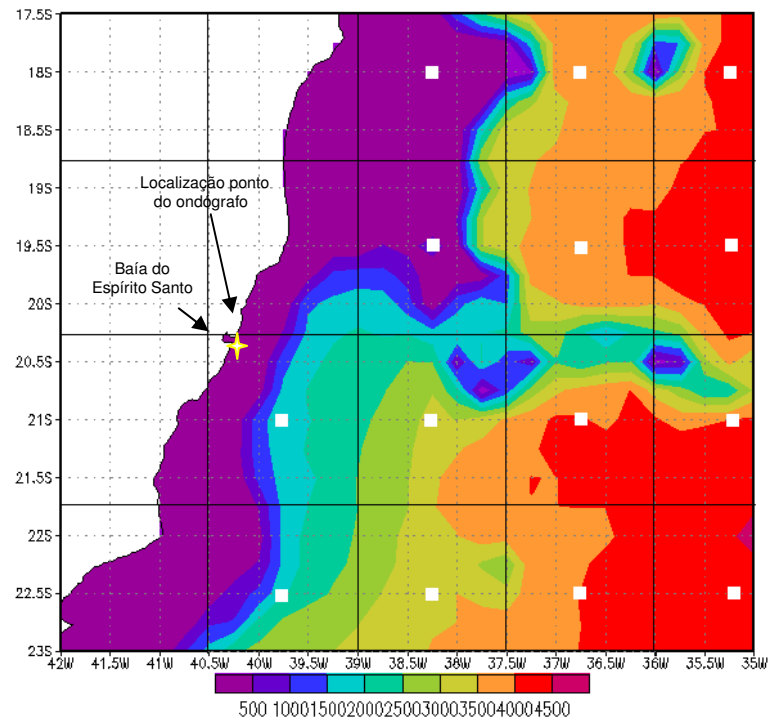


Figura 8 – Área de estudo do clima de ondas no ES, batimetria, localização dos 14 pontos nos quais são avaliados os dados de onda do ECMWF e localização do ponto de medição pelo ondógrafo.

A escolha da região foi feita de forma a contemplar todas as possíveis direções das ondas que se aproximam da região de estudo e identificar as características das ondas não somente próximas à costa, mas também em águas profundas, uma vez que, o impacto destas ondas, em regiões mais distantes da costa é relevante, pois podem afetar atividades como navegação e exploração de petróleo.

3.5.1. Análise estatística

Na determinação do clima de ondas as análises foram focadas em três parâmetros estatísticos da onda: a altura significativa (H_s), o período médio (T_m) e a direção média da onda (D).

O primeiro parâmetro é dado por:

$$H_s = 4\sqrt{\int \int E(\sigma, \theta) d\sigma d\theta}, \quad (1)$$

o segundo é

$$T_{m,-1,0} = 2\pi \int \omega^{-1} E(\sigma, \theta) d\sigma d\theta / \int E(\sigma, \theta) d\sigma d\theta, \quad (2)$$

e o terceiro termo é a direção média da onda, ou seja, a direção normal a crista da onda

$$\text{DIR} = \arctan \left[\frac{\int \sin(\theta) E(\sigma, \theta) d\sigma d\theta}{\int \cos(\theta) E(\sigma, \theta) d\sigma d\theta} \right] \quad (3)$$

onde $E(\sigma, \theta)$ é o espectro densidade energia da onda, para σ frequência relativa da onda e θ direção da onda.

O programa *Climate Data Operators* (CDO) é usado para o tratamento inicial dos dados de onda do ECMWF. O CDO é constituído de um conjunto de operadores para processamento de dados fornecidos por modelos de previsão climática. Os operadores incluem funções simples de estatística e aritmética, ferramentas de seleção de dados, de amostragem secundária e, de interpolação espacial (SCHULZWEIDA, 2008).

A partir do CDO delimitou-se a área com os 14 pontos nos quais os dados de T_m , H_s e D foram avaliados (função *sellonlatbox*), em seguida, ordenou-se os dados (função *split*) por ano, mês e dia. Cada arquivo de ano possui dados de onda separados mensalmente. Os arquivos mensais possuem dados de onda horários de 6 em 6 horas, ou seja, 4 dados por dia.

A análise dos dados de longo período de onda do ECMWF, baseadas na aproximação de distribuição inicial, consistiu na classificação dos valores de ocorrência das ondas e plotagem dos resultados em histogramas bidimensionais de distribuição de probabilidade conjunta de ocorrências de H_s e T_m por setor direcional, ΔD . O número de ocorrências é apresentado (ao invés da densidade probabilidade) em *bins* de tamanho ΔH_s , ΔT_m por setor direcional, ΔD (ver Figura 12 (a)). Em adição, é apresentado um histograma para H_s e T_m (desconsiderando a D), representando a distribuição conjunta $p(H_s, T_m)$. Assim, são apresentados histogramas de distribuição conjunta da D como uma função da H_s , da D como uma função do T_m e do T_m como uma função da H_s .

Os histogramas de distribuição de probabilidade conjunta dos parâmetros da onda são compostos de *bins* de números de ocorrência, em que cada *bin* representa um número “X” de

ocorrência conforme definido na escala lateral junto ao histograma. Os valores de ocorrências são apresentados em termos do número total de ocorrência e na forma normalizada, cujo valor máximo de ocorrência é 1. Cabe ressaltar que a forma normalizada, devido a escala adotada, ressalta os picos, ou seja, as maiores ocorrências de onda, entretanto, subestima e mascara os valores com poucas ocorrências de ondas, geralmente, associados aos extremos de valores baixos e altos dos três parâmetros da onda avaliados.

A interpretação dos histogramas é feita observando que cada *bin* do gráfico, associado a um valor específico de D versus H_s (ou $D \times T_m$, ou $T_m \times H_s$), representa a frequência de ocorrência, ou seja, o número de ocorrências em que a onda se apresentou com aquele valor de D e H_s (ou D e T_m , ou T_m e H_s).

Para uma melhor visualização dos histogramas de densidade probabilidade, os valores de D são apresentados com uma resolução de 10° , os dados de H_s a resolução é de 0,1 m e os valores de T_m são apresentados com uma resolução de 0,2 s.

Entretanto, para a análise e discussão dos resultados foram estabelecidas resoluções de classes de 45° para a D , 1,0 s para o T_m e, 0,5m para a H_s , respectivamente, como sugeridas por Holthujsen (2007) e Pinho (2003). Dessa forma, desconsiderando as classes nas quais não foram observados ocorrências de ondas, o parâmetro de direção obteve um total de 8 classes (entre 0° e 360°), o período da onda um total de 11 classes (entre 4,0s e 15,0s) e, a altura significativa apresentou 10 classes (entre 3,5 m e 5,5m).

Os resultados são abordados ressaltando os padrões de onda mais frequentes, em relação ao T_m e H_s , e padrões de ondas associados a eventos intensos, em relação aos mesmos parâmetros da onda. O padrão mais frequente é tratado neste estudo como “típico” e aqueles associado a eventos mais energéticos são mencionados como “extremo”.

O padrão típico diz-se daquele que caracteriza as ondas com T_m (ou H_s) mais frequentes de ocorrer na região, para o período de avaliação dos dados. O padrão extremo, diz-se daquele que caracteriza as ondas menos frequentes de ocorrer na região, porém com maior intensidade, ou seja, com valores de T_m e H_s elevados. Valores elevados de ambos os parâmetros estão associados a eventos de ondas propensos a causar prejuízos tanto em regiões afastadas quanto próximas a costa. Tais eventos correspondem a ondas mais energéticas capazes de ocasionar mudanças significativas na linha de costa.

O padrão típico é definido estatisticamente através da classe que representa a moda da distribuição do T_m e H_s . Na caracterização estatística do padrão extremo considera-se os

valores que ocorrem acima do percentil 90%, ou seja, apenas as ocorrências que estão no decil superior da distribuição do conjunto de dados de onda. Outra avaliação proposta para identificar eventos de ondas intensos foi estabelecer os valores dos parâmetros de Hs e Tm acima do percentil 99%, isto é, apenas as ocorrências que estão no 1 % mais intenso.

Para uma caracterização geral do clima de onda na região marinha adjacente ao ES, as análises supracitadas são avaliadas para o conjunto de todos os dados abrangendo todos os anos entre setembro de 1957 a agosto de 2002, disponibilizados em intervalos de 6h.

Com intuito de associar o clima de ondas às características sazonais das estações do ano, as análises supracitadas são avaliadas para todos os anos dos dados para os meses de dezembro, janeiro e fevereiro (verão); março, abril e maio (outono); junho, julho e agosto (inverno) e para os meses de setembro, outubro e novembro (primavera).

3.5.2.Clima de Ondas Geral

Uma classificação geral do clima de ondas no Oceano Atlântico adjacente ao ES é realizada tomando como referência dados de onda da re-análise do ECMWF com periodicidade de 6h em 6h, entre setembro de 1957 a agosto de 2002, contabilizando um total de 964260 ocorrências. Todos os valores percentuais apresentados nesta seção associados às classes de D, Tm e Hs são referenciados a este total. Já na análise dos padrões típico e extremo de onda associados aos parâmetros de direção, os valores percentuais de ocorrência de onda são referenciados ao total de ocorrência para padrão analisado.

▪ Direção (D)

O resultado da análise estatística de ocorrência de ondas na região de estudo mostrou que 98,5% das ondas estão entre as direções 0° e 225°. A predominância de ondas nesta faixa de direção é notada na Figura 9. A distribuição das ondas neste intervalo de direção denota uma ampla variabilidade direcional dos eventos de ondas que caracterizam o clima de ondas na região oceânica adjacente ao ES.

Este fato é ratificado, por exemplo, analisando, na Figura 12 (a) e (c), o contorno que representa valores acima de 500 ocorrências de ondas que mostram a maior parte das ocorrências das ondas entre 0° e 210°.

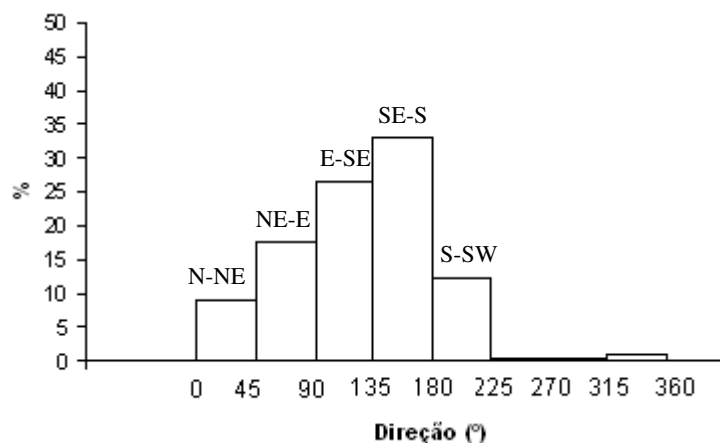


Figura 9 – Histograma de direção média da onda entre os anos de 1957 – 2002 para os dados do ECMWF.

Tendo em vista o percentual de predominância de ondas por direção e a orientação, aproximadamente, nordeste - sudoeste apresentada pela linha costa do ES, foram estabelecidas 5 classes associadas às principais direções de ondas possíveis de incidirem na região, com abrangência de 0° a 225° . Estas 5 classes abrangem ondas provenientes dos quadrantes nordeste: classe 1 (N-NE) e classe 2 (NE-E); do quadrante sudeste: classe 3 (E-SE) e classe 4 (SE-S) e; parte do quadrante sudoeste: classe 5 (S-SW) (Tabela 2).

Tabela 2 – Classificação das ondas na região de estudo em 5 classes de direção para todas as Hs e Tm considerados e o percentual de ocorrência de onda por classe.

CLASSE	CLASSE 1	CLASSE 2	CLASSE 3	CLASSE 4	CLASSE 5
Direção	N-NE (0° - 45°)	NE-E (45° - 90°)	E-SE (90° - 135°)	SE-S (135° - 180°)	S-SW (180° - 225°)
Ocorrência de ondas	8,9%	17,6%	26,5%	32,9%	12,3%

Analisando a Tabela 2 e a Figura 9 verifica-se que as ondas presentes ao largo da região marítima do ES são provenientes, principalmente, do quadrante SE (Classes 3 e 4), totalizando 59,5% das direções apresentadas no conjunto de dados. Esta predominância de ondas de SE também é observada na Figura 12 (b) e (d) que mostra um pico dos valores (representado pelo contorno circular com valores acima de 0,7 ocorrências) entre, aproximadamente, as direções 90° e 180° , para ambos os parâmetros de Hs e Tm como uma função da D.

No segundo grupo mais representativo, composto pelas classes 1 e 2, encontram-se as ondas provenientes do quadrante NE, com cerca de 26,63% do total de ocorrências. Na classe menos representativa, as ondas provenientes do quadrante SW, totalizam 12,34% das ocorrências.

De forma ordenada, observa-se o predomínio da classe 4, seguida das classes 3 e 2, e com menor representatividade encontram-se, respectivamente, as classes 5 e 1.

▪ **Período Médio (T_m)**

A análise estatística do período da onda para a caracterização do clima de ondas na região do ES em padrões típico e extremo de T_m é apresentada na Tabela 3.

Tabela 3 – Característica gerais dos padrões típicos e extremos do período médio para o clima de ondas geral

Padrão	Estatística	Período Médio (T _m)		
		Intervalo (s)	Percentual (%)	Média
Típico	Classe modal	7,0 - 8,0	28,9	7,5
Extremo	Percentil 90%	9,8 - 14,2	10,0	10,5
	Percentil 99%	11,4 - 14,2	1,0	12,0

A moda da distribuição, que caracteriza o padrão típico, é representada no histograma da Figura 10 entre os intervalos de classe de 7,0s e 8,0s. Cerca de 56% das ondas têm T_m entre 7,0s e 9,0s. Para o padrão extremo, o decil superior do T_m encontra-se no intervalo entre 9,8s e 14,2s. Ondas com T_m acima do percentil 99% encontram-se entre 11,4s e 14,2s. Cabe ressaltar que para este conjunto de dados não foram encontrados T_m inferiores a 4,6s e superiores a 14,2s.

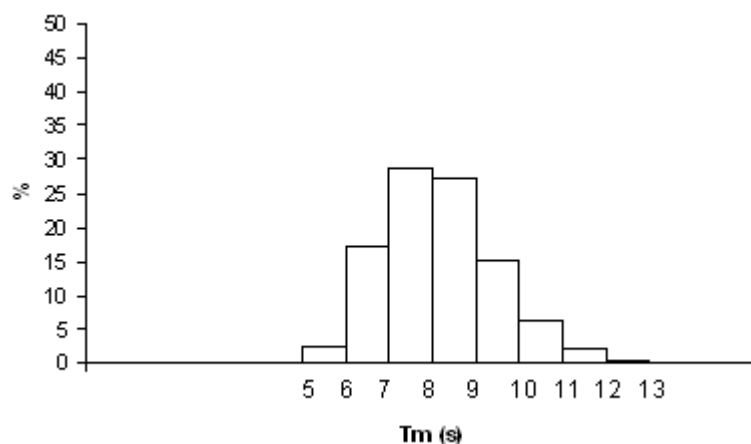


Figura 10 - Histograma de período médio da onda entre os anos de 1957 – 2002 para os dados do ECMWF.

O resultado da análise da distribuição conjunta do T_m como uma função da D , mostra que a maior parte, 62,5%, das ondas na região de estudo, que se encontram na faixa dos T_m típicos, são provenientes do quadrante SE (classes 3 e 4). Ondas com T_m típicos, entre 7,0s e 8,0s, provenientes do quadrante nordeste, (classes 1 e 2) representam 30,7% e aquelas provenientes da classe de direção S-SO representam apenas 4,6%. A maior representatividade das classes 3 e 4, também, pode ser observada na Figura 12 pelos contornos circulares centrais com valores entre 0,8 e 1, para a escala normalizada, denotando as maiores ocorrências de ondas com valores de T_m típicos (7,0s e 8,0s) entre as direções 90° e 180° .

A análise da distribuição conjunta do T_m como uma função da H_s , a partir da Figura 12 (e), torna evidente que o T_m típico é representado por ondas com alturas entre 1 e 2 m (contornos circulares centrais com valores entre 2000 a 10000 ocorrências).

Para o padrão extremo de T_m de ondas associadas aos 10% mais intensos, a distribuição por classes de direção, representada por um máximo na Figura 12 (c), mostra que a maior parte destes estão associados às ondas de S-SO (classe 5), cerca de 49,2%, seguida das ondas de SE-S (classe 4), com representatividade de 42,7% e da classe 3 com 5,2%. O percentual de ocorrência das demais classes são inferiores a 5%.

Na Figura 12 (e) observa-se que o intervalo de períodos extremos apresenta-se com uma ampla variabilidade de alturas, com ondas desde 1 m até 5 m, para o $T_m=9,8s$ (limite inferior do percentil 90%) e para $T=14,0s$ (limite inferior do percentil 99%) o intervalo de H_s associadas encontram-se entre 2,0m e 4,0m.

Para o percentil 99%, com 11,4s sendo o limite inferior do intervalo de T_m extremos, a distribuição de T_m por direção mostra uma predominância mais expressiva das ondas associadas à classe 5, com 81,4%, seguida da classe 4 com 15,8%. Em relação à H_s , ondas nesta faixa de T_m , se mostraram com um pico associado a alturas mais elevadas, entre 2,0m e 2,5 m.

▪ **Altura Significativa (H_s)**

Os resultados da avaliação do parâmetro H_s para a caracterização do clima de ondas na região do ES em padrões típico e extremo são apresentados na Tabela 4.

Tabela 4 - Característica gerais dos padrões típicos e extremos da altura significativa para o clima de ondas geral

Padrão	Estatística	Altura Singnificativa (Hs)		
		Intervalo (m)	Percentual (%)	Média
Típico	Classe modal	1,0 – 2,0	80,0	*
Extremo	Percentil 90%	2,2 – 5,3	*	2,5
	Percentil 99%	2,9 – 5,3	*	3,2

Para o padrão típico foi considerado um intervalo entre 1,0m e 2,0m de altura (cerca de 80%), uma vez que as classes de 1,0m a 1,5m e 1,5m a 2,0m apresentaram valores muito próximos (ver Figura 11). Para o padrão extremo, o decil superior, abrange um intervalo de Hs entre 2,2m e 5,3m e ondas acima do percentil 99%, o limite inferior da faixa de Hs extremas se eleva para 2,9m. Cabe ressaltar que não foram encontradas ondas com Hs inferiores a 0,5m e superiores a 5,3m para todo período e direções analisadas.

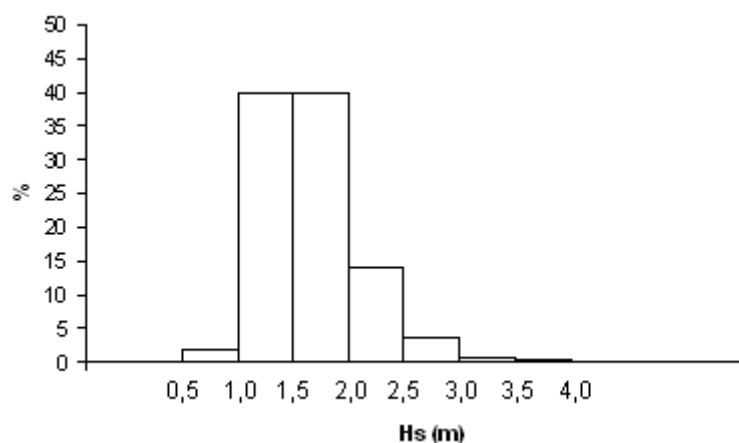


Figura 11 - Histograma de altura significativa da onda entre os anos de 1957 – 2002 para os dados do ECMWF.

Na análise da distribuição conjunta da Hs típica como uma função da D, na Figura 12 (a), fica nítida a relação desta faixa de Hs típicas com as direções de ondas mais ocorrentes na região. Nesta figura, o contorno central, representado por valores de ocorrência de onda entre 10000 e 20000, mostra que ondas com Hs entre 1,0m e 2,0m encontram-se associadas à direção de aproximadamente 90° a 180° (classes 3 e 4) em cerca de 50% das ocorrências de ondas. Ondas provenientes do quadrante NE (classes 1 e 2) representam 22,6%, enquanto que ondas provenientes do quadrante SW (classe 5) perfazem um total de 6,8%. Na Figura 12 (b) o pico de ocorrência de Hs entre 1,0m e 2,0m está representado por ondas com direções entre 120° a 170°, classe 4.

A faixa de Hs típica apresenta uma relação direta com a classificação associada às direções da onda, comportando de forma similar, com predominância de casos de onda na classe 4, seguida, respectivamente, das classes 3 e 2, e com a menor representatividade, seguem, ordenadas, as classes 1 e 5.

Na análise da Hs como uma função do Tm, a faixa de Hs típica, caracteriza-se por ondas com Tm variando entre 6s a 10s (Figura 12 e), com um pico de ocorrências próximos a 8s (Figura 12 f). Comparando a Figura 12 (b) e (d), observa-se que ambos Tm e Hs típicos ($7 < Tm < 9$ e $1 < Hs < 2$) estão associados às ondas de E-SE e SE-S, com direções entre 90° e 180° .

Na análise da Hs extremas como função da D, a relação direta, observada entre as Hs típicas com as D mais ocorrentes, não é observada. As Hs extremas estão associadas principalmente às ondas de SW (classe 5) com 33,7% das ocorrências, seguida das ondas de SE-S (classe 4), com 31,9%, depois, respectivamente, se encontram as ondas das classes 3, 1 e 2. O mesmo comportamento de dominância de classes é observado para ondas que se encontram acima do percentil 99%, entretanto os valores percentuais são distintos, ocorrendo uma acentuação do percentual de ondas da classe 5 (43,6%), seguida da classe 4 (25,9%). Na Figura 12 (a) observa-se que alturas maiores que 2,9m estão presentes, aproximadamente, em três picos de faixas de direção: entre 330° e 45° , entre 90° e 120° , o pico mais pronunciado encontra-se entre as direções 160° a 240° .

Na análise das Hs do decil superior como função do Tm, na Figura 12 (e), a faixa de Hs extremas, caracteriza-se por ondas com Tm variando entre 6s a 14s, não havendo um pico distinto. Para as ondas extremas que estão acima do percentil 99% o comportamento é semelhante. Ressalta-se a inexistência de eventos de ondas com alturas maiores que 4 m associados à Tm inferiores a 8,0s.

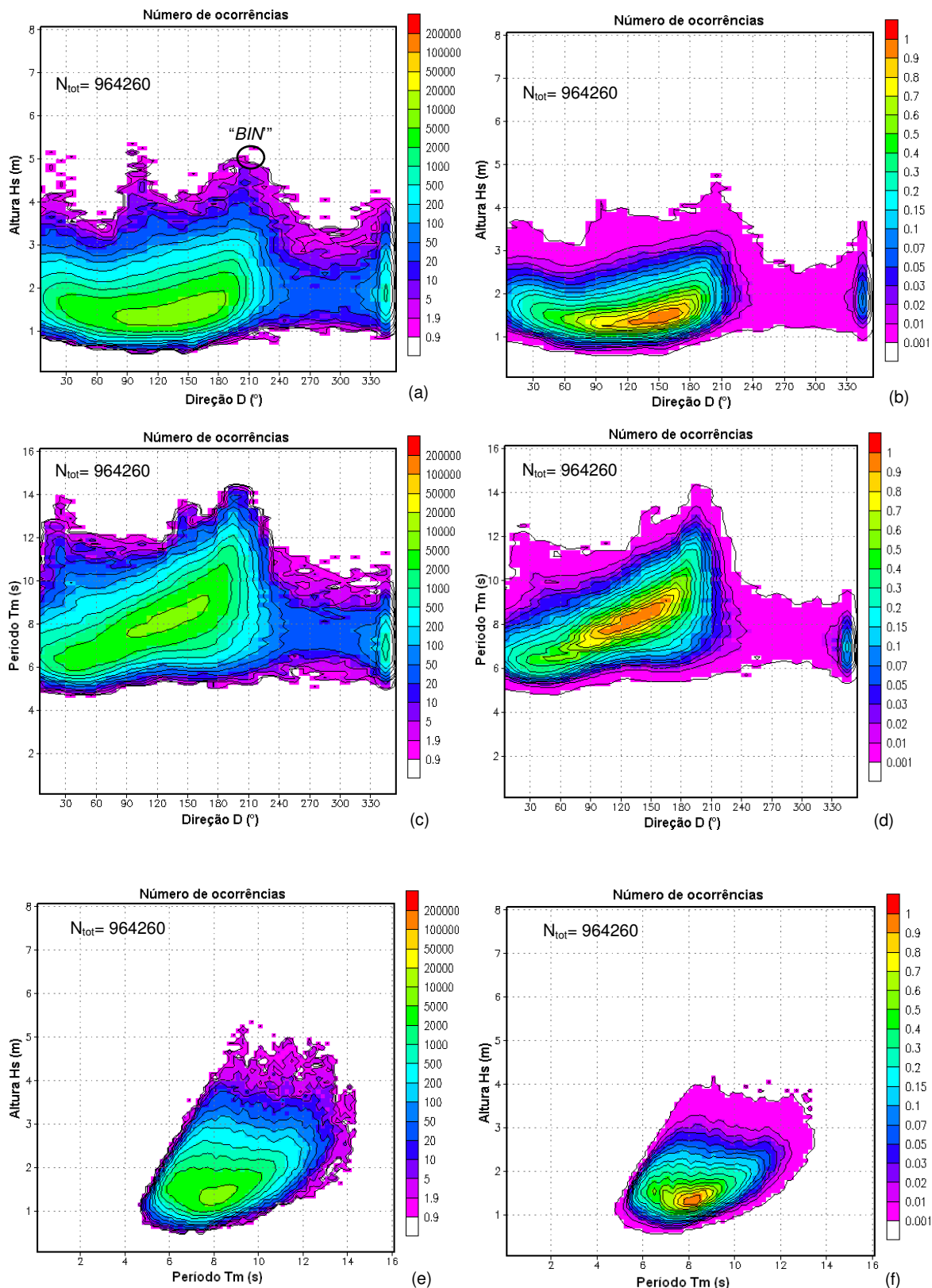


Figura 12 – Distribuição conjunta da direção média – D como uma função de altura significativa - Hs apresentado na forma (a) geral e (b) normalizada, da D como uma função do Tm apresentado na forma (c) geral e (d) normalizada e, do Tm como função da Hs (e) geral e (f) normalizada, entre os anos de 1957 – 2002 para os dados do ECMWF.

3.5.3. Clima de Ondas Sazonal

A caracterização do clima sazonal de ondas segue o mesmo procedimento adotado para o clima geral de ondas o qual utiliza-se como critério para a classificação da direção de onda, cinco classes, propostas na Tabela 2. A avaliação dos parâmetros de Tm e Hs também manterá a abordagem enfatizando o padrão típico e extremo (ver seção 3.5.1). Nesta seção, todos os valores percentuais associados às classes de D, Tm e Hs são referenciados ao total de ocorrência para a estação. Contudo, na análise dos padrões típico e extremo por direção, os valores percentuais de ocorrência de onda são referenciados ao total de ocorrência do padrão analisado.

3.5.3.1 Climatologia de verão

▪Direção (D)

A análise estatística para o verão (dezembro, janeiro e fevereiro), denota que as ondas incidentes na região de estudo apresentam uma ampla variabilidade direcional com ondas, em sua maioria, provenientes desde 0° até 180° (contornos circulares com valores entre 500 e 1000 ocorrências na Figura 13 (a) e (c).

Os resultados da análise estatística mostram que as ondas que caracterizam a estação do verão são provenientes, principalmente, do quadrante NE (49,0%), seguida das ondas provenientes do quadrante SE (43%) e ondas de S-SW (5,7%). Há a predominância de ocorrência de ondas da classe 2 (29,2%), seguida da classe 3 (23,5%), classe 1 (19,7%) e classe 4 (19,7%) e a menor expressividade é de ondas da classe 5 (5,7%). A relevância das ondas de NE-E é evidenciada na Figura 13 (d) pela isolinha de contorno com valor superior a 0,9.

▪Período (Tm)

Na Tabela 5 são apresentados os resultados da avaliação do período da onda em padrões típico e extremo.

Para o padrão típico foi considerada a classe modal de Tm entre 7,0s e 8,0s, que perfazem 32,7% do total de 238260 ocorrências para esta estação. Para o padrão extremo, caracterizado pelo decil superior, esta faixa variou entre 9,2s e 13,8s e, as ocorrências superiores ao percentil 99% apresentou limite inferior de 11,0s. Cabe ressaltar que não foram verificados Tm inferiores a 4,6s e superiores a 13,8s para todas as direções e alturas de onda analisadas.

Tabela 5 - Característica gerais dos padrões típicos e extremos do período médio para o clima de ondas de verão

Padrão	Estatística	Período Médio (Tm)		
		Intervalo (s)	Percentual (%)	Média
Típico	Classe modal	7,0 – 8,0	32,7	7,5
Extremo	Percentil 90%	9,2 – 13,8	10,0	10,0
	Percentil 99%	11,0 – 13,8	1,0	11,4

Os resultados da análise do Tm típico como uma função da D mostram que ondas com estes Tm encontram-se quase que simetricamente distribuídas entre os quadrantes SE e NE, com um ligeiro predomínio do SE. Essa predominância de ondas do quadrante SE pode ser observado na Figura 13 (c) e (d). A distribuição percentual mostra a predominância das ondas provenientes das classes 3 (34,9%) e classe 2 (32,4%), seguidas das classes 4 e classe 1, que possuem, ambas, representatividade de cerca de 14%. Ondas nesta classe de Tm provenientes de S-SW perfazem apenas 1,6%.

Os resultados da análise do Tm típico como uma função da Hs na Figura 13 (e), torna evidente que os Tm típicos são representados por ondas com alturas entre 1 e 1,5m (isolinhas de contornos circulares centrais com valores entre 1000 a 2000 ocorrências na Figura 13 (e)) Há um pico de ocorrências de ondas com períodos próximos a 8,0s.

A distribuição do intervalo dos Tm extremos, acima do percentil 90%, por classes de direção é representada nitidamente por um pico principal na Figura 13 (c) e (d), entre 150° a 210°. No verão, ondas com períodos acima do decil superior são provenientes principalmente das classes 4 (39,5%) e classe 5 (33,3%), seguida das classes 3 (13,4%), classe 2 (7,7%) e classe 1 (5,1%). Esta mesma análise para os Tm superiores ao percentil 99% mostra que 68,2% das ocorrências são de ondas provenientes da classe 5. Valores extremos de Tm estão associados às ondas com Hs entre 1,0m a 3,5m, com um pico em torno de 1,5m para o decil superior e em torno de 2,0m para o percentil 99% (Figura 13 (e) e (f)).

▪Altura Significativa (Hm)

As características gerais dos padrões típicos e extremos da altura significativa para o clima de ondas de verão são apresentadas na Tabela 6. O padrão típico de valores de Hs foi considerado a classe modal entre 1,0m e 1,5m enquanto que o padrão extremo, para Hs superiores ao percentil 90%, foi caracterizado pela faixa entre 1,9 e 5,1 m e as ocorrências de ondas com Hs superiores ao percentil 99% mostrou limite inferior de 2,6m. Cabe ressaltar que para este conjunto de dados não foram encontrados Hs inferiores a 0,5m e superiores a 5,1m.

Tabela 6 - Característica gerais dos padrões típicos e extremos da altura significativa para o clima de ondas de verão

Padrão	Estatística	Altura Significativa (Hs)		
		Intervalo (m)	Percentual (%)	Média
Típico	Classe modal	1,0 – 1,5	51,1	1,25
Extremo	Percentil 90%	1,9 – 5,1	10,0	2,2
	Percentil 99%	2,6 – 5,1	1,0	2,9

Na análise da Hs como uma função da D, Figura 13 (a), fica nítida a relação deste intervalo de Hs típicas com as direções de ondas mais ocorrentes na região. O contorno central, representado por valores de ocorrência de onda entre 500 e 1000, mostra que ondas com Hs entre 1,0 e 2,0m encontram-se associadas à direção de aproximadamente 0° a 180°, com um pico entre as direções 45° e 90° (classe 2). As Hs típicas estão associadas, respectivamente, à ondas proveniente da classe 2 (35,8%), seguida da classe 3 (29,4%), classe 4 (18,5%), classe 1 (13,0%) e da classe 5 (2,4%).

Na análise do intervalo de Hs como uma função do Tm, representada pela Figura 13 (e) e (f), é nítida a relação dos valores de Hs típicas com os Tm típicos.

A análise da Hs extremas como função da D, mostra que ondas valores de Hs do decil superior, são provenientes principalmente do quadrante NE (classes 1 e 2) com 46,5% das ocorrências, sendo 34,8% para a classe 1. Em seguida, tais ondas são provenientes da classe 4 (32,2%), 5 (14,5%) e classe 3 (11,2%). A predominância de ondas de NE é ratificada ao observarmos a Figura 13 (b) para as isolinhas de contorno de valor entre 0,001 e 0,01 no intervalo entre 0° e 30° de direção de onda. Para ondas com Hs superiores ao percentil 99% a distribuição por classes de direção apresenta o mesmo padrão de predominância, entretanto, com valores percentuais distintos.

Na análise da Hs extremas como função do Tm, na Figura 13(e) e (f), o intervalo de Hs extremas, caracteriza-se por ondas com Tm variando entre 7,0s a 13,0s, com um pico em torno de 8,0s. Ressalta-se que Hs maiores que 4,0m ocorrem com Tm entre 8,0s e 10,0s.

Salienta-se que a abordagem empregada para a apresentação dos resultados do clima de ondas do verão será mantida para as demais estações, entretanto, de forma mais condensada.

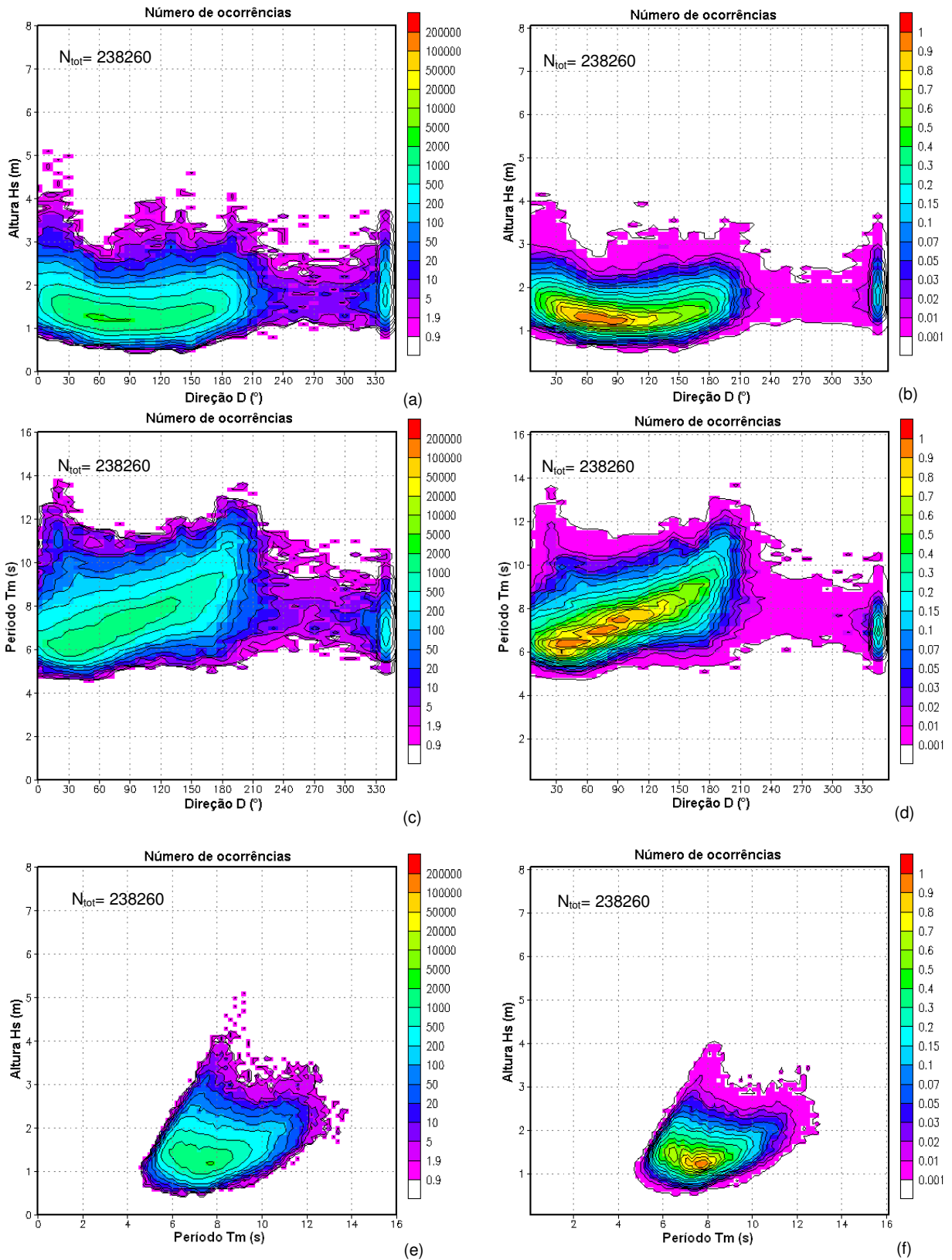


Figura 13 - Distribuição conjunta da direção média – D como uma função de altura significativa - Hs apresentado na forma (a) geral e (b) normalizada; da D como uma função do Tm apresentado na forma (c) geral e (d) normalizada e; do Tm como função da Hs (e) padrão e (f) normalizada, entre os anos de 1957 – 2002 para os meses de verão.

3.5.3.2 Climatologia de outono

▪Direção (D)

As ondas que caracterizam o outono (março, abril e maio) são provenientes, principalmente, do quadrante SE, com uma representatividade de 72,8% do total de 242880 ocorrências de ondas para esta estação, seguida do quadrante SW com 15,2% e do quadrante NE com 10,9%. A análise dos resultados da distribuição das ondas por classes de direção em termos percentuais é dada, respectivamente, pela classe 4 (45,6%), classe 3 (27,2%), classe 5 (15,2%), classe 2 (8,4%) e classe 1 (2,5%).

Esta distribuição é ratificada na Figura 14 (b) e (d) que mostra um pico de ocorrência de ondas de SE entre as direções de 90° a 190° (contornos circulares com valores superiores a 0,4). Nota-se ainda um pico de ocorrência de ondas entre as direções de 120° e 180° (contornos com valores superiores a 0,7). Analisando o contorno que representa valores acima de 500 ocorrências de ondas na Figura 14 (a) e (c), verifica-se a variabilidade direcional dos eventos de ondas que caracterizam o clima de ondas de outono na região no ES com ondas, em sua maioria, entre 60° e 200°.

▪Período Médio (Tm)

O resultado da análise do Tm em padrões típicos e extremos é apresentado na Tabela 7. As ondas presentes no ES no outono possuem períodos típicos entre 8,0 e 9,0s e Tm extremos, associados ao decil superior, entre 10,2s e 14,2s, com Tm médio de 10,8s. Ondas com valores elevados de Tm que se encontram acima do percentil 99% tem seu limite inferior em 11,6 s, com Tm médio de 12,1s. Cabe ressaltar que nesta estação não foram encontrados Tm inferiores a 5,2s e maiores que 14,2s.

A análise do Tm típico como função da D mostra que esta classe de Tm está associada à ondas provenientes principalmente do quadrante SE com cerca de 86,7% das ocorrências, sendo mais de 50 % (53,3%) associada a classe 4.

Tabela 7 - Característica gerais dos padrões típicos e extremos do período médio para o clima de ondas de outono

Padrão	Estatística	Período Médio (Tm)		
		Intervalo (s)	Percentual (%)	Média
Típico	Classe modal	8,0 – 9,0	33,4	8,5
Extremo	Percentil 90%	10,2 – 14,2	10,0	10,8
	Percentil 99%	11,6 - 14,2	1,0	12,1

A análise do Tm típico como função da Hs, na Figura 14 (e) e (f), mostra que Tm típicos estão associados a Hs entre 1,0 e 2,0 m, com um pico entre 1,0 e 1,5m. A distribuição de ondas com Tm acima do decil superior por classes de direção, representada por um pico principal na Figura 14 (c), mostra que a maior parte destes estão associados às ondas de S-SO (classe 5), cerca de 57,0%, seguida das ondas de SE-S (classe 4), com representatividade de 39,5%. Para Tm superiores ao percentil 99% este mesmo padrão de distribuição é verificado, entretanto, a classe 5 perfaz 88,5% e a classe 4, 11,3%, sendo desprezível a distribuição nas demais classes. A avaliação dos Tm extremos como função da Hs mostra que estes estão associados às ondas com Hs entre 1,5 a 4,0m, com um pico entre 2,0 e 3,0m (Figura 14 (e) e (f)).

▪Altura Significativa (Hs)

As ondas que caracterizam a estação do outono possuem Hs típicas entre 1,0 e 1,5m (41,6%) e alturas extremas, acima do percentil 90%, entre 2,2 e 5,0m. Alturas de ondas superiores ao percentil 99% mostram um limite inferior de 2,9m (Tabela 8). Não foram encontradas ocorrências de ondas com Hs inferior a 0,7m e superior a 5,0m.

Tabela 8 - Característica gerais dos padrões típicos e extremos da altura significativa para o clima de ondas de outono

Padrão	Estatística	Altura Significativa (Hs)		
		Intervalo (m)	Percentual (%)	Média
Típico	Classe modal	1,0 – 1,5	41,6	1,25
Extremo	Percentil 90%	2,2 – 5,0	10,0	2,50
	Percentil 99%	2,9 – 5,0	1,0	3,30

Ondas com Hs típicas são provenientes principalmente do quadrante SE com 82,2% das ocorrências. A distribuição das ondas com Hs típicas por classes de direção mostra uma predominância da classe 4 (43,4%), classe 3(38,8%), classe 2(12,0%), classe 5 (4,2%) e classe 1(1,3%). Como mostrado acima, ondas com Hs típicas estão associadas ao intervalo de Tm típicos (Figura 14 (e) e (f)). Ondas com valores de Hs acima do decil superior são provenientes da classe 5, com 40,8%, seguida da classe 4 (39,1%), 3 (12,0%), 1 (2,6%) e 2 (1,7%). Ondas com valores de Hs acima do percentil 99% apresentam uma distribuição por direção bem similar. Estas ondas com Hs extrema possuem Tm, principalmente, entre 8,0 e 12,0s.

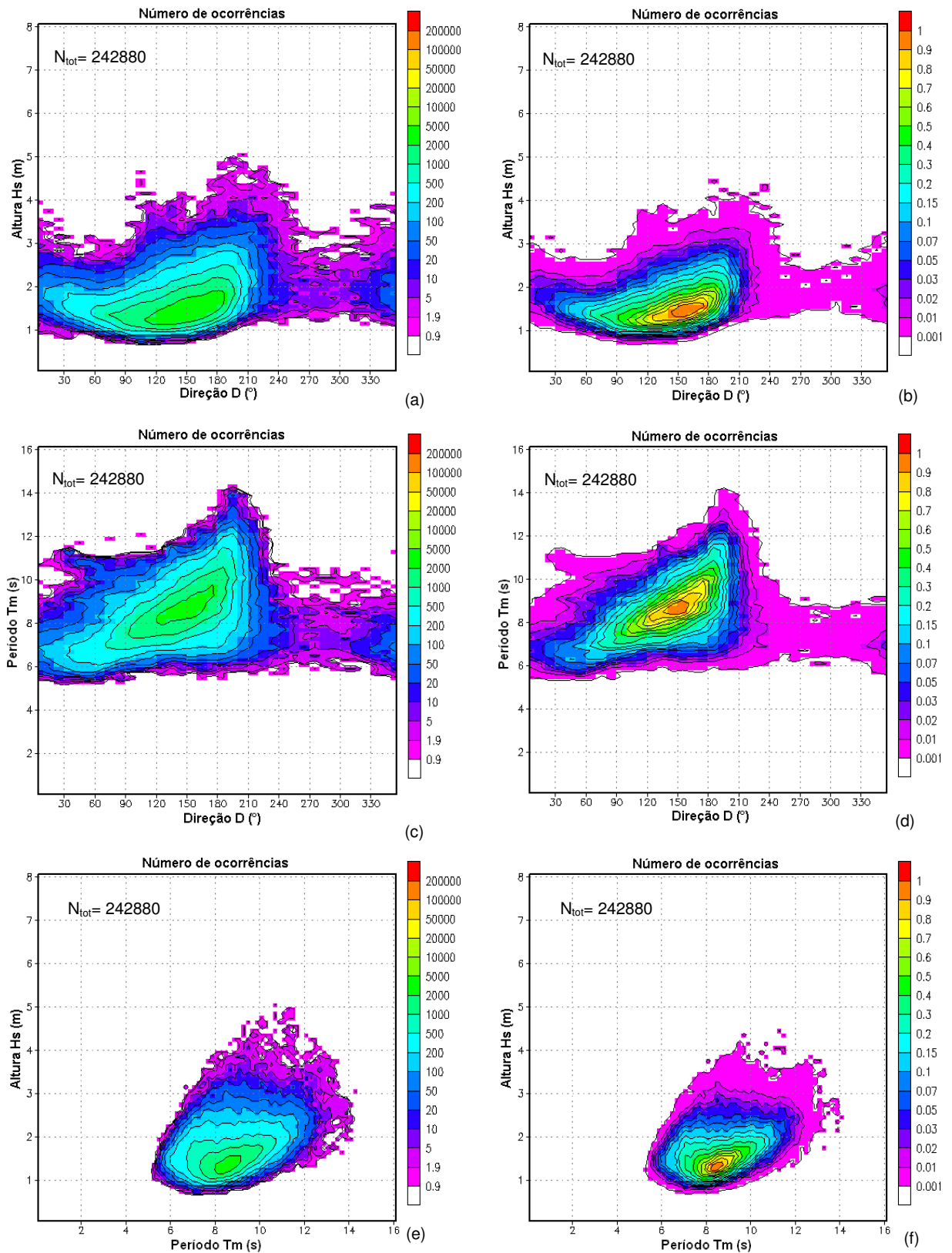


Figura 14 - Distribuição conjunta da direção média – D como uma função de altura significativa - H_s apresentado na forma (a) geral e (b) normalizada; da D como uma função do T_m apresentado na forma (c) geral e (d) normalizada e; do T_m como função da H_s (e) padrão e (f) normalizada, entre os anos de 1957 – 2002 para os meses de outono.

3.5.3.3 Climatologia de inverno

▪Direção (D)

As ondas presentes na região de estudo durante os meses que compõe a estação do inverno (junho, julho e agosto) são provenientes, principalmente, do quadrante SE, com uma representatividade de 63,6% do total de 242880 ocorrências, seguida do quadrante SW com 18,6% e NE com 16,4%. A distribuição das ondas por classes de direção em termos percentuais é dada, respectivamente, pela classe 4 (34,7%), classe 3 (28,8%), classe 5 (18,6%), classe 2 (12,4%) e classe 1 (3,9%).

Analisando o contorno que representa valores acima de 500 ocorrências de ondas na Figura 15 (a) e (c), verifica-se a variabilidade direcional dos eventos de ondas que caracterizam o clima de ondas de inverno na região no ES com ondas, em sua maioria, entre 60° e 200°.

▪Período Médio (Tm)

Os resultados da análise dos padrões típicos e extremos de Tm para a estação do inverno, apresentada na Tabela 9, é caracterizada por ondas com períodos típicos entre 8,0 e 9,0s (29,4%) e Tm extremos, acima do decil superior, entre 10,0 e 14,2s. Ondas com valores de Tm superior ao percentil 99% têm limite inferior de 11,8s. Cabe ressaltar que nesta estação não foram encontrados Tm inferiores a 4,6s e maiores que 14,2s.

Tabela 9 - Característica gerais dos padrões típicos e extremos do período médio para o clima de ondas de inverno

Padrão	Estatística	Período Médio (Tm)		
		Intervalo (s)	Percentual (%)	Média
Típico	Classe modal	8,0 – 9,0	29,4	8,5
Extremo	Percentil 90%	10,0 – 14,2	10,0	10,9
	Percentil 99%	11,8 – 14,2	1,0	12,4

Ondas com Tm típico são provenientes, em sua maioria, do quadrante SE (81,3%). A distribuição percentual de ocorrências destas ondas por classes mostra a predominância das classes 4 (44,0%) e 3 (37,3%), seguida da classe 5 (13,3%), 2 (4,0%) e 1 (0,3%). Na Figura 15 (d) é notado a presença dois picos de maiores ocorrências de ondas com Tm típicos entre as direções de 90° a 110° (pico 1) e entre 120° e 140° (pico 2).

A análise da distribuição conjunta do Tm típico como função da Hs, na Figura 15 (e) e (f), mostra que Tm típicos estão associados a Hs entre 1,0 e 2,0m.

A distribuição de ondas com Tm acima do percentil 90% por classes de direção, representada por um pico principal na Figura 15 (c), mostra que a maior parte destes estão associados às ondas de S-SO (classe 5), cerca de 61,5%, seguida das ondas de SE-S (classe 4), com representatividade de 36,4%. O percentual de ocorrência das demais classes é menos de 2%. Para ondas com Tm acima do percentil 99% este mesmo padrão de distribuição é verificado, entretanto, observa-se, um percentual de 84,9% para a classe 5 e 14,9% para a classe 4. A avaliação da distribuição conjunta do Tm extremos como função da Hs, na Figura 15 (e), mostra que estes estão associados às ondas com Hs entre 1,0 e 5,0m, com um pico entre, aproximadamente 2,0 e 2,5m.

▪Altura Significativa (Hs)

As ondas que caracterizam a estação do inverno possuem Hs típicas entre 1,5 e 2,0 m (40,4%) e alturas extremas, com valores superiores ao percentil 90%, entre 2,3 e 5,2m. Ondas com valores superiores ao percentil 99% possuem limite inferior de 3,1m. Não foram encontradas ocorrências de ondas com Hs inferior a 0,5m e superior a 5,2m.

Tabela 10 - Característica gerais dos padrões típicos e extremos da altura significativa para o clima de ondas de inverno.

Padrão	Estatística	Altura Significativa (Hs)		
		Intervalo (m)	Percentual (%)	Média
Típico	Classe modal	1,5 – 2,0	40,4	1,75
Extremo	Percentil 90%	2,3 – 5,2	1,0	2,60
	Percentil 99%	3,1 – 5,2	10,0	3,40

Ondas com Hs típicas são provenientes principalmente do quadrante SE com 62,7% das ocorrências. A distribuição das ondas com Hs típicas por classes de direção mostra uma predominância da classe 4 (36,8%), classe 3(25,9%), classe 5 (17,7%), classe 2(12,6%), classe 1(5,5%). Estas Hs típicas estão associadas aos Tm típicos com um pico de ocorrência entre 8,0 e 9,0s para ondas entre 1,0 e 1,5m (Figura 15 (e) e (f)).

Ondas com valores elevados de Hs, associadas ao decil superior, são provenientes em sua maioria do quadrante SW (classe 5), com 47,7%, seguida da predominância da classe 4 (31,1%), classe 3 (12,4%), classe 1 (3,1%) e classe 2 (2,0%). Para as ondas com Hs superiores ao percentil 99%, este mesmo padrão de distribuição por classes de direção é observado, entretanto, a classe 5 perfaz um total de 59,7% e a classe 4, 20,7%. Ondas com valores de Hs elevados possuem Tm, principalmente, entre 8,0 e 12,0s.

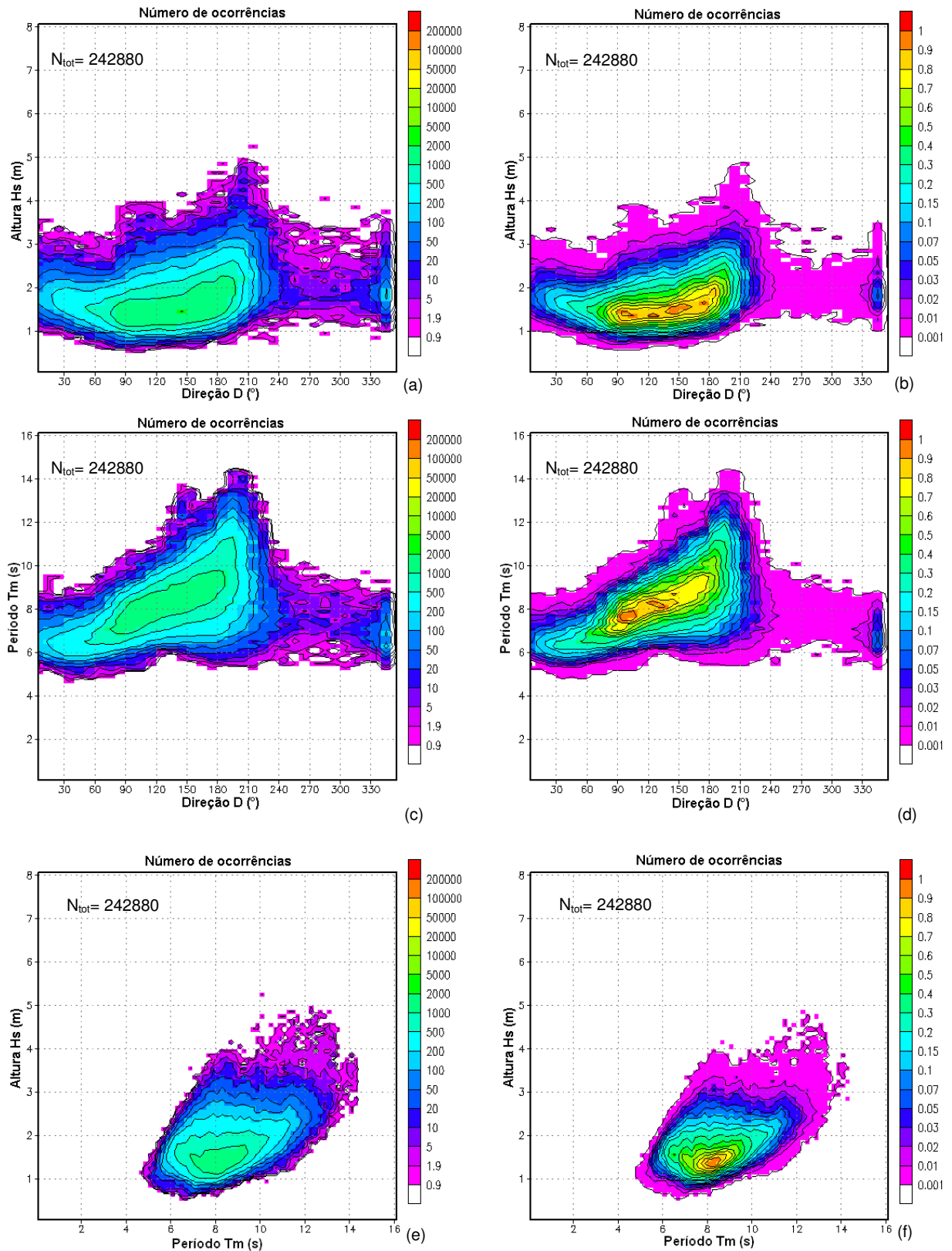


Figura 15 - Distribuição conjunta da direção média – D como uma função de altura significativa - Hs apresentado na forma (a) geral e (b) normalizada; da D como uma função do Tm apresentado na forma (c) geral e (d) normalizada e; do Tm como função da Hs (e) padrão e (f) normalizada, entre os anos de 1957 – 2002 para os meses de inverno.

3.5.3.4 Climatologia de primavera

▪Direção (D)

Na primavera (setembro, outubro e novembro), as ondas incidentes na região de estudo apresentam uma ampla variabilidade direcional com ondas, em sua maioria, provenientes desde 20° até 190° (contornos com valores entre 500 e 1000 ocorrências na Figura 16 (a) e (c)).

Os resultados da análise estatística mostram que as ondas que caracterizam a estação da primavera são provenientes, principalmente, do quadrante SE com 58,0% das ocorrências de um total de 240240 ocorrências para esta estação, seguida das ondas provenientes do quadrante NE (30,7%) e ondas de S-SW (9,6%). Há a predominância de ocorrência de ondas da classe 4 (31,5%), seguida da classe 3 (26,5%), classe 2 (20,8%) e classe 1 (9,9%) e classe 5 (9,6%). O predomínio das ondas de SE-S é evidenciado na Figura 16 (b) pelo contorno com valor superior a 0,9.

▪Período Médio (Tm)

A primavera é caracterizada por ondas com períodos típicos entre 7,0 e 8,0s (32,6%) e Tm extremos, com valores superiores ao percentil 90%, entre 9,4 e 12,6s (Tabela 11). Para Tm superiores ao percentil 99% o limite inferior do intervalo de Tm extremo é de 11,0. Cabe ressaltar que nesta estação não foram encontrados Tm inferiores a 4,8s e maiores que 12,6s.

Tabela 11 - Característica gerais dos padrões típicos e extremos do período médio para o clima de ondas de primavera

Padrão	Estatística	Período Médio (Tm)		
		Intervalo (s)	Percentual (%)	Média
Típico	Classe modal	7,0 – 8,0	32,6	7,5
Extremo	Percentil 90%	9,4 – 12,6	10,0	10,1
	Percentil 99%	11,0 – 12,6	1,0	11,5

Ondas com Tm típico são provenientes, em sua maioria, do quadrante SE (62,1%) seguida de NE (31,3%). A distribuição percentual de ocorrências destas ondas por classes mostra a predominância das classes 3 (38,9%), seguida das classes 2 e 4 com cerca de 23,0% cada uma, classe 1 (7,7%) e 5 (4,2%). Na Figura 16 (d) nota-se um pico de ocorrências de ondas com Tm típicos entre as direções de 80° a 160° (contorno com valores acima de 0,9). A análise do Tm típico como função da Hs, na Figura 16 (e) e (f), mostra que Tm típicos estão associados a Hs entre 1,0 e 2,0 m.

Ondas com T_m acima do decil superior são provenientes, basicamente, da direção SE-S (classe 4), com uma representatividade de 51,7%, seguida da direção S-SW (classe 5) com 38,7 e da classe 3 com 7,0%. Para valores de T_m acima do percentil 99%, o padrão de distribuição não permanece o mesmo. Há uma predominância de ondas com T_m extremos provenientes da classe 5 (67,6%), seguida da classe 4 com 26,9%.

A avaliação dos T_m extremos como função da H_s mostra que estes estão associados às ondas com H_s entre 1,5 e 4,5m, com um pico entre 2,0 e 3,0m (Figura 16 (e) e (f)).

▪ Altura Significativa (H_s)

As ondas que caracterizam a estação da primavera possuem H_s típicas entre 1,5 e 2,0 m (44,7%) e H_s extremas, com valores superiores ao percentil 90%, entre 2,2 e 5,3m. Para H_s com valores superiores ao percentil 99% o limite inferior do intervalo é de 2,9 m (Tabela 12). Não foram encontradas ocorrências de ondas com H_s inferior a 0,6 m e superior a 5,3 m.

Tabela 12 - Característica gerais dos padrões típicos e extremos da altura significativa para o clima de ondas de primavera

Padrão	Estatística	Altura Significativa (H_s)		
		Intervalo (m)	Percentual (%)	Média
Típico	Classe modal	1,5 – 2,0	44,7	1,75
Extremo	Percentil 90%	2,2 – 5,3	10,0	2,50
	Percentil 99%	2,9 – 5,3	1,0	3,20

Ondas com H_s típicas são provenientes principalmente do quadrante SE com 57,31% das ocorrências. A distribuição das ondas com H_s típicas por classes de direção mostra uma predominância da classe 4 (34,7%), classe 3 (22,5%), classe 2 (20,1%), classe 1 (11,1%), classe 5 (10,0%). Como mostrado na Figura 16 (e) e (f), ondas com H_s típicas estão associadas ao intervalo de T_m típicos.

Ondas com valores de H_s acima do decil superior são provenientes em sua maioria da classe 4 (31,2%), seguida da predominância da classe 5 (20,7%), classe 3 (16,9%), classe 1 (14,1%) e classe 2 (12,6%). Valores de H_s acima do percentil 99% mostraram o mesmo padrão de distribuição por direção. Ondas com H_s extremas possuem T_m , principalmente, entre 7,0 e 12,5s, com um pico de ocorrência em torno de 8,0s (Figura 16 (e) e (f)).

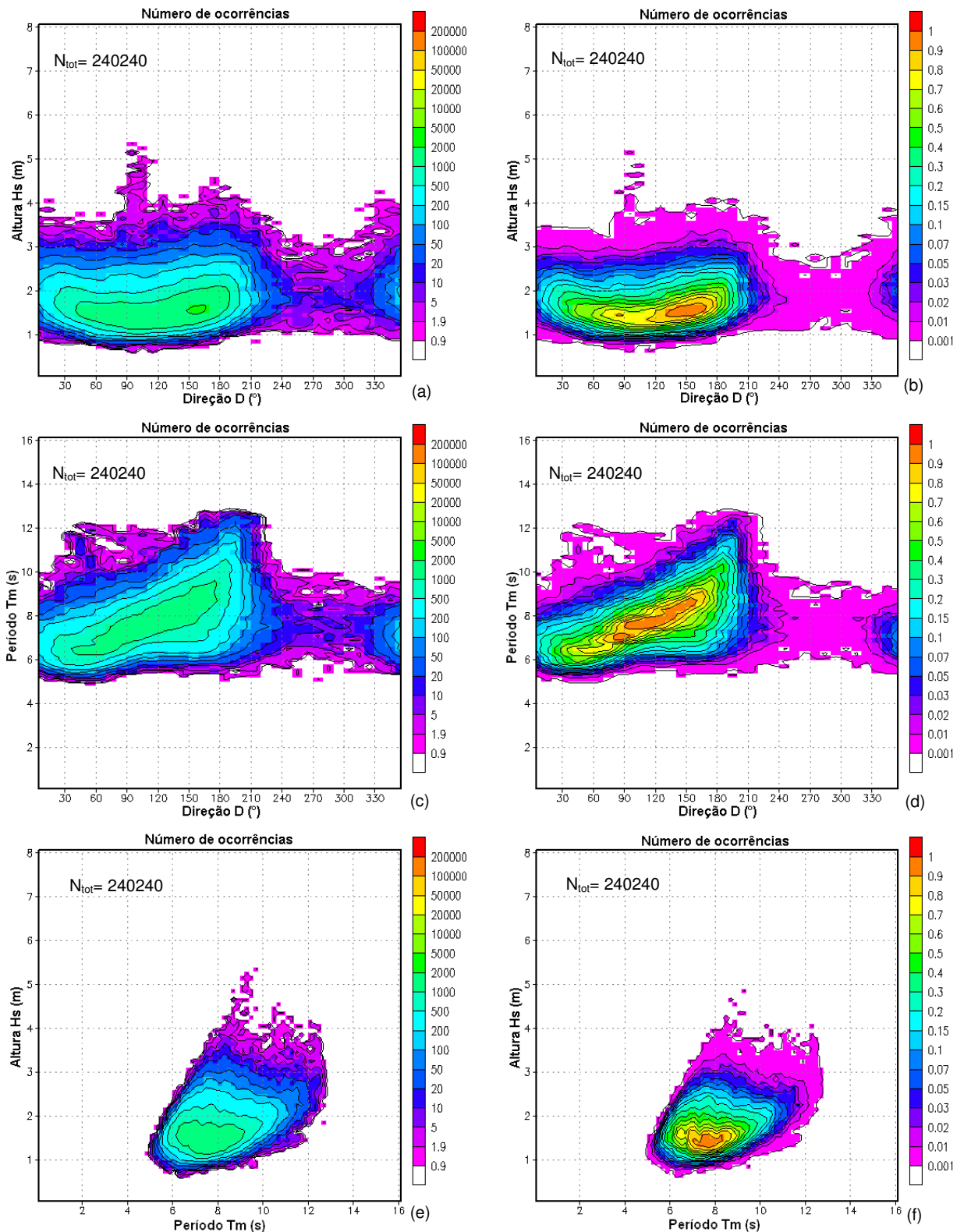


Figura 16 - Distribuição conjunta da direção média – D como uma função de altura significativa - Hs apresentado na forma (a) geral e (b) normalizada; da D como uma função do Tm apresentado na forma (c) geral e (d) normalizada e; do Tm como função da Hs (e) padrão e (f) normalizada, entre os anos de 1957 – 2002 para os meses de primavera.

3.6. Discussão Clima de ondas no ES

▪ Direção (D)

As ondas superficiais de gravidade que incidem na região oceânica adjacente ao Espírito Santo se mostraram com uma ampla variabilidade direcional, em sua maior parte, ocorrendo com direções desde 0° a 210° , conforme pode ser observado na Figura 12. Este fato também é observado na análise sazonal do clima de ondas na região. O verão foi a estação que apresentou a maior espalhamento do intervalo principal de ocorrência de direção de onda, com 180° (0° a 180°), seguida da primavera com 170° (20° a 190°). O comportamento direcional das ondas nas estações do outono e inverno foi semelhante, ambos com uma amplitude direcional de 140° , para o intervalo de 60° a 200° .

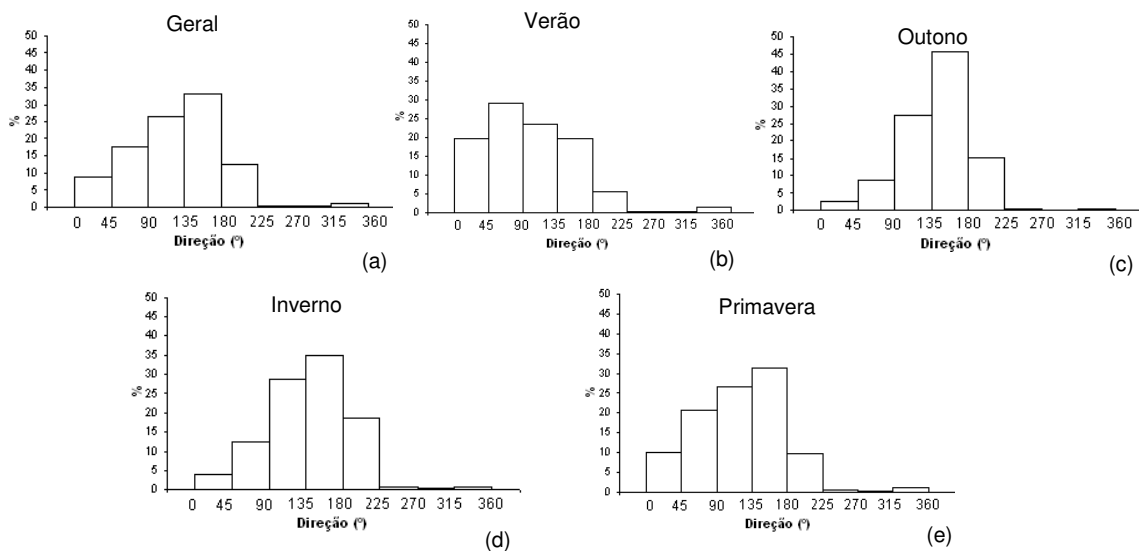


Figura 17 - Histogramas de distribuição de direção média (D) do clima de ondas a) geral e clima sazonal, para as estações do b) verão, c) outono, d) inverno e e) primavera.

Analisando a Figura 17, a distribuição de ocorrências de onda por direção na estação da primavera é a que mais se assemelha a do clima geral, seguida da estação do inverno que mostra uma distribuição semelhante, com a presença de uma assimetria à esquerda para as ocorrências de ondas com menores valores de direção. Na estação do outono a classe modal da distribuição de ocorrência de ondas é bastante pronunciada das demais classes, o que não é observado nos outros histogramas da Figura 17. A distribuição direcional das ondas no verão é a que mais se diferencia do padrão encontrado nas outras estações e no clima geral. No verão a moda da distribuição está associada às ondas de NE-E (45° a 90°), com uma distribuição das ocorrências com assimetria à direita, ou seja, no sentido dos valores elevados de direção, em contrapartida com as demais estações nas quais a classe modal refere-se às

ondas de SE-S (135° a 180°) com o surgimento de assimetria no sentido dos valores menores de direção da onda.

A característica direcional das ondas em uma região está intimamente relacionada ao tipo de fenômeno meteorológico que as formaram. Os sistemas atmosféricos, associados aos ciclones e anticiclones de escala sinótica e planetária estão acompanhados por ventos com intensidade, duração e pista que geram ondas que se propagam em diversas direções.

Na região sudeste brasileira, onde encontra-se o ES, existe a predominância de dois sistemas principais de circulação atmosférica (anticiclone semi-fixo do Atlântico Sul e anticiclone migratório polar) que juntamente com os ciclones extratropicais, que eventualmente se aproximam desta região, constituem os principais responsáveis pela geração das ondas observadas no ES (MONTEIRO, 1949; PINHO, 2003). Dessa forma, a ampla variabilidade direcional das ocorrências de ondas encontrada nos resultados de caracterização do clima de ondas geral e sazonal no oceano adjacente ao ES está em consonância com a atuação destes sistemas atmosféricos.

Salienta-se que as ondas observadas na região podem ter sua geração vinculada a um evento meteorológico local, sendo chamadas de vagas, ou por um evento meteorológico distante da área analisada que geram ondas capazes de percorrerem grandes distâncias, sendo chamadas de marulhos. Neste contexto, analisando a predominância de ocorrência das ondas por direção e a predominância dos ventos na região, apresentado na seção 3.2.2, pode-se inferir uma forte contribuição de marulhos no clima de ondas na região do ES.

Apesar de localmente os ventos sobre a área de estudo do clima de ondas serem predominantemente nas direções NE e E, associados ao Anticiclone Subtropical do Atlântico Sul (ASA) (Monteiro, 1949), e, com menor expressividade provenientes do quadrante S e SE, associados ao Anticiclone Polar, (ver seção 3.2.1 e 3.2.2), as ondas que caracterizam o clima de ondas geral e sazonal, com exceção do verão, são provenientes do quadrante SE (90° a 180°) em mais da metade das ocorrências.

Esta situação pode ser explicada pelo fato de que a maior parte das ondas provenientes do quadrante sudeste podem estar associadas a incidência de marulhos gerados pelos ciclones extratropicais e anticiclones migratórios de escala sinótica, principalmente do hemisfério sul, que embora nunca cheguem na região do ES, se deslocam das altas latitudes para o norte e para leste associadas à pistas com duração, extensão e intensidade suficientes para gerar ondas

tipo marulho capazes de se propagarem a grandes distancias até atingirem a região sudeste do Brasil.

Fato semelhante a este, encontrado para a região de estudo deste trabalho, foi observado por Pinho (2003) e Parente (1999) que encontraram, com bastante frequência, na Bacia de Campos – RJ, região adjacente ao sul do estado do ES, a presença de ondas do quadrante SE com ocorrência simultânea de ventos do quadrante NE.

A predominância de ondas do quadrante SE na região do ES também foi verificada no estudo de Branco (2005) que reportou a influência de marulhos em varias localidades da costa brasileira. Neste estudo, o autor classificou a região compreendida pelo norte de São Paulo, Rio de Janeiro e Espírito Santo, como setor central e identificou, para um ponto próximo ao estado do Rio de Janeiro, três núcleos preferenciais de ocorrências de ondas. Com predominância de ondas de sul-sudoeste (200°), com Hs em torno de 1,5m e Tp entre 8 e 14s (típicos de marulhos), um segundo núcleo com ondas de leste a sudeste com Hs entre 0,75 e 2m e Tp entre 6 e 9s (típicos de vagas) e o terceiro núcleo menos abundante com ondas provenientes de norte a nordeste com Hs entre 1 e 2m e Tp entre 4 e 6s (típicos de vagas). Esta distribuição de ondas em três núcleos caracteriza um padrão conhecido como mar trimodal já descrito por alguns autores na região do setor central, como no estudo apresentado por Seixas (1997) e Branco (2005).

Outro aspecto observado na distribuição de ondas por direção foi a ocorrência de ondas provenientes da direção S-SW (180° a 225°) no clima de ondas geral e sazonal. Tal fato tem explicação similar à descrita acima para as ondas do quadrante SE, sendo caracterizadas como ondas do tipo marulhos. Os ciclones extratropicais têm uma circulação dos ventos no sentido horário de modo que sua passagem na região sudeste produz inicialmente ventos fortes de sudoeste, correspondente à direção 225° , que giram para SE e E conforme o ciclone evolui para o norte ou nordeste. Os ventos oriundos deste tipo de evento são responsáveis pelas agitações marítimas mais intensas registradas na região sudeste do país. Segundo Pinho (2003) as ondas associadas a esta situação apresentam direção principal, geralmente, correspondente à direção do vento, ou seja, com a entrada da frente fria, chegam às ondas de SW que em alguns casos podem chegar, em forma de marulhos de SW, poucas horas antes da entrada da frente associada ao ciclone. Conforme o vento gira, a direção das ondas seguem o mesmo padrão de giro.

Apenas na estação do verão pode-se dizer que a predominância de ondas é do tipo vaga, uma vez que a maior parte das ondas nesta estação ocorre com direções similares às direções dos ventos na região para esta época.

Cabe ressaltar que a caracterização das ondas em uma região em vagas e marulhos não deve ser limitada apenas às análises do parâmetro de direção da onda associados as direções dos ventos nesta região obtidos a partir de uma caracterização qualitativa. Deve-se haver uma concomitância dos registros e análises dos dados de ventos e ondas para assegurar a confiabilidade da classificação do mar em vagas e marulhos.

▪ Período (T_m)

A distribuição de ocorrência de período de onda que caracterizam o clima de ondas geral e sazonal no oceano adjacente ao ES são apresentadas na Figura 18. A moda da distribuição (com 28,9% das ocorrências), para o clima geral, está entre os intervalos de classe de 7,0s e 8,0s. Esta classe também representou a moda na distribuição do verão e da primavera. No outono e inverno a classe modal apresentou valor superior entre 8 e 9s, para ambas as estações.

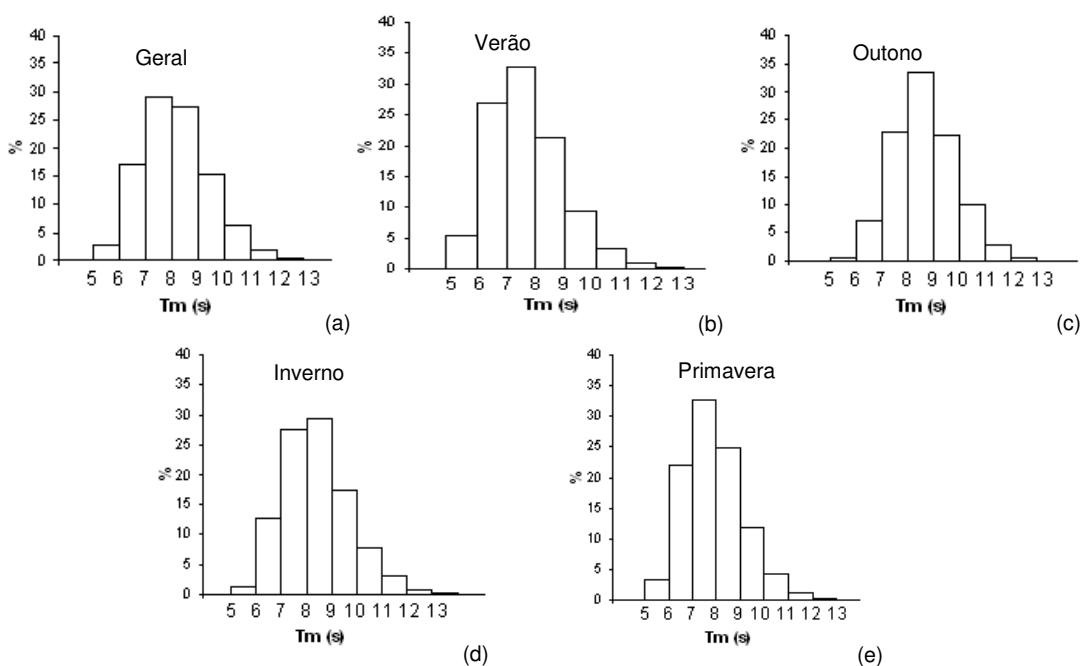


Figura 18 - Histogramas de distribuição de período médio (T_m) do clima de ondas a) geral e do clima sazonal, para as estações do b) verão, c) outono, d) inverno e e) primavera.

Na análise do clima geral e sazonal, as ondas nestes intervalos de T_m típicos, ou seja, que caracterizam a moda da distribuição, são provenientes do quadrante SE. Em todas as estações, com exceção do verão, ondas com T_m típicos provenientes de SE têm predominância superior

a 60%, alcançando percentuais acima de 80% no inverno e outono. A segunda maior representatividade das ondas com Tm típicos são do quadrante NE seguida do quadrante SW.

Ratifica-se, assim, que a classe de Tm típico das ondas, para o clima geral e por estação, está associada às classes de direções de ondas com maiores ocorrências. Esta relação só não é verificada para o verão cuja classe modal de Tm encontra-se associadas a SE, enquanto que a direção mais frequentes das ondas nesta estação é de NE.

A análise de ondas com Tm mais intensos proporcionou verificar que a média do Tm das ondas que se encontram no decil superior é próxima a 10s tanto para o clima geral quanto por estação, com exceção do verão que apresentou uma média de 9s. Na avaliação da média dos Tm do 1% mais intenso este valor é de 11s para o geral, verão e primavera e de cerca de 12s para o inverno e outono.

As ondas associadas à eventos que representam os casos mais intensos em relação ao parâmetro do Tm são, para o clima geral e para as estações do outono e inverno, provenientes de SW em cerca da metade das ocorrências ou mais, seguidamente apresentam-se dominantes as ondas do quadrante SE e com um percentual tendendo a zero as ondas de NE. Comportamento similar é observado nos casos de Tm mais intensos que ocorrem acima do percentil 99%. Nas estações do verão e primavera a predominância das ondas com Tm extremos é de SE, seguida de SW e NE para aquelas acima do percentil 90% e provenientes de SW para as ondas acima do percentil 99%.

Os maiores valores de períodos de ondas encontrados para as estações do outono e inverno, na avaliação dos padrões típicos e extremos, associadas às direções de SE (padrão típico) e SW (padrão extremo), ocorre devido ao fato que no hemisfério sul o período do outono e, principalmente de inverno, são as épocas em que ocorre uma intensificação das tempestades, com formações mais frequentes de eventos meteorológicos intensos.

Cabe ressaltar, no verão, um razoável percentual de ocorrência de ondas com Tm elevados (mais de 10%) provenientes do quadrante NE. Este fato pode ser explicado pela presença de marulhos que foram gerados em áreas tropicais e extratropicais do Atlântico Norte e que se propagam em direção ao atlântico sul com direção predominante de N e NE e com períodos elevados. Segundo encontrado por Branco (2005) a contribuição de ondas tipo marulhos com período elevados geradas nas zonas tropicais e extratropicais do Atlântico norte tem forte influência nas regiões norte, nordeste e parte da região sudeste nas estações da primavera e, principalmente, no verão. No verão (inverno no hemisfério norte) as áreas de geração tropical

e extratropical do Atlântico Norte apresentam sua máxima atividade influenciando o clima de ondas desde os extremos do Atlântico Norte, Escandinávia, Groenlândia e até o Atlântico Sul.

▪ Altura Significativa (Hs)

A análise da distribuição de Hs (Figura 19) mostra que o clima geral a moda da distribuição é composta por duas classes de 1,0m a 1,5m e de 1,5m a 2,0m, ambas com valores percentuais de ocorrências iguais. As estações do inverno e da primavera são as que possuem as classes modais com os maiores valores de Hs (1,5m a 2,0m), enquanto que no verão e outono a classe modal está entre 1,0 a 1,5.

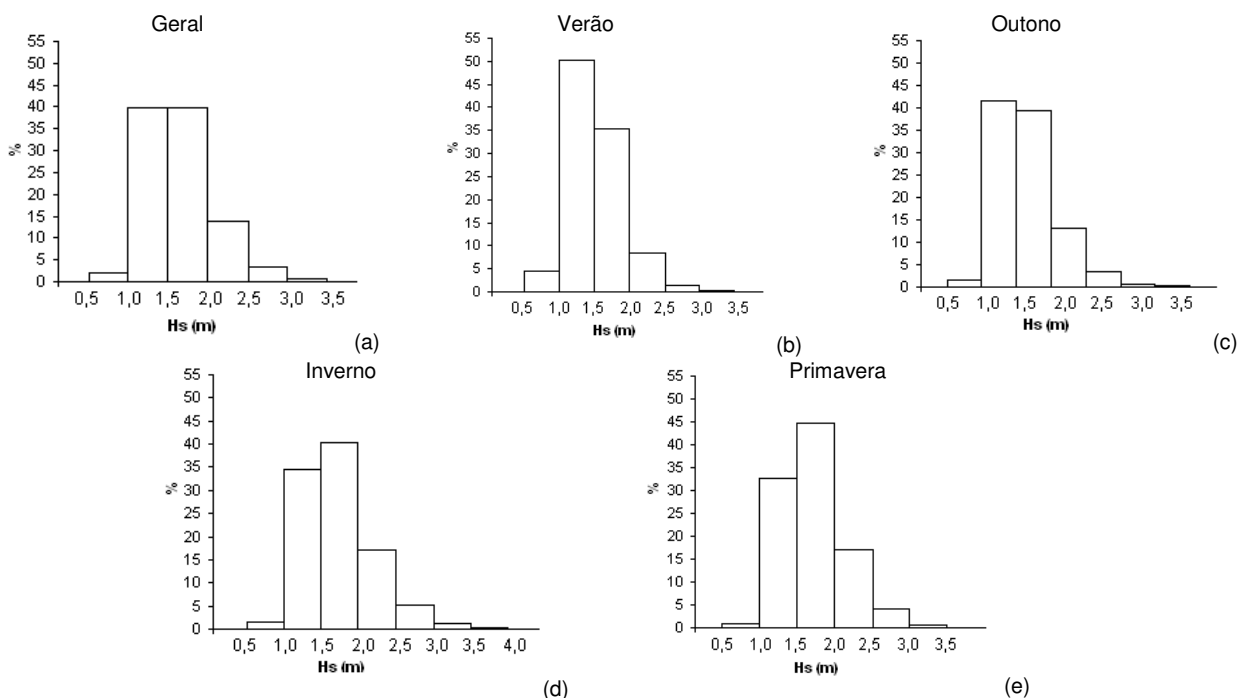


Figura 19 - Comparação entre os histogramas de distribuição de altura significativa (Hs) do clima de ondas a) geral com o clima sazonal, para as estações do b) verão, c) outono, d) inverno e e) primavera.

As ondas nestes intervalos de Hs típicas, ou seja, que caracterizam a moda da distribuição de Hs, são provenientes do quadrante SE em mais da metade das ocorrências, seguidas de ondas provenientes do quadrante NE. O verão foge esta regra, pois mostra uma predominância de ondas de NE seguida de SE.

Para a análise da média do decil superior das Hs de ondas que caracterizam o clima da região, esta foi de 2,5m para o clima geral, e as estações de primavera e outono. O clima de onda do inverno foi o que apresentou a maior média com valor de 2,6m enquanto que o a menor média com 2,2m. Para a média dos eventos de onda com 1% mais intenso das Hs o comportamento foi bem similar ao do percentil 90%. O clima geral, primavera e outono apresentaram o

mesmo valor de média de 3,2m; a estação de inverno apresentou a maior média de 3,4m e o verão a menos média de 2,8m.

Ondas com alturas elevadas associadas a valores acima do percentil 90% e 99% são provenientes, em sua maioria, do quadrante SE e SW. Esta fato não é observado para a estação do verão onde a maior parte das ondas com Hs elevadas estão associadas as direções do quadrante NE, seguida de SE e SW.

Neste sentido, é sugerida neste estudo uma caracterização das ondas do clima de ondas geral na região, baseadas em uma classificação quali-quantitativa, em, predominantemente, vagas, intermediárias e marulhos. Esta classificação é baseada tanto nos dados de período médio e direção da onda, como também tendo em vista o conhecimento pretérito da climatologia de ventos na região.

Como observado na Figura 12 e também no conjunto de dados há um deslocamento crescente dos valores de direção de onda conforme o aumento do período médio da onda, ou seja, existe uma relação direta entre período médio e direção de onda.

Períodos de ondas menores estão associados a direções de ondas provenientes, principalmente, do quadrante NE (classes 1 e 2), enquanto que valores maiores de Tm estão associados às ondas provenientes, principalmente, do quadrante SE (classes 3 e 4) e SW (classe 5).

Em termos percentuais a análise inicial acima é ratificada. Para as ondas com Tm entre 4,0s e 7,0s, aquelas oriundas do quadrante NE representam 73,0% desta classe, enquanto que do quadrante SE representam cerca de 22,0% e do quadrante SW apenas 0,3%.

Para a classe de ondas com Tm entre 7,0 s e 9,0 s, aquelas provenientes do quadrante NE tem um percentual de ocorrência de 20,2%, enquanto que do quadrante SE é de 71,4% e do quadrante SW cerca de 6,8%.

Ondas com Tm entre 9,0s e 15,0s provenientes do quadrante NE tem um percentual de ocorrência de 3,4%, enquanto que do quadrante SE o percentual é de 62,7% e do quadrante SW alcançou um percentual de 33,4%.

Na seção 3.2.2 foi mostrado que a predominância de ventos na região de estudo é principalmente proveniente do quadrante NE seguido de ventos de E. Assim diz-se que ondas do quadrante NE estão associadas, principalmente a geração por ventos locais possuindo Tm baixos, ou seja, são, em sua maioria, vagas. Enquanto que ondas dos quadrantes SE e SW

estão associadas, principalmente, às ondas geradas em áreas distantes da região de estudo (marulhos), uma vez que, nesta não há predomínio de ventos destes quadrantes.

Assim, propõe-se uma classificação das ondas, na região de estudos, em predominantemente vagas, para ondas com T_m entre 4,0s e 7,0s, intermediárias, para ondas tanto do tipo vaga quanto do tipo marulhos com períodos entre 7,0s e 9,0s e, predominantemente marulhos, para ondas com T_m entre 9,0s e 15,0s.

Cabe ressaltar que estamos tratando de predominância, não se pode restringir a idéia de que toda onda com T_m entre 4,0s e 7,0s é dita como uma vaga, ou com T_m entre 9,0s e 15,0s é dita um marulho. Devido a falta de dados de vento para o mesmo período em que foi analisada as ondas não pode-se obter uma análise mais criteriosa para classificação entre vagas, intermediárias e marulhos.

4.Sistema de Modelos para Avaliação de Ondas em Regiões Costeiras

4.1.Introdução

Neste capítulo serão implantados os modelos espectrais de prognóstico de ondas WavewatchIII – WW3 e *Simulating Waves Nearshore* – SWAN, bem como será avaliada a potencialidade deste sistema de modelos como uma potencial ferramenta a ser aplicada na previsão e análise das ondas superficiais de gravidade em regiões costeiras.

A avaliação de ondas superficiais de gravidade em ambientes marinhos costeiros, seja para a determinação do estado de agitação marítima ou para uma avaliação estatística de longo período, necessita contemplar algumas peculiaridades inerentes a estes ambientes, como a geometria da linha de costa e a topografia do leito marinho, que se apresentam de maneiras distintas para cada região costeira específica. Tais especificidades atuam transformando, principalmente, a direção e altura da onda, por meio dos processos de refração, difração e empinamento.

Assim, as informações obtidas em uma caracterização da onda e seu clima em regiões *offshore* não podem ser facilmente extrapoladas para regiões costeiras próximas.

As regiões costeiras, geralmente, com presença de portos, atividades de navegação, exploração de petróleo e derivados, necessitam constantemente de informações sobre ondas superficiais de gravidade, uma vez que estas afetam, direta e indiretamente, diversos segmentos das atividades humanas. Assim, faz-se necessário a utilização de ferramentas que sejam capazes de prever de forma satisfatória o estado do mar e o clima de ondas em regiões específicas próximas à costa.

Os modelos numéricos de previsão de ondas têm se mostrado uma eficiente ferramenta na avaliação de ondas em mar aberto e próximo à costa. O reconhecimento da importância destes modelos e das previsões de ondas pode ser constatado pelo fato de que grandes centros de previsão numérica incluem modelos de geração e propagação de agitação marítima em sua rotina operacional (INNOCENTINI *et al.*, 2003).

Até a década de 40, o único modo de descrever o estado do mar era utilizando a escala de Beaufort, criada em 1805, que relacionava a intensidade do vento com a força do mar (WMO, 1998).

A primeira tentativa de desenvolvimento de um modelo de previsão de ondas surgiu na década de 50, baseado no princípio de conservação de energia. Desde então têm sido

desenvolvidos modelos com a finalidade de prever a propagação das ondas desde a zona de geração até as regiões costeiras, permitindo-se estudar eventos passados, simulando-os com dados atmosféricos pretéritos (*hindcasting*), bem como prever situações futuras, forçando os modelos com condições de contorno provenientes de análises e previsões (*forecasting*).

Com o avanço da física dos modelos de geração e propagação de onda, seus resultados ficaram cada vez mais dependentes das condições de contorno utilizadas nas simulações, principalmente do campo de vento que atua como principal “forçante” para esses modelos (CUCHIARA *et al.*, 2006).

A utilização de modelos numéricos, em especial modelos do tipo *phase averaged* ou espectrais, para avaliação de ondas em regiões oceânicas e costeiras obteve um aumento considerável nas últimas décadas em função, não apenas da melhoria na compreensão dos processos físicos, mas também devido aos avanços computacionais, no que tange a velocidade de processamento e a capacidade de armazenamento dos computadores, que permitiram um aumento na rapidez de processamento com a utilização de grades computacionais contemplando um maior número de pontos e, conseqüentemente, uma maior representatividade do fenômeno físico.

Assim, os modelos espectrais têm se apresentado como uma boa ferramenta para a compreensão das ondas em ambientes marinhos costeiros e oceânicos em face da falta de dados experimentais e, também, como uma alternativa aos dados obtidos por sensores remotos.

Estes modelos têm sido aplicados em sistemas de múltiplas grades de modo a possibilitar a utilização de modelos em escalas globais para geração e propagação do espectro da onda que é levado até regiões próximas à costa onde servirão como condições de contorno para os modelos de escala regional e local avaliarem a onda. A vantagem na utilização do aninhamento de múltiplas grades é a otimização da avaliação da onda por meio de grades de menor resolução em mar aberto, onde os processos de águas rasas não dominam a propagação da onda e, de grades com maiores resoluções em regiões de plataforma onde os parâmetros das ondas apresentam maiores gradientes em função da influência da geometria da linha de costa e do leito marinho.

Na literatura diversos trabalhos têm sido desenvolvidos a partir da utilização de um sistema de modelos espectrais de múltiplas grades na avaliação de ondas. Pires-Silva *et al.* (2002) aplicaram o modelo SWAN para estudos de onda na costa oeste de Portugal. O modelo foi

forçado com dados provenientes do modelo WAM e dados experimentais. Os dados obtidos pelo SWAN foram comparados com dados medidos por um ADCP mostrando bons resultados na predição de ondas.

García (2002) aplicou o modelo SWAN na região do Arco de Artabro, com condições de contorno fornecidas pelo modelo WAM. Os dados do SWAN foram comparados com os do modelo WAM e com dados de bóias. Foi verificado que o SWAN é mais apropriado para o prognóstico de ondas em regiões costeiras que o WAM, uma vez que, as formulações para os processos físicos consideram de forma mais adequada às questões relacionadas a limitação da profundidade. A ativação e desativação das interações triplas onda-onda e as modificações nas formulações da fricção com o fundo não promoveram mudanças substanciais nos resultados do modelo.

Gorman *et al.* (2003) estudaram o clima de onda da região da Nova Zelândia a partir do modelo numérico WAM, para a área de geração e o modelo SWAN para área de transformação das ondas. O modelo SWAN foi testado com dados medidos por uma bóia mostrando bons resultados na predição das ondas para a região.

Hsu *et al.* (2004) implantaram um sistema de modelos de grade aninhada utilizando o WW3 e SWAN para simular o campo de onda na costa nordeste de Taiwan. O sistema é usado no modo não-estacionário para a avaliação do estado de agitação marítima associada à passagem do Furacão Mindulle e Conson nesta região. As condições de contorno usadas pelo SWAN foram fornecidas pelo WW3. Os resultados da modelagem foram comparados com dados de bóia e o SWAN se mostrou eficiente na predição das características da onda.

Guedes Soares e Pilar (2004) estudaram o clima de agitação marítima junto à área costeira de Peniche, Portugal, baseado nos modelos numéricos WAM, para a área de geração, e SWAN para a área de transformação. Em geral foi encontrada uma boa correlação entre os resultados do modelo SWAN e as medições de bóia, entretanto, o modelo tende a sobreestimar os valores medidos.

Moghimi *et al.* (2005) utilizaram os modelos de terceira geração SWAN e o modelo-K para predição de ondas na costa da Alemanha. O modelo-K é menos sofisticado que o SWAN, e não inclui alguns processos físicos que são incluídos no SWAN, como as interações quádruplas onda-onda. Os modelos foram executados no modo não-estacionário, com entrada de vento, correntes e nível d'água provenientes de outros modelos. As condições de contorno foram obtidas do modelo WAM. Os resultados dos modelos foram comparados com dados de

bóia. O SWAN se mostrou mais eficiente na avaliação da forma espectral, principalmente quando o espectro apresentou dois picos, entretanto, a energia apresentou um nível mais baixo que o verificado no modelo-K e nos dados medidos. Ambos os modelos avaliaram de forma satisfatória os valores de H_s , no entanto, o SWAN superestimou tais valores em até 15 cm.

Abadie *et al.* (2006), utilizaram dados de 8 anos do modelo WW3 para determinar o clima de ondas na costa de Aquitaine, França. Os resultados foram fornecidos como condição de contorno para o modelo SWAN computar os parâmetros das ondas e verificar a influência do clima de onda na deriva longitudinal. A comparação dos resultados do SWAN com medições *in situ* mostrou um erro médio relativo de 17,6% para a altura significativa, de 5,2% para o período de pico e de 14° para a direção de pico.

Browne *et al.* (2007) aplicaram o modelo SWAN para estimar marulho próximo à costa da Austrália a partir do modelo global de onda WW3 e concluiu que o SWAN não apresentou bons resultados devido à baixa precisão da batimetria.

Millar *et al.* (2007) mostraram as mudanças do clima de onda na região costeira de Cornwall, UK, causadas pela instalação de uma fazenda de conversor de energia de onda a partir do modelo SWAN. O SWAN obteve as condições de contorno do modelo WW3 e é considerada a dissipação da energia da onda por *whitecapping* e por fricção com o fundo e as interações onda-onda triplas, todos no modo padrão. O modelo computou o clima de onda com e sem o obstáculo. Os resultados mostraram que a altura significativa da onda e o transporte de energia são afetados pelos obstáculos da fazenda de conversores.

Rogers *et al.* (2007) utilizaram o modelo SWAN, com condições de contorno fornecidas pelo WW3, para avaliar a efetividade da predição de ondas no sul do Golfo da Califórnia. Foram verificados dois problemas principais associados à predição de onda nesta região: 1) a baixa resolução das ilhas, que têm um forte impacto no clima de ondas local e, 2) a utilização de considerações estacionárias para a computação do modelo SWAN. A precisão da distribuição direcional da energia das ondas no contorno de mar aberto pareceu ser uma limitação crítica na precisão do modelo quando comparado com dados de uma bóia nesta região.

Rusu e Soares (2008) utilizaram o modelo SWAN aninhado ao modelo WAM para avaliação das ondas em uma costa altamente energética localizada na porção norte e central de Portugal. Os modelos usados ofereceram resultados satisfatórios quando comparados com medições de bóia na região.

Neste trabalho é proposta a implantação de um sistema de modelos espectrais de grades

aninhadas composto pelo WavewatchIII – WW3 e SWAN para serem utilizados na predição do estado de agitação marítimo a partir da análise da propagação das ondas desde a zona de geração até a região costeira da baía do Espírito Santo, Vitória –ES.

A região da Baía é escolhida uma vez que, além de sua importância sócio-econômica para o estado do ES, possui disponibilidade de dados experimentais de ondas que permite a verificação da potencialidade deste sistema.

Pelo exposto acima, cabe ressaltar que neste trabalho somente será enfatizada a potencialidade desta ferramenta na determinação do estado de agitação marítima, ficando a análise climatológica das ondas como uma recomendação para trabalhos futuros.

4.2. Área de estudo

A Baía do Espírito Santo (Figura 20) está localizada em uma reentrância do Oceano Atlântico Sul no estado do Espírito Santo - ES, aproximadamente na latitude de $20^{\circ}17'53.06''S$ e longitude de $40^{\circ}15'50.95''W$. A área em estudo é um dos mais belos ambientes naturais do ES e abrange a Praia de Camburi e a entrada de acesso a Baía de Vitória. A entrada da BAÍA DO ESPÍRITO SANTO está voltada para sudeste e possui uma largura de cerca de 5km. Tem como limite norte a ponta de Piranhém, também conhecida como ponta de Tubarão, e limite sul o Morro do Moreno (FONTANA, 2003; MELO & GONZALES, 1995).

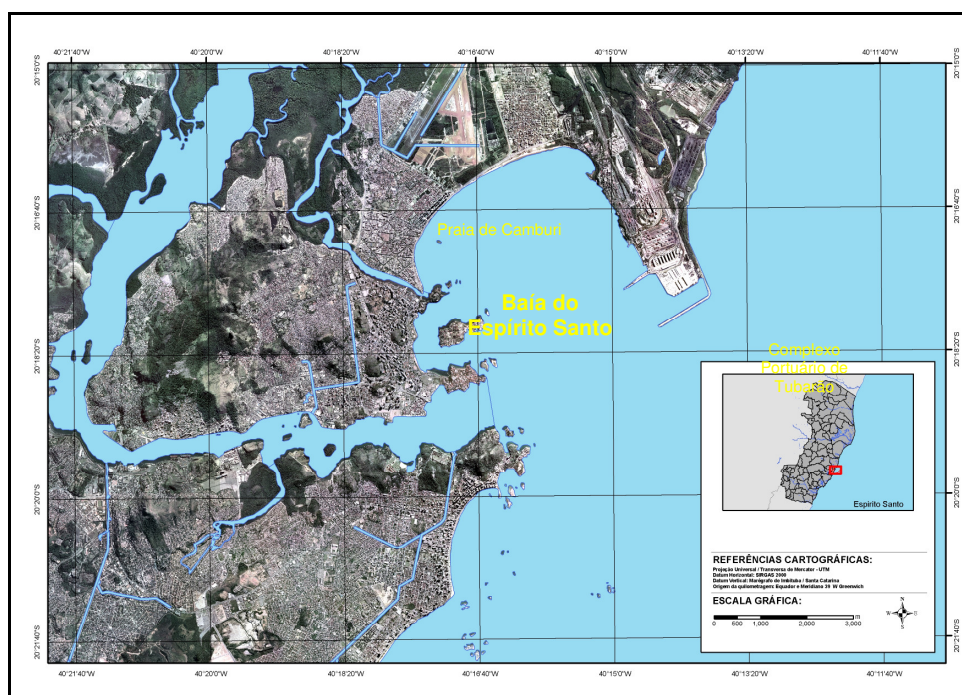


Figura 20 - Mapa representando a Baía do Espírito Santo - ES.

A batimetria da baía do Espírito Santo apresenta moderada a baixa declividade, diminuindo à medida que se aproxima da linha de costa, sendo que as cotas batimétricas da Praia de Camburi decrescem longitudinalmente rumo a Ponta de Tubarão. A isóbata de -5,0m é atingida a 1,3km da linha de praia e a de -10,0m a uma distância de 3,0km.

Arenitos consolidados por carbonato de cálcio, testemunhando uma paleo-linha de praia associada a um nível de mar mais baixo, se elevam, de forma descontínua, ao longo da faixa batimétrica de -9m para profundidades de -4 a -2m. Esta formação, conhecida como baixios, disposta transversalmente ao eixo longitudinal da baía, exerce influência sobre a circulação de fundo e sobre a propagação das ondas de tempestade no interior da baía. O canal de acesso ao sistema portuário de Tubarão também influencia a propagação das ondas que entram na baía devido à suas profundidades elevadas (ALBINO *et al.*, 2001).

As condições meteorológicas que dominam a circulação atmosférica nesta região são abordadas nas seções 3.2.1 e 3.2.2, que trata dos sistemas atmosféricos e regime de ventos que dominam a circulação na região do estado do Espírito Santo.

A seguir será apresentada a implantação dos modelos Wavewatch III- WW3 e SWAN na baía do Espírito Santo.

4.3.Implantação dos modelos WW3 e SWAN

Nesta seção será abordada a implantação do modelo WW3 em escala global, para áreas de geração e propagação de ondas e, o modelo SWAN em escala local, para áreas onde os efeitos de águas rasas dominam a propagação do espectro de onda.

4.3.1 Aninhamento de grades

A geração e propagação de ondas nos oceanos cobrem uma ampla variação de escalas temporais e espaciais. No oceano aberto, a escala de um sistema de ondas é representada por centenas de quilômetros, enquanto que, próximo à costa, é determinado pela geometria costeira e topografia de fundo, que tem freqüentemente menores escalas.

Os modelos globais de previsão de onda possuem baixa resolução espacial e, portanto, não conseguem representar de forma satisfatória os fenômenos de escala regional. Isto ocorre porque para representar, simultaneamente, os fenômenos globais e regionais, torna-se necessário um grande número de pontos de grade o que demandaria um aumento no esforço

computacional. Por outro lado, os modelos regionais possuem resolução mais acurada, e são utilizados para regiões específicas, sendo alimentados em suas fronteiras laterais pelas informações obtidas de escala global e, portanto não simulam os fenômenos de larga escala de forma satisfatória.

Estas dificuldades têm sido superadas através da utilização da técnica de aninhamento de grades. Esta técnica consiste em fazer uso de grades de menores resoluções espaciais capazes de fornecer condições iniciais e de contorno para a integração de um modelo sobre uma grade interna com maior resolução espacial aplicado a áreas específicas. No presente caso, quando a informação é passada, somente, da grade de menor resolução para a grade de maior resolução, caracteriza um aninhamento do tipo *one-way*. No aninhamento tipo *two-way* também ocorre a passagem de informação da grade de maior resolução para a de menor resolução.

Ambos os modelos espectrais WW3 e SWAN permitem um fácil aninhamento entre suas grades, uma vez que estes modelos possuem uma base conceptual semelhante. No aninhamento de grades, o SWAN interpola os contornos espaciais da grade do WW3 e procura as condições de contorno nos tempos de saídas relevantes, das execuções anteriores, para tomar as condições de contorno no tempo de início da execução aninhada.

Existem dois tipos de condições de contorno que são requeridas pelo modelo SWAN e WW3: os contornos de linha de costa e de mar aberto. Os contornos de linha de costa e mar aberto absorvem totalmente a energia da onda (sem reflexão) considerada no campo computacional.

As condições de contorno fornecidas pelo WW3 ao SWAN podem não ser modeladas consistentemente mesmo se as mesmas físicas são usadas. As potenciais razões são atribuídas às diferenças nas técnicas numéricas implantadas para a área geográfica (resoluções espaciais e espectrais, coeficientes, etc.). Para evitar descontinuidades muito grandes entre os dois modelos o contorno de água profunda do SWAN aninhado deve ser localizado no WAVEWATCH III onde os efeitos de águas rasas não são dominantes. Além disso, as resoluções espaciais e espectrais não devem diferir-se mais do que um, dois ou três fatores. Se uma resolução mais refinada é requerida, um segundo ou terceiro aninhamento pode ser necessário (RIS *et al.*, 1997).

No presente trabalho são efetuados aninhamentos entre grades do WW3, entre grades do SWAN, e entre o WW3 e SWAN.

A seguir será mostrada, em detalhes, a implantação dos modelos WW3 e SWAN em seus respectivos domínios.

A implantação de ambos os modelos WW3 e SWAN em seus respectivos domínios segue os seguintes passos:

- Definir o tamanho da grade espacial e da grade espectral;
- Inserir os valores de profundidade na grade de batimetria;
- Identificar os pontos de grade para inserir as condições de contorno e as variáveis de entrada;
- Definir os processos físicos nos modelos.

Todas as simulações numéricas foram realizadas em um micro computador com quatro processadores e velocidade de 2.40GHz.

4.3.2 Modelo Wavewatch III

O modelo numérico WAVEWATCH III - WW3 versão 3.12 (TOLMAN, 2007) é utilizado para geração e propagação de ondas.

Este é um modelo de previsão de ondas de 3^o geração, desenvolvido pela NOAA (*National Oceanic and Atmospheric Administration*) / NCEP (*National Centers for Environmental Prediction*) (WAMDI Group 1988).

O Modelo WW3 é uma evolução do WAVEWATCH I desenvolvido na *Delft University of Technology* e WAVEWATCH II desenvolvido na NASA, *Goddard Space Flight Center*. Nestes modelos a variável prognóstica é a energia discretizada nas componentes espectrais. Variáveis como altura significativa, período médio, direção, etc, são obtidas a partir do espectro da onda e utilizadas apenas na apresentação dos resultados. O modelo resolve a equação linear do balanço de energia da ação espectral em função do número de onda k e da direção θ . A física do modelo inclui geração de energia, dissipação devido à quebra de ondas e fricção com o fundo, refração, advecção, e interações onda-onda quádruplas. Entretanto, a física do WW3 não é apropriada para águas rasas (abaixo de 40m de profundidade), principalmente, devido este modelo não considerar as interações não lineares triplas que dominam a propagação das ondas em águas rasas. Uma descrição mais detalhada do modelo WW3 pode ser encontrada no anexo A.

O WW3 é aplicado em uma seqüência de três domínios computacionais com grades aninhadas, respectivamente, de baixa resolução (domínio Global), de resolução intermediária

(domínio Brasil Sudeste) e de alta resolução (domínio Espírito Santo) (Figura 21). Todos os aninhamentos de grade foram do tipo *one-way*.

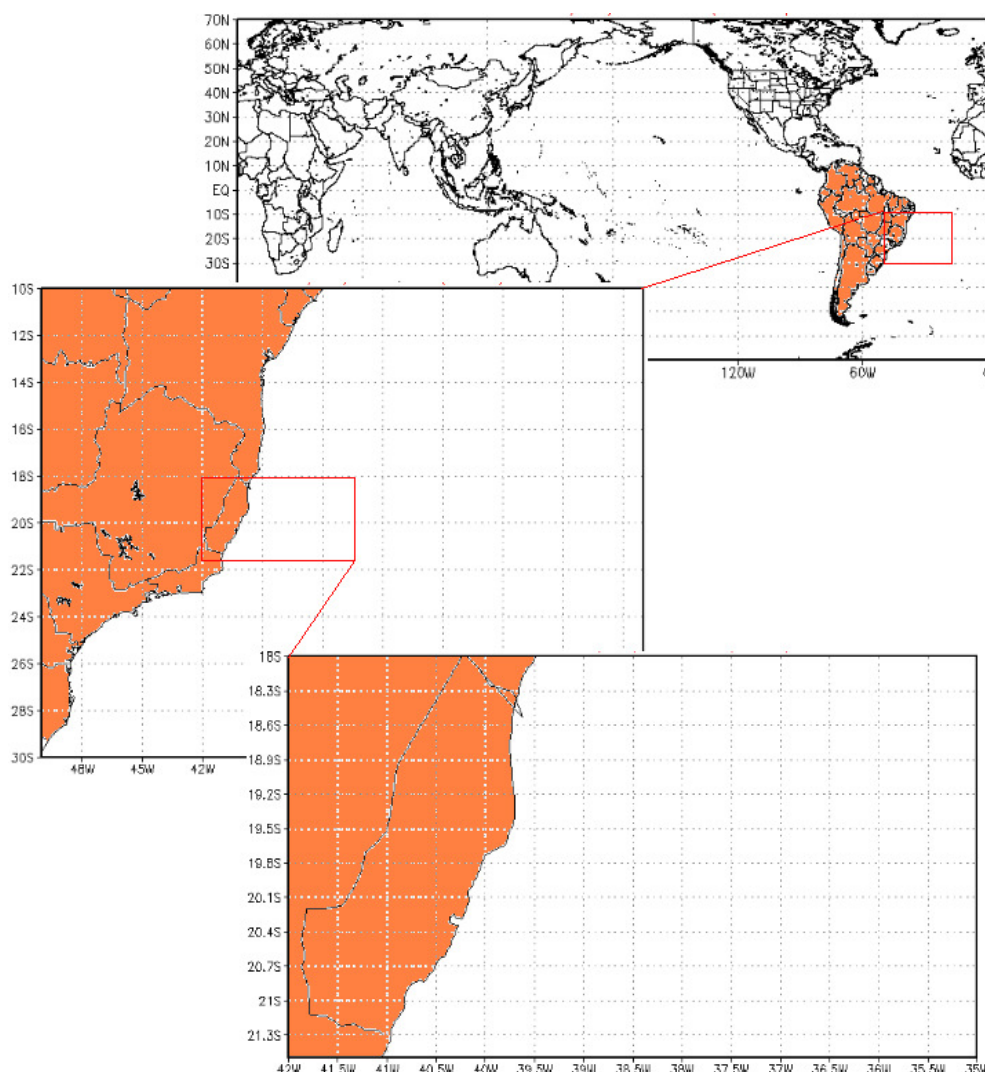


Figura 21 – Ilustração da localização dos domínios físicos considerados no esquema de múltiplas grades com a seqüência de aninhamentos de grades entre, respectivamente, o domínio de maior escala – Global, o domínio de escala intermediária Brasil Sudeste e o domínio de menor escala - Espírito Santo.

▪ **Grade computacional**

As grades computacionais são do tipo curvilínea uniforme usadas no referencial esférico para todos os domínios. A grade de menor resolução, domínio Global, possui 360 por 157 pontos de grade, com resolução espacial de $1,0^\circ$. A grade intermediária, domínio Brasil Sudeste, possui 121 por 81 pontos, com resolução espacial de $0,25^\circ$. A maior resolução é estabelecida para a grade do domínio Espírito Santo com $0,05^\circ$ e 121 por 81 pontos de grade. Um resumo destas características é apresentado na Tabela 13.

O modelo WW3 pode trabalhar com grades geográficas e de profundidades distintas. Neste estudo optou-se por utilizar a grade para representar as profundidades semelhante às grades computacionais em tamanho e resolução.

Tabela 13 – Características dos três domínios computacionais do modelo WW3.

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

A definição de múltiplas grades e de suas configurações (tamanho, resolução, localização geográfica) foram estabelecidas de forma a alcançar o fornecimento adequado de informações de onda de uma grade para outra.

A configuração destas grades foram estabelecidas em comunicação pessoal com o pesquisador Valdir Innocentini, considerando que o aumento da resolução da grade de um domínio para o outro deve respeitar uma proporção de no máximo 1/5 (ou 5 fatores) da grade computacional de maior resolução.

A definição das grades para cada domínio também contemplou os critérios de consistência, estabilidade e convergência da modelagem.

Somente o domínio Espírito Santo fornecerá a condição de contorno para posterior execução do modelo SWAN para a região costeira da Baía do Espírito Santo.

Adicionalmente é avaliado o tempo de simulação gasto para cada grade para um período de 10 dias. Os resultados são apresentados na Tabela 14.

Tabela 14 – Tempo de simulação para as grades do modelo WW3.

Domínios	Passo de tempo (delta t) (s)	Tempo de simulação
ESPÍRITO SANTO	3600	11 minutos
BRASIL SUDESTE	3600	4 minutos
GLOBAL	3600	25 minutos

- **Grade espectral**

O espectro de densidade energia é discretizado considerando 24 frequências, espaçadas logaritmicamente, desde 0,040 Hz a 0,3582 Hz e, 24 direções igualmente espaçadas obtendo-se uma resolução de 15°, iniciando da direção de 0°. A forma do espectro é a de JONSWAP.

- **Batimetria dos domínios**

A base de dados ETOPO-1 do *National Geophysical Data Center/Geodas Databases* – NGDA – GEODAS – NOAA é utilizada para inserir as profundidades nas três grades supracitadas. Esta base fornece dados topobatimétricos globais com resolução de 1 minuto de arco. O método de interpolação *cubic spline* é utilizado para calcular as profundidades nos pontos das grades de batimetria para cada domínio.

- **Condições de contorno e condição inicial da grade computacional**

O modelo WW3 utiliza como condição de contorno dados de vento e cobertura de gelo para a geração e propagação das ondas obtidos da base de dados do NCEP/NCAR. Os ventos são provenientes do modelo atmosférico global AVN do NCEP. Estas informações são disponibilizadas com uma resolução de 1,5° e duas vezes ao dia.

As grades de maior resolução fornecem a condição de contorno, através do espectro de energia, para as grades de menor resolução. A condição de contorno para o domínio GLOBAL é somente o vento e o gelo, enquanto que para os demais domínios além do vento e gelo, também são fornecidos o espectro de energia da onda como condição contorno.

Em todas as simulações, a condição inicial é do tipo partida fria, que considera um mar em repouso. Desse modo, é necessário realizar um pré-aquecimento do modelo por um período de 15 dias (Comunicação pessoal, Innocentini).

- **Processos Físicos considerados para o modelo**

Para todos os domínios o modelo WW3 é executado no modo transiente com passo de integração no tempo é de 3600 s.

Em todas as simulações foram usados os valores padrões (*default*), sugeridos por Tolman (2007), para a física dos termos fontes associado aos processos de dissipação por fricção com o fundo dada pela formulação de JONSWAP (HASSELMANN *et al.*, 1973), por quebra de onda induzida pela profundidade (BATTES & JANSSEN 1978), e para as interações onda-onda quádruplas modeladas usando a *discrete interaction approximation* (DIA, HASSELMANN *et al.*, 1985).

Para a entrada de vento é considerada a parametrização de Tolman e Chalikov (1996) considerando a altura de entrada do vento a 10 m da superfície.

As saídas do domínio de maior resolução, Espírito Santo, são armazenadas em forma de espectro de energia, pois serão fornecidas como condição de contorno para simulação da onda pelo modelo SWAN.

Na seção abaixo será mostrada as etapas da implantação do modelo SWAN para a região da baía do Espírito Santo e suas adjacências.

4.3.3 Modelo SWAN

Para a avaliação do estado de agitação marítima na região costeira da baía do Espírito Santo, o modelo SWAN é aplicado em uma seqüência de dois domínios computacionais (VIX FINE e BES) com grades aninhadas,

O modelo numérico SWAN Ciclo III versão 40.51AB foi desenvolvido por Ris *et al.* (1997) na *Delft University of Technology* sendo de domínio público. Este modelo não apresenta nenhuma limitação quanto ao ângulo de aproximação da onda ou largura direcional. O SWAN pode simular com precisão o campo de onda nas áreas costeiras onde a reflexão e a difração não são significativas (BROWNE *et al.*, 2007). Este modelo é usado para analisar ondas em águas rasas, pois considera em sua formulação as interações não-lineares onda-onda triplas, que dominam a propagação das ondas em águas rasas. Uma descrição mais detalhada do modelo espectral SWAN encontra-se no Anexo B.

Aqui parei de ver referencias

▪ Grade computacional

Nas computações realizadas pelo modelo SWAN é estabelecido uma seqüência de duas grades aninhadas, respectivamente, com menor resolução (domínio VIX FINE), abrangendo a região marinha costeira adjacente a baía do Espírito Santo e uma grade de maior resolução (domínio BES), abrangendo a própria baía (**Tabela 15**).

Tabela 15 – Referenciais geográficos para os dois domínios computacionais do SWAN.

Domínios	Latitude inicial e final	Longitude inicial e final
BES	-20,34° - -20,25°	-40,31° - -40,21°
VIX FINE	-20,5121° - -20,1271°	-40,2791° - -40,1342°

O domínio VIX FINE receberá na fronteira aberta valores de espectro de energia de onda fornecido pelo modelo WW3 através do domínio Espírito Santo. Durante a simulação, o VIX FINE calculará os espectros na interface de aninhamento com o domínio BES, que avaliará o espectro da onda na região de estudo.

Por se tratar de um modelo que utiliza a média da fase (*Phase Averaged*) o SWAN não necessita de uma alta resolução espacial, como requerida nos modelos que resolvem a fase (*Phase Resolving*).

Neste sentido, são realizadas simulações com diversos tamanhos de grade (VIX FINE) para escolher aquela que satisfaça os critérios de consistência do modelo. Também, são consideradas a representação satisfatória dos efeitos da batimetria (baixios, canais) e da geometria da linha de costa (embaixamentos, portos, molhes, ilhas) na propagação e transformação da onda.

Os resultados provenientes das simulações das grades do VIX FINE e BES são comparados com os valores obtidos de dados medidos em campo em duas estações de monitoramento localizadas, respectivamente, na entrada da baía do Espírito Santo e outra no interior da mesma, próxima a praia de Camburi

A comparação entre os dados medidos e simulados será feita através da análise estatística que contempla a quantificação da correlação, erro RSM e do índice de espalhamento. O resultado desta análise e da escolha das grades para o VIX e para o BES são apresentados na seção 4.4.

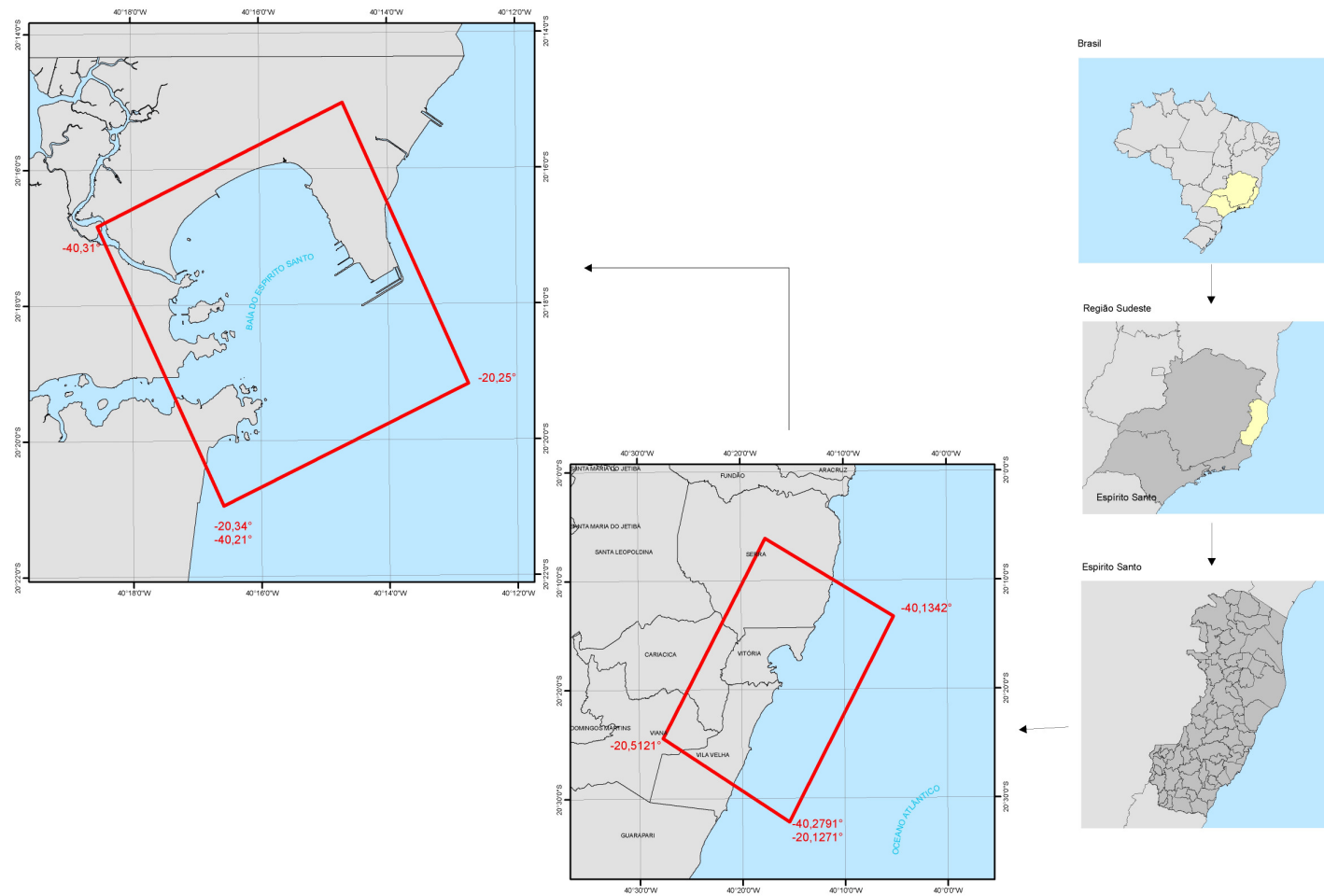


Figura 22 – Localização dos domínios VIX FINE e BES.

- **Grade espectral**

A resolução da grade espectral no espaço – frequência é definida por 24 direções com uma resolução direcional de 15° e por 16 subdivisões na faixa de frequência entre a frequência mínima de 0.04 e máxima de 1.00Hz, em uma escala logarítmica.

- **Batimetria dos domínios**

Foram analisadas duas bases de dados batimétricos disponíveis para serem usadas no cálculo do valor da profundidade em cada ponto de interesse da grade espacial dos domínios VIX FINE e BES. As bases de dados são referentes ao ETOPO I e Carta Náutica.

A base do ETOPO I é a mesma usada para os domínios do modelo WW3 e encontra-se descrita na seção 4.3.2. A segunda opção, é referente à base de dados obtida pela digitalização da carta náutica nº 1400, escala 1:15000, produzida pela Marinha do Brasil em 1983 (DHN – Diretoria de Hidrografia e Navegação da Marinha do Brasil). Ambas foram interpoladas para alcançar uma resolução de 0,01°.

Os resultados da interpolação e comparação entre as bases do ETOPO I e DHN podem ser observados na Figura 23 para uma região que contempla a localização do domínio VIX FINE, limitada pelas longitudes de -40.5°W e -39.8°W e pelas latitudes de -20.0°S e -20.9°S. Nesta figura são mostradas as isolinhas de 0m, 30m e 50m para ambos os dados de batimetria.

A análise de comparação mostrou que os dados do DHN obtêm maior representatividade das feições de fundo e da linha de costa. Na Figura 23 é observada a defasagem espacial entre as isóbatas de 30 m, enquanto que as isóbatas de 50m e 0m apresentam uma maior semelhança para ambas as bases de batimetria.

Assim, verifica-se que, de modo geral, a base do DHN representa melhor as profundidades a partir da isolinha de 50m em direção à linha de costa.

Dessa forma, a base de dados digitalizados da Carta Náutica 1400 (DHN) é usada para inserir as profundidades na grade do domínio VIX FINE e BES.

- **Condições de contorno e condição inicial da grade computacional**

Todas as simulações do SWAN foram realizadas sem considerar o vento. O SWAN utiliza como condições de contorno apenas o espectro de energia fornecido pelo aninhamento de grades. O domínio Espírito Santo do WW3 fornece espectro de energia na interface de aninhamento do VIX FINE que por sua vez fornece espectro na interface de aninhamento do BES.

Em ambos os domínios, a condição inicial é do tipo partida fria. Devido aos domínios serem pequenos, em comparação com os domínios do WW3, não é necessário realizar um pré-aquecimento, uma vez que, a energia espectral se propaga rapidamente dentro dos domínios.

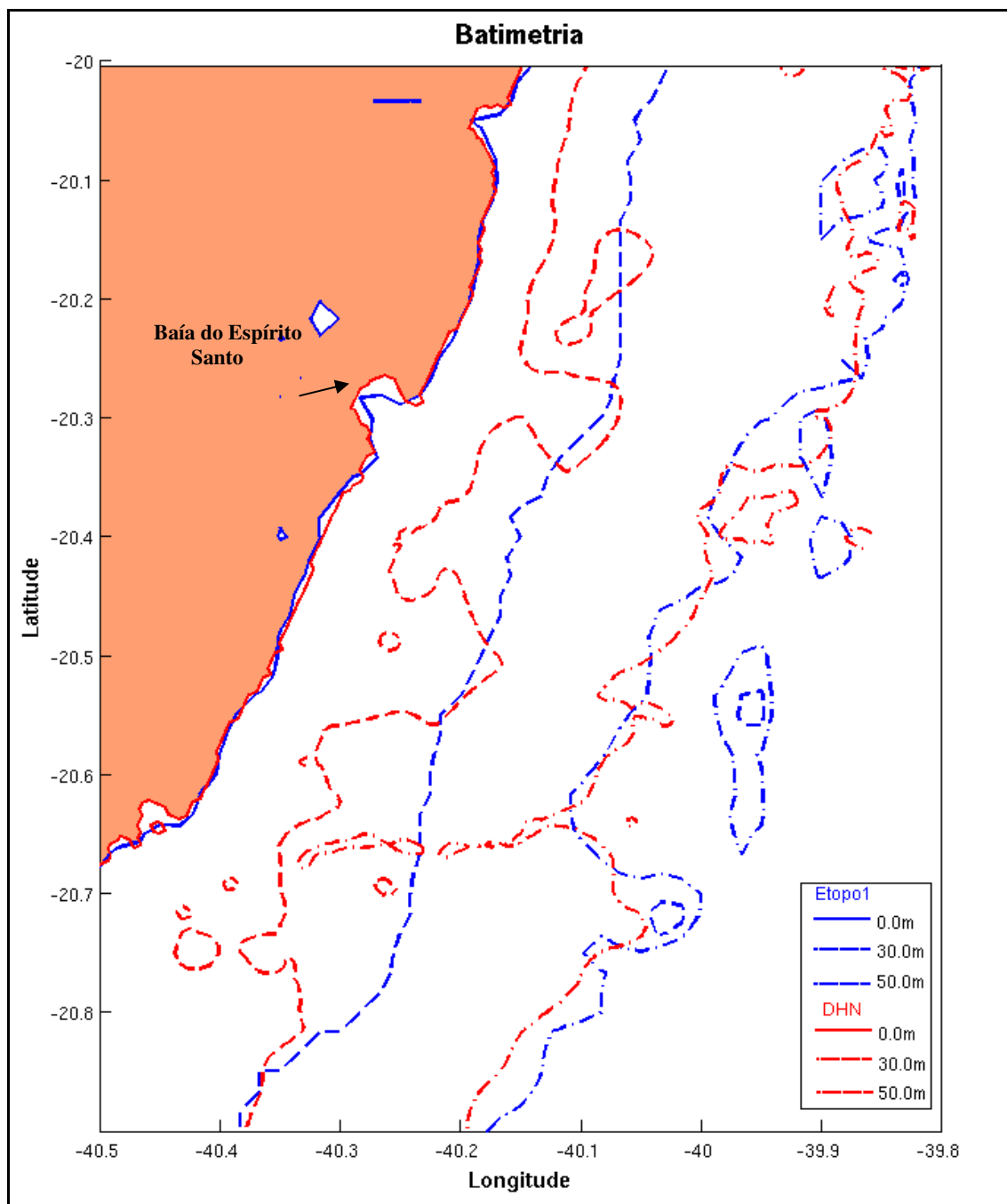


Figura 23 - Comparação entre as bases de dados batimétricos do DHN e ETOPO1.

- **Processos Físicos considerados para o modelo**

Para ambos os domínios supracitados, os cálculos com o modelo SWAN são realizados no modo não-estacionário. Verificou-se em testes preliminares, que o passo de integração no

tempo deve respeitar uma relação de 30 s para um espaçamento de grade, em ambas as direções, de 100m (Comunicação pessoal, Innocentini).

É recomendado usar o modo padrão (*default*) nas simulações do SWAN, pois estes estão associados às parametrizações consideradas como as mais eficientes. Entretanto, o modo padrão nem sempre utiliza todo o potencial do modelo, que podem ser alcançados ajustando alguns parâmetros ou ativando formulações alternativas para os processos físicos chaves (RUSU e SOARES, 2008). No presente trabalho, optou-se por utilizar o modo padrão dos processos físicos avaliados.

Assim, no SWAN, para ambos os domínios, foram 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, JONSWAP) e quebra de onda induzida pela profundidade (BATTJES & JANSSEN, 1978) (RIS *et al.*, 1997).

4.3.4 Escolha da grade e aferimento do modelo SWAN

Nesta seção são realizadas simulações numéricas no domínio VIX FINE e BES para a escolha da grade a ser utilizada para o modelo SWAN, bem como a avaliação da potencialidade de utilização do modelo na previsão de ondas próximas à costa.

Cabe ressaltar que não é avaliada, diretamente, a potencialidade do WW3 devido à indisponibilidade de dados experimentais obtidos em localizações que viabilize a comparação. Entretanto, o modelo WW3 é uma ferramenta extensivamente aplicada e validada em diversos trabalhos encontrados na literatura. Soma-se a isso o fato de que a configuração deste modelo em um sistema de múltiplas grades aninhadas, semelhante ao considerado neste trabalho, se encontra validada e utilizada de forma operacional na previsão oceânica do estado do mar no Centro de Previsão do Tempo e Estudos Climáticos do Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais – CPTEC- INPE. Entende-se, também, que como as condições de contorno do SWAN são provenientes do modelo WW3 a avaliação do SWAN já contempla, indiretamente, a avaliação da potencialidade do WW3.

Inicialmente, a escolha da grade a ser utilizada pelo modelo SWAN é alcançada através de simulações numéricas com grades de diferentes resoluções tanto para o domínio VIX FINE quanto para o domínio BES.

Seguidamente, é realizada a avaliação da potencialidade do modelo SWAN através da comparação dos resultados das simulações numéricas, para ambos os domínios VIX FINE e BES, dos parâmetros de altura significativa (H_s), período médio (T_m) e direção média da onda (D) com os valores experimentais obtidos de medições em duas estações de monitoramento.

Tendo em vista que a batimetria é um dos principais fatores considerados na calibração de um modelo, optou-se por realizar simulações numéricas com grades de diferentes resoluções que possibilitem comparar os resultados dos parâmetros de onda em função da maior representatividade da batimetria (VIX FINE) e também da geometria da linha de costa (BES) da região de estudo.

▪ Estações de monitoramento

A estação de monitoramento para o domínio VIX FINE está localizada em uma região adjacente à baía do Espírito Santo, a $20^{\circ}19'39.7''$ S e $40^{\circ}14'34.3''$ O, próxima a entrada da baía. Na Figura 24 a localização da estação está marcada por um ponto em vermelho. As medições foram efetuadas por um ADP 600 kHz, usando Firmware versão 16.19 para um período de 07h00min de 06/06/2003 as 13h00min de 26/06/2003.

O equipamento foi fundeado próximo a isóbata de 22,0m, emitindo um total de 487 registros. Os dados de ondas foram lidos a cada 1 hora com médias de 20 minutos de dados a uma taxa de registro de 2Hz. Os valores de H_s , T_m e D são valores significativos dos 20 minutos de amostragem de cada hora de coleta.

A estação de monitoramento para o domínio BES está localizado no interior da baía, aproximadamente, a 1,5km da praia de Camburi, próxima a isóbata de 6,0m nas coordenadas de $20^{\circ}16'51.65''$ S e $40^{\circ}16'17.21''$ W. As medições foram feitas por um ondógrafo direcional modelo S4ADW da *Inreoccean System, Inc*, versão 5.05, para o período de 15h00min de 10/07/2007 as 09h00min de 11/08/2007. Os dados de ondas foram lidos a cada 1 hora com médias de 20 minutos de dados a uma taxa de registro de 2Hz. Os dados de H_s , Dir e T_m da onda foram avaliados de hora em hora contabilizando um total de 503 registros de onda.

Ressalta-se que para ambas as bases de dados de ondas medidos considera-se a contribuição da maré e correntes, enquanto que nos dados simulados pelo modelo SWAN estas são desconsideradas.

▪ **Análise estatística**

Para avaliar o desempenho do modelo SWAN para os dois domínios considerados na modelagem de ondas na baía e suas adjacências foram realizadas análises estatísticas através da avaliação da correlação, do erro quadrático médio ou erro RMS (do inglês *root mean square error*), e do índice de espalhamento (SI) (do inglês *scatter index*).

A correlação é dada por

$$\rho_{x,y} = \frac{\text{cov}(x, y)}{\sigma_x \sigma_y} \quad (4)$$

onde

$$\text{cov}(x, y) = \frac{1}{n} \sum (x_i - \bar{x})(y_i - \bar{y}) \quad (5)$$

$$\sigma_x^2 = \frac{1}{n} \sum (x_i - \bar{x})^2 \quad (6)$$

$$\sigma_y^2 = \frac{1}{n} \sum (y_i - \bar{y})^2 \quad (7)$$

A correlação mostra o quanto os valores modelados pelo SWAN se aproximam dos valores medidos nas estações de monitoramento. Se a maioria dos valores no conjunto dos dados simulados estão fortemente associados com a maior parte dos valores experimentais a correlação é positiva e próxima a um.

O erro RMS é dado por

$$RMS = \sqrt{\frac{1}{n} \sum (x_i - y_i)^2} \quad (8)$$

onde x_i é o valor observado no tempo i e y_i é o valor computado pelo SWAN no tempo i .

O Índice de espalhamento (SI) é definido como o erro RMS normalizado pela média dos valores observados e é dado pela expressão abaixo:

$$SI = \frac{RMS}{\bar{x}} \quad (9)$$

Onde \bar{x} é a média dos valores observados (FUCHS, 1999).

4.4. Resultados e Discussão

Nesta seção serão apresentados os resultados e discussão da escolha da grade a ser utilizada para o modelo SWAN nos domínios VIX FINE e BES, bem como a avaliação da potencialidade de utilização do modelo na previsão de ondas próximas à costa a partir da comparação dos parâmetros das ondas medidos com os modelados.

4.4.1 Desempenho do sistema de modelos

▪ Domínio VIX FINE

Para o domínio VIX FINE são realizados testes de comparação entre grades com diferentes resoluções. A grade eleita neste teste é usada na comparação com os dados experimentais da estação de monitoramento.

São realizadas simulações numéricas com quatro grades computacionais (Tabela 16). Todas as grades estabelecidas são curvilíneas em coordenadas planas, possuindo a mesma localização geográfica, com o eixo X rotado 65° em relação ao eixo longitudinal e a mesma extensão nas direções X e Y, de aproximadamente, 26000m em X e 21000m em Y.

A escolha das resoluções para das grades testadas baseou-se no critério apresentado por Ris *et al.* (1997). Estes autores mencionam que o aumento da resolução de uma grade aninhada ao WW3 deve diferir entre 2 a 3 fatores. Neste estudo, optou-se por avaliar grades cujo aumento nas resoluções diferissem da resolução da grade do domínio Espírito Santo em até 5 fatores.

Primeiramente, é verificado o tempo gasto na execução do modelo SWAN para as quatro grades analisadas para um período de 10 dias. Os resultados são apresentados na Tabela 16 mostram que todas as simulações com as quatro grades analisadas rodaram em tempo viável.

Tabela 16 – Características das grades computacionais do domínio VIX FINE.

Grade	Pontos de grade	Resolução (m)	Resolução (°)	Fator de aumento	Tempo de execução
VIX FINE 1	30 x 23	O (880) X O (2000) Y	0,02	2	12 min
VIX FINE 2	40 x 30	O (650) X O (1500) Y	0,015	3	16 min
VIX FINE 3	48 x 36	O (550) X O (1200) Y	0,0125	4	21 min
VIX FINE 4	60 x 45	O (450) X O (1000) Y	0,01	5	33 min

Na Figura 24 pode ser observada a configuração da distribuição do número de pontos de grade para cada uma das quatro grades analisadas, bem como a localização da estação de monitoramento onde serão avaliados e comparados os parâmetros de altura significativa (H_s), Período Médio (T_m) e Direção da onda (D) da onda obtidos por simulações do modelo SWAN com aqueles provenientes de medições *in situ*.

O resultado da comparação entre as simulações numéricas para cada uma das grades pode ser observado nos quadros em destaque localizado no canto inferior esquerdo da Figura 25, Figura 26 e Figura 27.

Na Figura 26, observa-se que o T_m da onda é o que apresenta a maior semelhança dos dados entre as quatro grades consideradas. Nesta figura verifica-se que todas as quatro resoluções de grade testadas convergiram em um mesmo resultado na maior parte da série dos dados analisados.

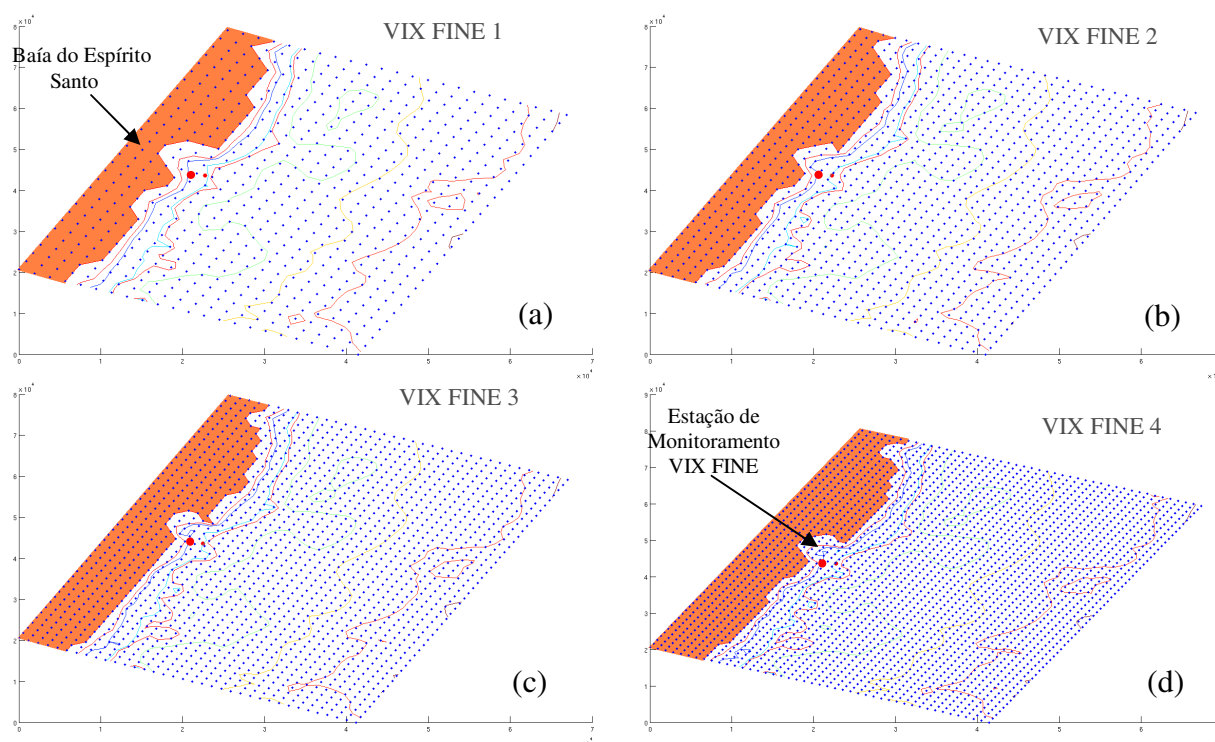


Figura 24 – Característica espacial do domínio VIX FINE para a grade computacional de a) 30 por 23 pontos, b) 40 por 30 pontos, c) 48 por 36 pontos e d) 60 por 45 pontos.

O quadro em detalhe da Figura 25 mostra o comportamento da altura significativa. Como pode ser observado nesta figura, a medida que aumenta-se a resolução da grade a diferença entre os resultados numéricos tendem a diminuir de forma que não há diferenças perceptíveis entre as grades de maior resolução, 60 por 45 (VIX FINE 4) e 48 por 36 (VIX FINE 3). Nesta Figura os valores de H_s da grade VIX FINE 2 ficaram abaixo dos valores encontrados para as

grades de maior resolução. A grade VIX FINE 1 é a que apresenta o resultado mais distante das demais grades, diferindo cerca de 0,03m da grade de maior resolução.

Para o resultado de direção média, apresentados na Figura 27, observa-se um comportamento similar ao apresentado para os dados de altura significativa, na qual os resultados das simulações tendem a convergir com o aumento da resolução das grades. Entretanto, a grade de menor resolução (VIX FINE 1) apresenta valores de direção acima dos valores encontrados para as grades de maior resolução (VIX FINE 4), diferindo desta cerca de 2,0°.

Assim, entre as duas grades de maior resolução, que apresentaram resultados muito próximos nas análises dos parâmetros da onda, optou-se pela grade VIX FINE 4 uma vez que o tempo gasto na simulação desta grade se diferencia apenas em 5 minutos da grade VIX FINE 3 e devido esta possuir melhor representatividade da batimetria para o domínio físico considerado.

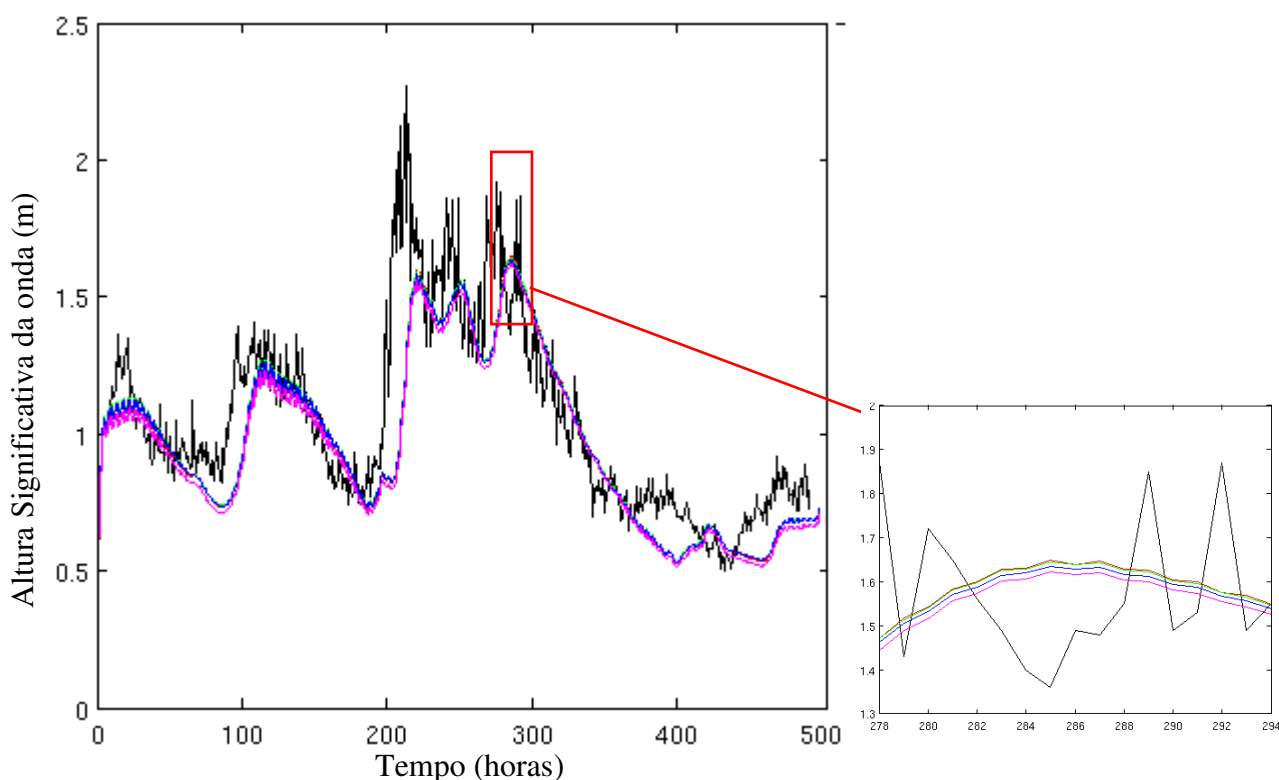


Figura 25 – Comparação da altura significativa da onda obtida (a) de medições *in situ* (preto) com as obtidas do modelo SWAN para uma grade computacional de (b) 30 por 23 pontos (rosa), (c) 40 por 30 (azul), (d) 48 por 36 (verde) e (e) 60 por 45 (vermelho).

Dessa forma, os resultados obtidos a partir da simulação da grade VIX FINE 4 são comparados com dados de medições *in situ* através da análise estatística contemplando correlação, erro RMS e índice de espalhamento (SI).

Como pode ser observado na Figura 25, os resultados da comparação mostram que a altura significativa é bem reproduzida pelo modelo. Na maior parte da série dos dados observa-se uma subestimação dos dados de Hs modelados pelo SWAN em relação aos valores experimentais.

A análise estatística para a Hs, apresentada na Tabela 17 mostra uma correlação de 0,94. O erro RMS é de 0,21m e o índice de espalhamento (SI) apresenta-se com 0,20.

A análise da Figura 25 e os valores do parâmetro defasagem apresentados na Tabela 17 mostram que há um atraso de 11 horas entre os dados medidos e modelados.

Tabela 17 – Resultados estatísticos para o domínio VIX FINE 4.

	Erro RMS	SI	Correlação	Defasagem
Hs (m)	0,21	0,20	0,94	11
Tm (s)	2,20	0,20	0,68	11
Dir (°)	40,00	0,31	-0,57	11

Analisando a Figura 26 nota-se que o período médio da onda é reproduzido de forma satisfatória pelo modelo SWAN. Na análise da Tabela 17 observa-se que há uma defasagem de 11 horas entre os dados medidos e modelados dos parâmetros de Tm. A correlação dos valores de Tm modelados e medidos apresentou-se abaixo da observada para os valores de Hs, em 0,68 e o erro RMS foi de 2, 20 segundos.

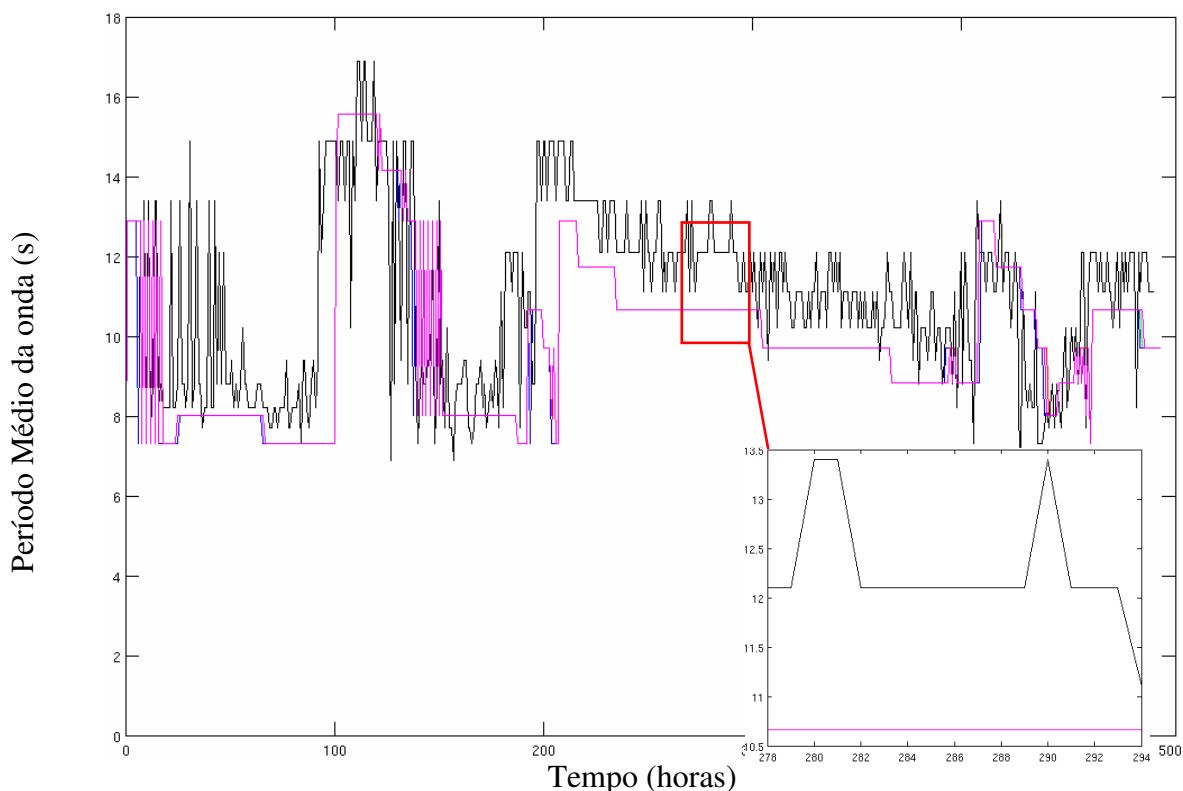


Figura 26 - Comparação do período médio da onda obtido (a) de medições *in situ* (preto) com as obtidas do modelo SWAN para uma grade computacional de (b) 30 por 23 pontos (rosa), (c) 40 por 30 (azul), (d) 48 por 36 (verde) e (e) 60 por 45 (vermelho).

Analisando a Figura 27 e a Tabela 17 observa-se que o parâmetro D é o que apresenta resultados menos satisfatórios em relação aos outros parâmetros analisados em comparação com os dados experimentais. A correlação apresenta-se negativa, em torno de $-0,57$, e com uma defasagem de 11 horas. O erro RMS é de cerca de $40,0^\circ$ e o SI foi de 0,31.

A análise dos resultados apresentados nesta seção evidencia que o modelo SWAN modela de forma satisfatória os parâmetros de altura significativa seguido do período da onda, enquanto que a direção da onda não é bem representada, sendo a única que apresentou correlação negativa na comparação com os dados experimentais. Apesar de não ter sido mostrado aqui, a análise estatística para correlação, erro RMS e índice de espalhamento para todas as grades mostraram resultados bem próximos uns dos outros evidenciando a robustez do modelo SWAN e sua potencialidade na previsão de ondas próxima à costa.

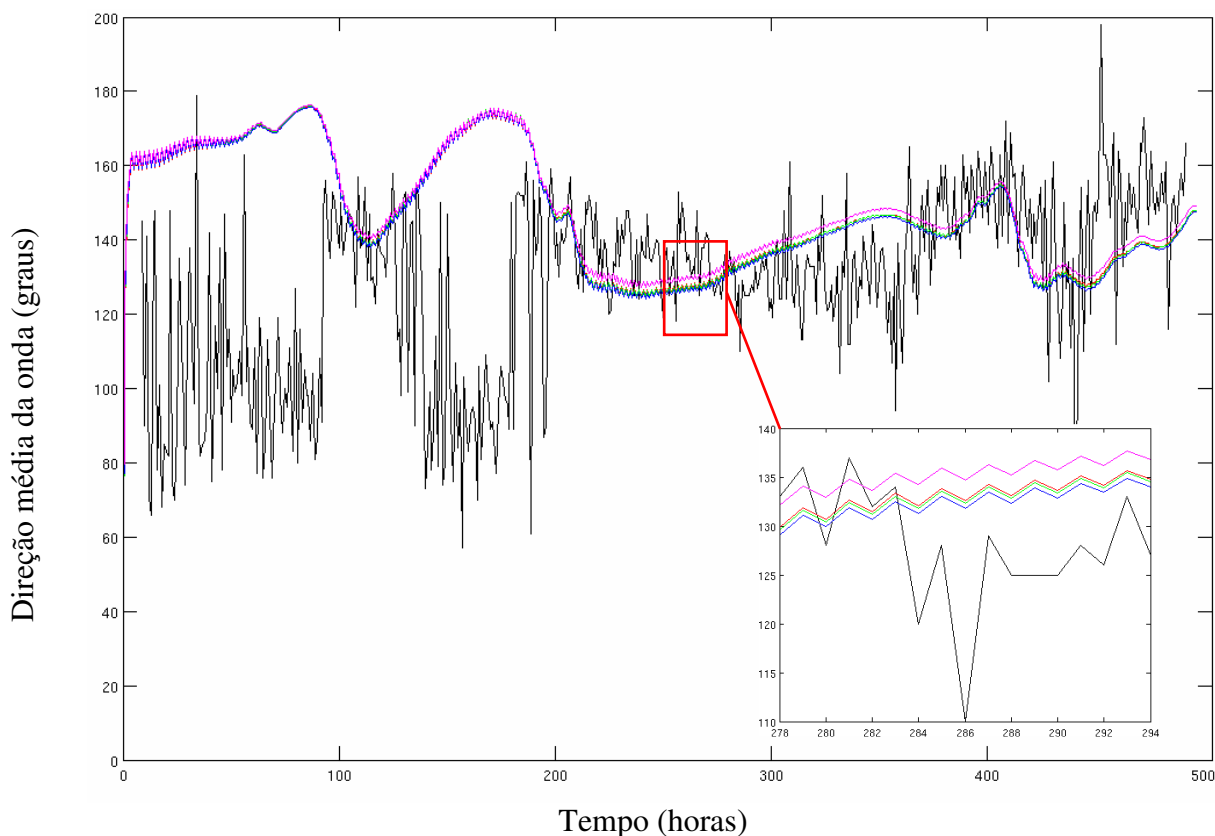


Figura 27 - Comparação da direção média da onda obtida (a) de medições *in situ* (preto) com as obtidas do modelo SWAN para uma grade computacional de (b) 30 por 23 pontos (rosa), (c) 40 por 30 (azul), (d) 48 por 36 (verde) e (e) 60 por 45 (vermelho).

A seguir será avaliado o desempenho das grades computacionais propostas para o domínio BES em comparação com dados de ondas obtidos de medições *in situ*.

▪ Domínio BES

A definição do domínio BES contemplou o teste de cinco grades computacionais que cobrem toda a região da Baía do Espírito Santo. Da mesma forma que para o domínio VIX FINE, são realizados testes de comparação entre grades com diferentes resoluções. A grade eleita neste teste é então utilizada na comparação com os dados experimentais da estação de monitoramento. Nesta análise, a comparação é feita através da comparação dos parâmetros de altura significativa (H_s), Período Médio (T_m) e Direção da onda (D) da onda obtidos por simulações do modelo SWAN com aqueles provenientes de medições *in situ*.

Todas as grades computacionais estabelecidas são curvilíneas em coordenadas planas, possuindo a mesma localização geográfica, com eixo X rotado 30° em relação ao leste e a mesma extensão nas direções X e Y de, aproximadamente, 6800m em X e 4400m em Y. A característica geral destas grades é apresentada na Tabela 18.

As grades de 1 a 4 tem uma distribuição uniforme dos pontos de grade enquanto que a grade 5 é não-uniforme. Para confecção da grade computacional BES 5 é aplicada uma distribuição não uniforme dos ponto seguindo uma distribuição hiperbólica.

Esta técnica é usada como uma alternativa quando a geometria de uma dada região é complexa de forma que u ma grade uniforme não é viável para ser usada em simulações numéricas. Assim a distribuição hiperbólica permite usar uma grade não-uniforme concentrando pontos onde for requerido um maior detalhamento topobatimétrico e espaçando os pontos, por exemplo, em locais onde os gradientes topobatimétricos tendam a zero, de forma que:

$$y = A \operatorname{tgh}(Bx) \quad (10)$$

$$dx = \frac{ds}{\sqrt{1 + \left(\frac{dy}{dx}\right)^2}} \quad (11)$$

As equações acima podem ser usadas para calcular Δx para um incremento constante de Δs ao longo da função $y = f(x)$

Na grade BES 5 há um adensamento de pontos de grade próximo a porto de Tubarão com finalidade de representar o contorno geométrico do porto e capturar o efeito da difração.

Tabela 18 - Características das grades computacionais do domínio BES.

Grade	Pontos de grade	Resolução (m)	Tempo de execução (s)
BES 1	329 x 321 uni	$O(25)$	-
BES 2	100 x 150 uni	$O(80)$	21h27min
BES 3	66 x 65 uni	$O(120)$	3h15min
BES 4	42 x 41 uni	$O(200)$	2h11min
BES 5	66 x 65 tg hip	variável	3h32min

O tempo gasto na execução do modelo SWAN para as cinco grades analisadas para um período de 10 dias é mostrado na Tabela 18. A partir dos resultados destas simulações numéricas foram descartadas as grades BES 1 e 2. A grade BES 1 é desconsiderada pois não atendeu ao critério de convergência e o modelo SWAN. Já a BES 2, apesar de ter atendido ao critério de convergência não é escolhida pois o tempo gasto na computação é elevado (21h27min) inviabilizando as simulações numéricas.

A comparação entre os resultados das grades pode ser observado no quadro em destaque na Figura 28, Figura 29 e Figura 30. Na Figura 29 observa-se para as três grades analisadas que os valores do período médio da onda encontram-se bem próximos chegando a se sobrepor em alguns pontos da série analisada. Na análise da Hs e da D representadas, respectivamente, pela Figura 28 e Figura 30, observa-se uma mínima diferença entre os resultados das grades uniformes (BES 3 e 4), enquanto que para ambas as análises os valores da grade não-uniforme (BES 5) encontram-se abaixo dos valores observados nas grades uniformes.

Este comportamento, para o parâmetro de Hs, é explicado pelo fato de que a grade não-uniforme é a única que captura o Porto de Tubarão. Sendo assim, para ondas provenientes do quadrante nordeste que são fortemente difratadas pelo Porto de Tubarão as alturas destas no interior da baía se apresentam menores do que as ondas simuladas pelas grades não-uniforme que não representam bem o Porto de Tubarão. Esta explicação é ratificada ao observarmos os dados de Hs destacados pelo retângulo de linha contínua Figura 28 que mostra que para valores elevados de Hs uma convergência dos resultados das três grades. Na região próxima a baía do Espírito Santo ondas com valores elevados de Hs, geralmente, estão associadas aos quadrantes sudeste e sudoeste e não sofrem fortes influências do porto de Tubarão justificando assim a convergência dos dados entre as grades uniformes e a grade não-uniforme.

Assim, optou-se pela grade não-uniforme BES 5, pois esta consegue representar melhor a linha de costa capturando o Porto de Tubarão que influencia a propagação das ondas na baía do Espírito Santo. Para a grade BES 5 foram realizados testes de comparação dos resultados modelados pelo SWAN com resultados obtidos de medições *in situ*. A análise estatística destas comparações é apresentada na Tabela 19.

Tabela 19 - Resultados estatísticos para a grade computacional não-uniforme do domínio BES 5.

	erro RMS	SI	Correlação	Lag
Hs (m)	0,2	0,32	0,91	9
Tm (s)	2,16	0,19	0,48	5
Dir (°)	24,93	0,17	-0,24	83

Na análise visual dos resultados, a partir da Figura 28, observa-se que o parâmetro de H_s foi bem modelado pelo SWAN utilizando a grade BES 5 quando comparado com os dados medidos *in situ*.

Analisando a Tabela 19 verifica-se que há uma defasagem de 9 horas entre os dados medidos e modelados e há uma correlação elevada de cerca de 0,91 entre estes dados. O erro RMS é de 0,2m, semelhante ao encontrado para o domínio do VIX FINE, e o índice de espalhamento (SI) é de 0,32.

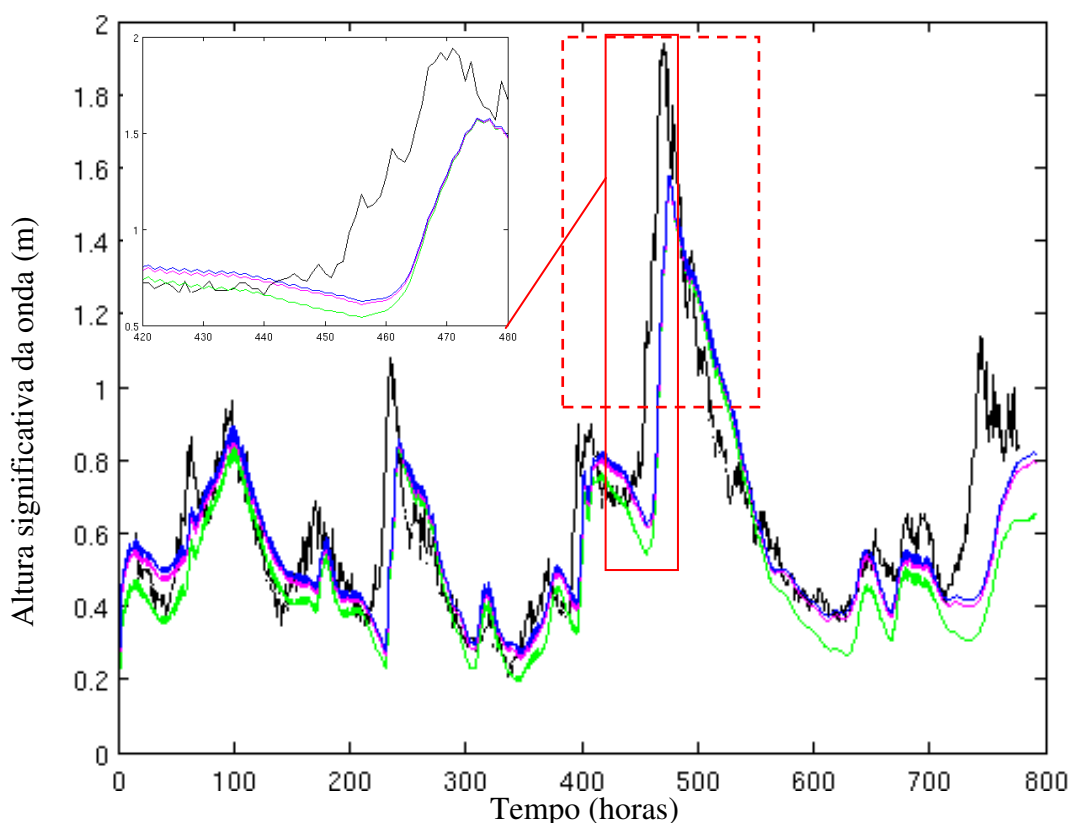


Figura 28 - Comparação da altura significativa da onda obtida (a) de medições *in situ* (preto) com as obtidas para o domínio BES do modelo SWAN para uma (b) grade computacional uniforme de 42 por 41 pontos (azul), (c) grade uniforme de 66 por 65 pontos (rosa) e (d) grade não-uniforme de 66 por 65 pontos (verde).

Analisando os resultados da Figura 29 verifica-se que os valores de T_m é bem representado pelo modelo SWAN para a grade BES 5. Na avaliação dos dados modelados com os dados experimentais a correlação apresentou-se bem abaixo daquela observada para o parâmetro de H_s , com valor de 0,48, com uma defasagem de 5 horas. O erro RMS é de 2,16s e o SI é de 0,19, semelhante ao encontrado para o domínio VIX FINE.

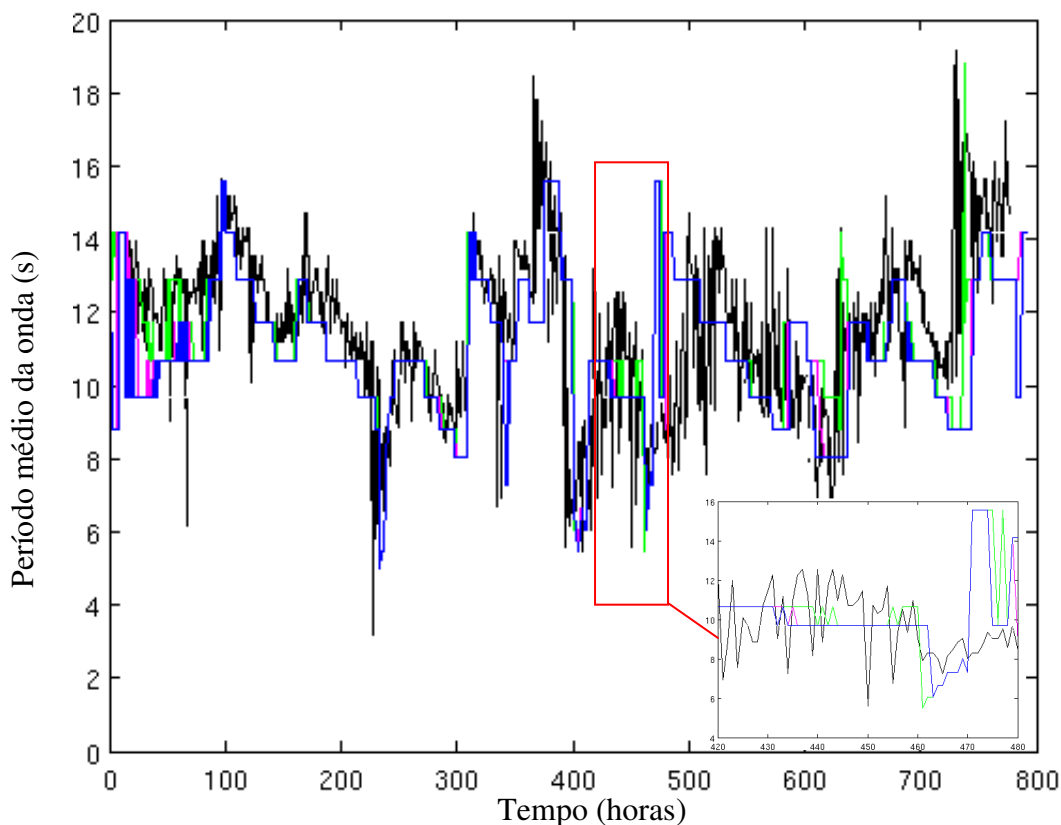


Figura 29 - Comparação do período médio da onda obtida (a) de medições *in situ* (preto) com as obtidas para o domínio BES do modelo SWAN para uma (b) grade computacional uniforme de 42 por 41 pontos (azul), (c) grade uniforme de 66 por 65 pontos (rosa) e (d) grade não-uniforme de 66 por 65 pontos (verde).

Analisando a Figura 30 nota-se que os valores de direção obtidos das simulações do SWAN para a grade não-uniforme encontram-se abaixo dos dados experimentais em toda a série temporal para este parâmetro.

Os resultados da análise estatística apresentados na Tabela 19 evidenciam que o parâmetro de direção da onda é o único a apresentar correlação negativa de $-0,24$ e valor elevado de defasagem de 83 horas. Isto indica que este parâmetro não foi bem modelado pelo SWAN no ambiente marinho da baía do Espírito Santo quando comparado com os demais parâmetros avaliados.

O erro RMS também apresentou-se elevado em torno de $24,93^\circ$ e o índice de espalhamento é de $0,17$.

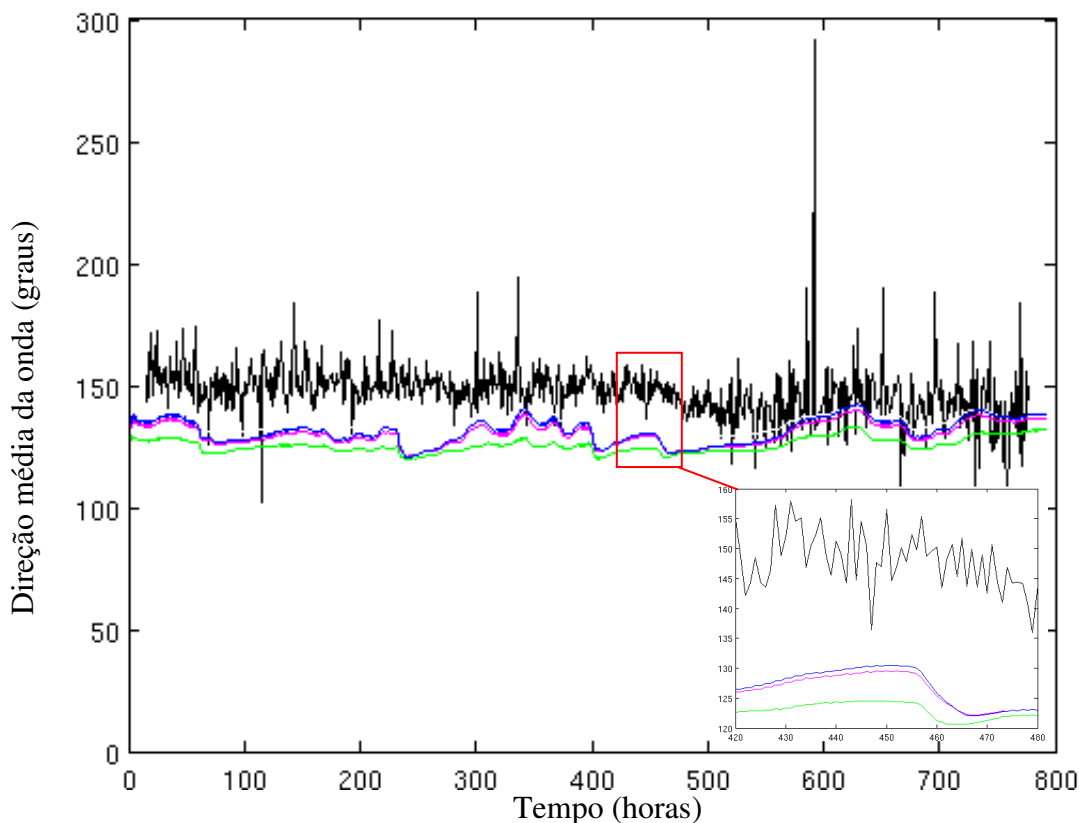


Figura 30 - Comparação da direção média da onda obtida (a) de medições *in situ* (preto) com as obtidas para o domínio BES do modelo SWAN para uma (b) grade computacional uniforme de 42 por 41 pontos (azul), (c) grade uniforme de 66 por 65 pontos (rosa) e (d) grade não-uniforme de 66 por 65 pontos (verde).

Da mesma forma que para o domínio VIX FINE, apesar de não ter sido apresentada neste estudo, a análise estatística para todas as grades mostraram resultados bem próximos uns dos outros evidenciando a robustez do modelo SWAN e sua potencialidade na previsão de ondas próximo à costa.

Os resultados na escolha das grades eleitas como representativas de ambos os domínios é mostrada na Figura 31.

Conclui-se que o SWAN avalia de forma satisfatória os parâmetros de H_s e T_m , que apresentaram para ambos os domínios VIX FINE E BES valores elevados de correlação e erros não significativos. Entretanto, o SWAN mostra alguma limitação na simulação do parâmetro de direção da onda que para ambos os domínios apresentam valores de correlação negativos e erros significativos quando comparados com os dados experimentais.

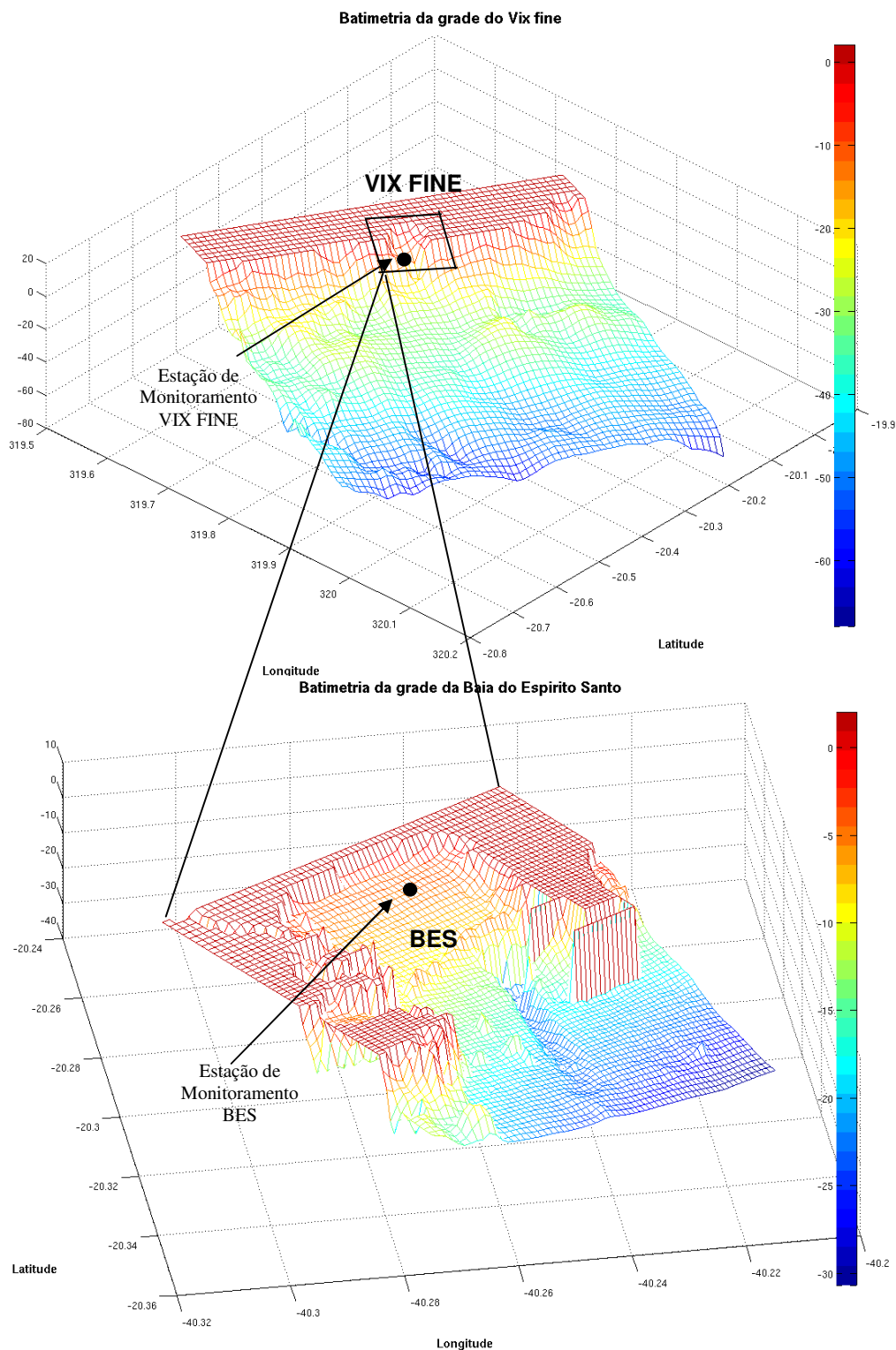


Figura 31 – Grades computacionais para o domínio VIX FINE e BES.

4.4.2 Estado de agitação marítima na baía do Espírito Santo

Nesta seção o sistema de modelos de previsão de ondas, composto pelo WW3 e SWAN, será aplicado na avaliação do estado de agitação marítima na região costeira da baía do Espírito Santo, ES. Esta aplicação tem como intuito estender o conceito da potencialidade deste

sistema, introduzido na seção anterior, mostrando sua eficiência em fornecer dados de ondas que possibilite analisar um evento de onda não apenas em escala local, mas também em escala regional e global.

A partir deste sistema de modelos é realizada a reconstituição do estado de agitação marítima associado a um evento extremo de onda registrado na estação de monitoramento localizada no interior da baía, próximo a praia de Camburi. A intensidade deste evento de onda pode ser observada na Figura 28 para o pico dos valores de H_s destacado pelo retângulo pontilhado que apresentou registros de ondas próximo a 2,0m de altura. As ondas apresentaram registros com H_s superiores a 1,0m durante cerca de 60 horas, entre os dias 29 a 31 de julho de 2007.

Como mostrado na discussão do clima de onda para o oceano adjacente ao Espírito Santo (seção 3.6), eventos de ondas com elevada intensidade, como observado na baía do Espírito Santo no inverno de 2007, têm sua gênese, geralmente, associada a eventos meteorológicos de larga escala. Sendo assim, a utilização de uma ferramenta capaz de avaliar as ondas em todas as suas escalas espaciais de abrangência fornece maiores subsídios para a compreensão da evolução desses eventos de ondas, possibilitando prevê-lo de modo a permitir a adoção de ações que minimizem possíveis impactos gerados por estas ondas em regiões costeiras.

As simulações numéricas usando os modelos espectrais WW3 e SWAN contemplam os cinco domínios computacionais descritos na seção anterior: GLOBAL, BRASIL SUDESTE e ESPÍRITO SANTO (WW3) e, VIX FINE e BES (SWAN). Nestes modelos a integração da energia da onda nas componentes espectrais permite obter resultados de variáveis como altura significativa, período de pico, direção, etc. Entretanto, os resultados da reconstituição da agitação marítima são avaliados apenas em função da variável prognóstica (espectro de onda), da altura significativa e da direção média da onda. Adicionalmente são apresentados os dados de ventos superficiais (a 10,0m) obtidos do modelo atmosférico global do NCEP.

O campo de vento do NCEP é apresentado em um “corte” do domínio GLOBAL localizado entre as latitudes de 10°N e 50°S e entre a longitude de 60°W e o meridiano de Greenwich. Os resultados do campo de onda são apresentados para a mesma região do campo de vento e também para o domínio ESPÍRITO SANTO. As simulações do SWAN são mostradas apenas para o domínio BES e abordam tanto a evolução do parâmetro H_s quanto a característica do espectro da onda localizado no interior da baía nas mesmas coordenadas da estação de monitoramento do ADCP, próximo a praia de Camburi. Cabe ressaltar que não foram considerados vento nas simulações do SWAN.

A análise da evolução do campo de ventos superficiais permite verificar que o período entre 22 a 28 de julho foi caracterizado pela formação de diversos ciclones ao sul do Brasil, na região próxima a Argentina. Neste trabalho são apresentados os resultados somente a partir do dia 25 de julho (Figura 32).

Na Figura 32(a), para o dia 25 de julho, observa-se duas regiões de ventos intensos com direções indicando uma formação ciclônica. O primeiro ciclone localiza-se ao leste da Argentina, entre as longitudes de 30°W e 0°, e o segundo, com menor abrangência espacial, possui em sua porção central ventos com velocidades superiores a 18,0m/s localizando-se ao largo da região sul e sudeste do Brasil, próxima as coordenadas de 40°W e 30°S. Neste dia observa-se ventos de até 12,0m/s associados à região onde se localiza o anti-ciclone semi-estacionário do Atlântico sul, próximo as coordenadas de 20°W e 15°S.

No dia 26 de julho (Figura 32(b)) observa-se o deslocamento do ciclone com maior abrangência espacial para o leste em direção a porção central da bacia oceânica do Atlântico sul e, o fortalecimento do segundo núcleo ciclônico (observado no dia anterior em 40°W e 30°S) que se desloca em direção ao sudeste da bacia. Ainda neste dia é possível verificar no canto inferior esquerdo da Figura 32(b) o aparecimento de uma área com ventos intensos, aproximadamente, em torno de 55°W e 40°S, que se intensifica rapidamente no dia 27 de julho (Figura 32(c)). Neste dia verifica-se a existência de uma pista extensa de ventos caracterizada por uma faixa de convergência de ventos, aproximadamente, perpendicular ao ES. Como será apresentado adiante, esta formação ciclônica observada no dia 27 de julho está associada aos ventos que promoveram a intensificação das ondas registradas na baía do Espírito Santo próximo ao dia 29 de julho.

No dia 28 de julho (Figura 32(d)) este giro ciclônico apresenta uma abrangência espacial elevada se deslocando em direção à costa sudeste do Brasil. Parte da energia deste ciclone atinge, no dia 29 de julho (Figura 32(e)), a região do estado do Espírito Santo com ventos acima de 12m/s, chegando a atingir a porção sul do estado da Bahia. Observa-se, também, o fortalecimento dos ventos associados à pista caracterizada por uma faixa de convergência dos ventos. Neste dia o anti-ciclone semi-estacionário encontra-se bem enfraquecido em comparação ao dia 25 de julho.

No dia 30 de julho (Figura 32(f)) a energia associada a este ciclone, identificado no dia 27 de julho, alcança uma área ainda maior e ventos com velocidade de cerca de 14,0m/s atingem a região nordeste do Brasil, próximo a Bahia.

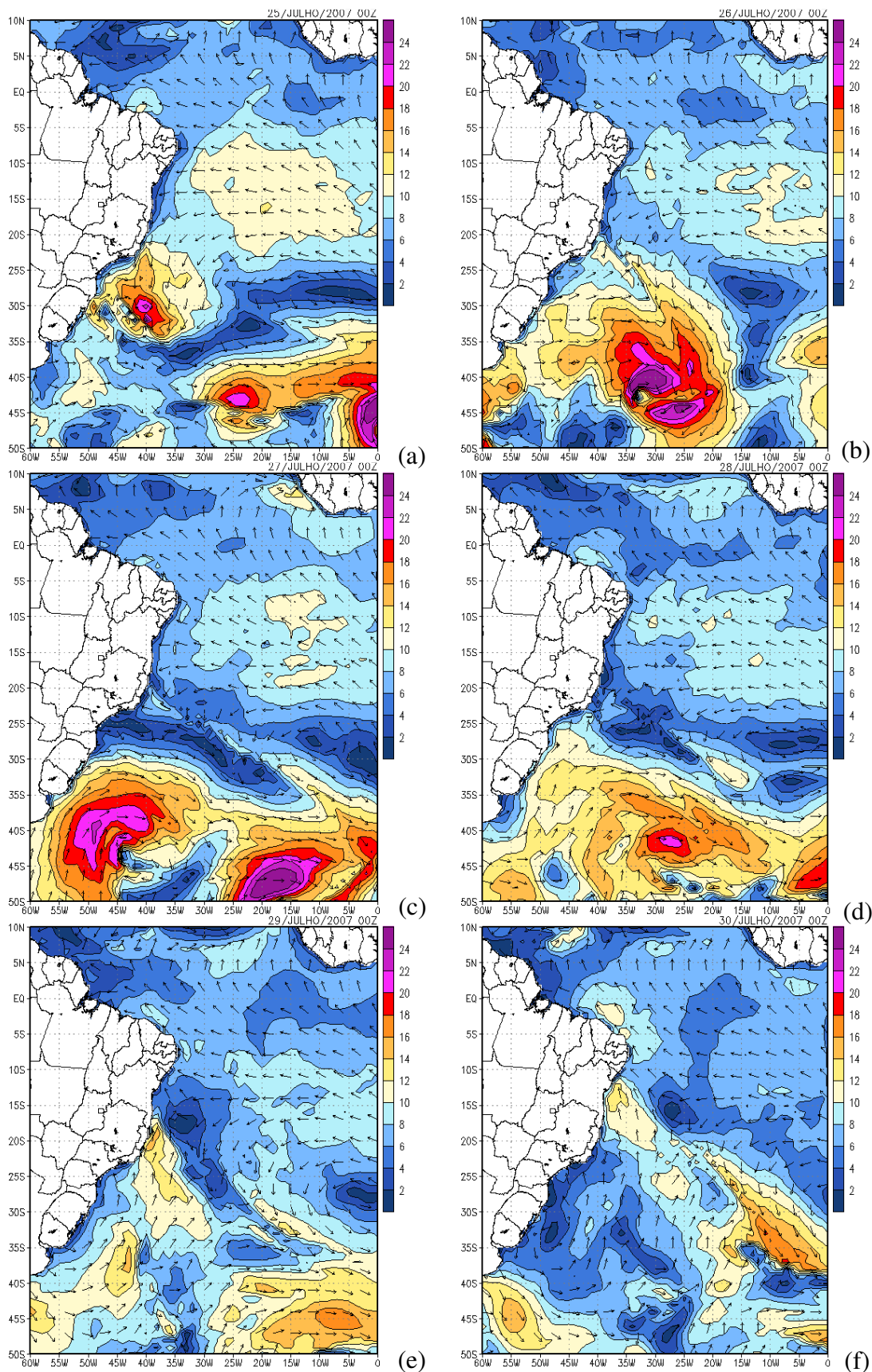


Figura 32 – Campo de ventos superficiais (m/s) a 10 m acima da superfície gerados pelo modelo global do NCEP para o período de 25 a 30 de julho de 2007.

Esta seqüência de eventos ciclônicos nos dias que antecederam a intensificação do evento na baía do Espírito Santo, associadas à pista com ventos superiores a 12 m/s, localizada ao largo do ES, foram os principais cenários que contribuíram na formação deste evento com alturas de ondas superiores a 1,0m, considerado intenso para a região em estudo (MELO e GONZALES, 1995; ALBINO *et al.*,2001).

Na Figura 33 é apresentado o campo de altura significativa das ondas simulado pelo modelo WW3 para os dias em que foi observada a intensificação das ondas na região da baía do Espírito Santo – dias 29 e 30 de julho.

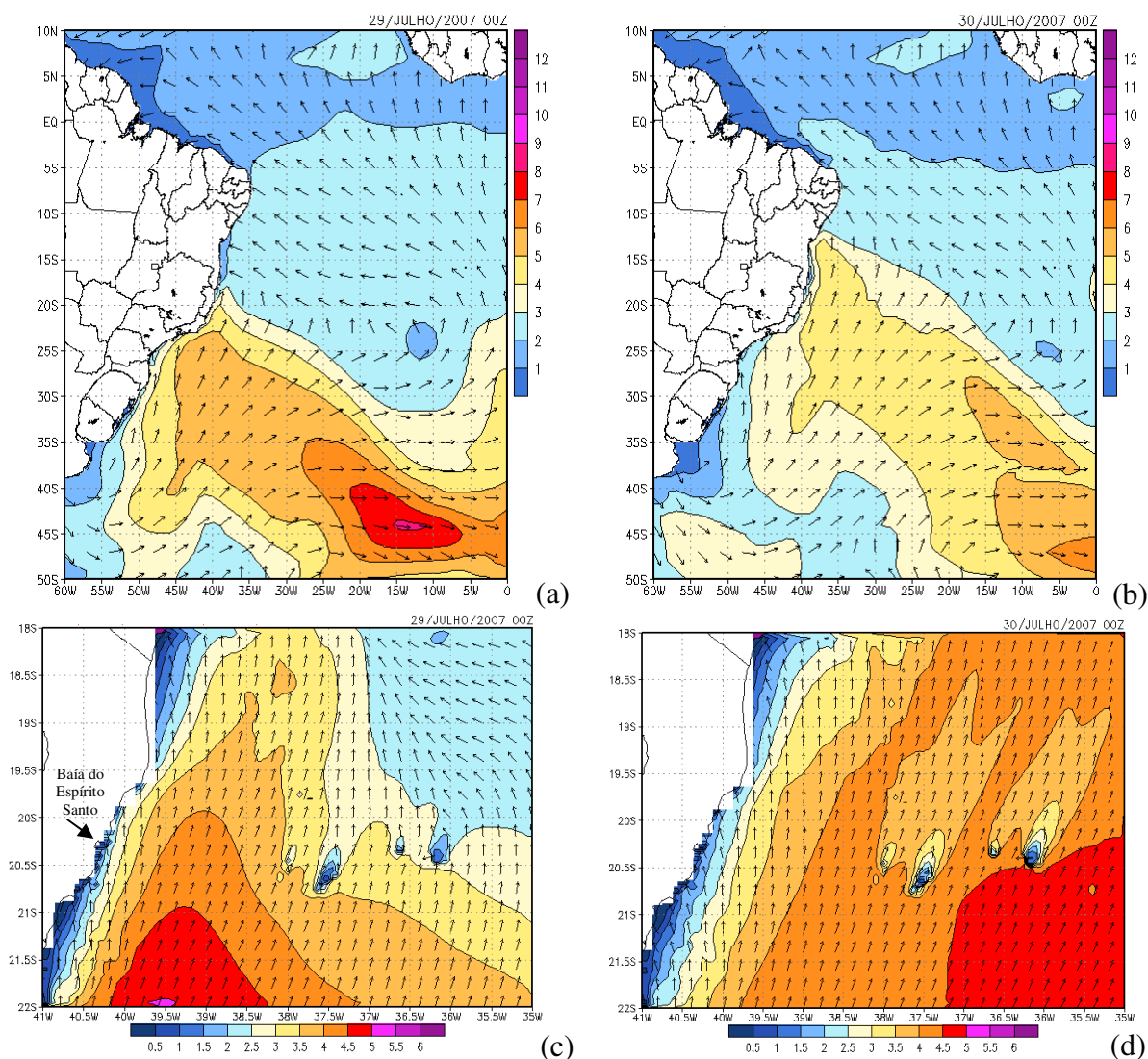


Figura 33 - Distribuição das alturas significativas (em metros) e direção média de propagação das ondas (em graus) para os dias 29 e 30 de julho de 2007 obtidas pela integração do modelo WW3 para a região do Brasil (a) e (b) e para o domínio ESPÍRITO SANTO (c) e (d).

A Figura 33 (a) e (b) mostra o campo de altura significativa em uma região “corte” do domínio GLOBAL. A Figura 33 (c) e (d) mostra o campo de altura da onda para o domínio

ESPÍRITO SANTO. Ressalta-se que as escalas para altura da onda apresentam-se distinta entre os domínios analisados na Figura 33.

Comparando a Figura 33 (a) e (b) com a Figura 32 (e) e (f) fica nítida a relação da faixa de ondas com valores elevados, superior a 5,0m, com a pista caracterizada pela faixa de convergência dos ventos para os dias 29 e 30 de julho.

Na Figura 33 (c), 29 de julho, nota-se que as ondas atingiram Hs próximas a 5,0m no domínio ESPÍRITO SANTO, com direções variando entre sudoeste e sul. No dia 30 de julho, Figura 33 (d), o campo de ondas com Hs elevadas se desloca para o nordeste do Brasil e na maioria do domínio verifica-se onda com Hs entre 3,0m a 5,0m. Ondas nesta faixa de alturas não são comuns de serem observadas na região representada para o domínio ESPÍRITO SANTO. Este domínio está localizado em uma área similar àquela considerada no estudo do clima de ondas de gravidade, apresentado no capítulo 3, no qual verificou-se que as maiores alturas de ondas encontradas nesta região durante todos os invernos entre os anos de 1957 à 2002 foi de 5,2m. Para a estação do inverno entre estes anos o padrão extremo referente ao parâmetro Hs mostra que os 1% das ocorrências de ondas mais intensas apresentam Hs entre 3,1m e 5,2m. Dessa forma, conclui-se que este evento intenso reconstituído pelo sistema de modelos de previsão de ondas caracteriza-se como um evento extremo com baixa frequência de ocorrência para região ao largo do ES.

Na Figura 34 é apresentada a evolução do campo de altura significativa das ondas simulado pelo modelo SWAN no domínio BES entre os dias que as ondas começaram a apresentar valores de Hs elevados associados à influência dos eventos meteorológicos descritos acima.

Na Figura 34 (a) observa-se a evolução da altura significativa e direção média das ondas para o período entre 27 de julho a 01 de agosto de 2007. No dia 27 de julho já pode ser observada a influência do ciclone que se formava ao sul do Brasil, na distribuição das ondas na entrada da baía, que apresentaram Hs em torno de 1,5m. Mas apenas nos dias 29 e 30 de julho fica nítida a intensificação do evento dentro da baía.

Nos dias da intensificação (29 e 30 de julho), para os tempos de simulação apresentados na Figura 34 (c) e (d), as ondas atingiram cerca de 2,0m na entrada da baía e apresentaram Hs em torno de 1.2m na estação de monitoramento.

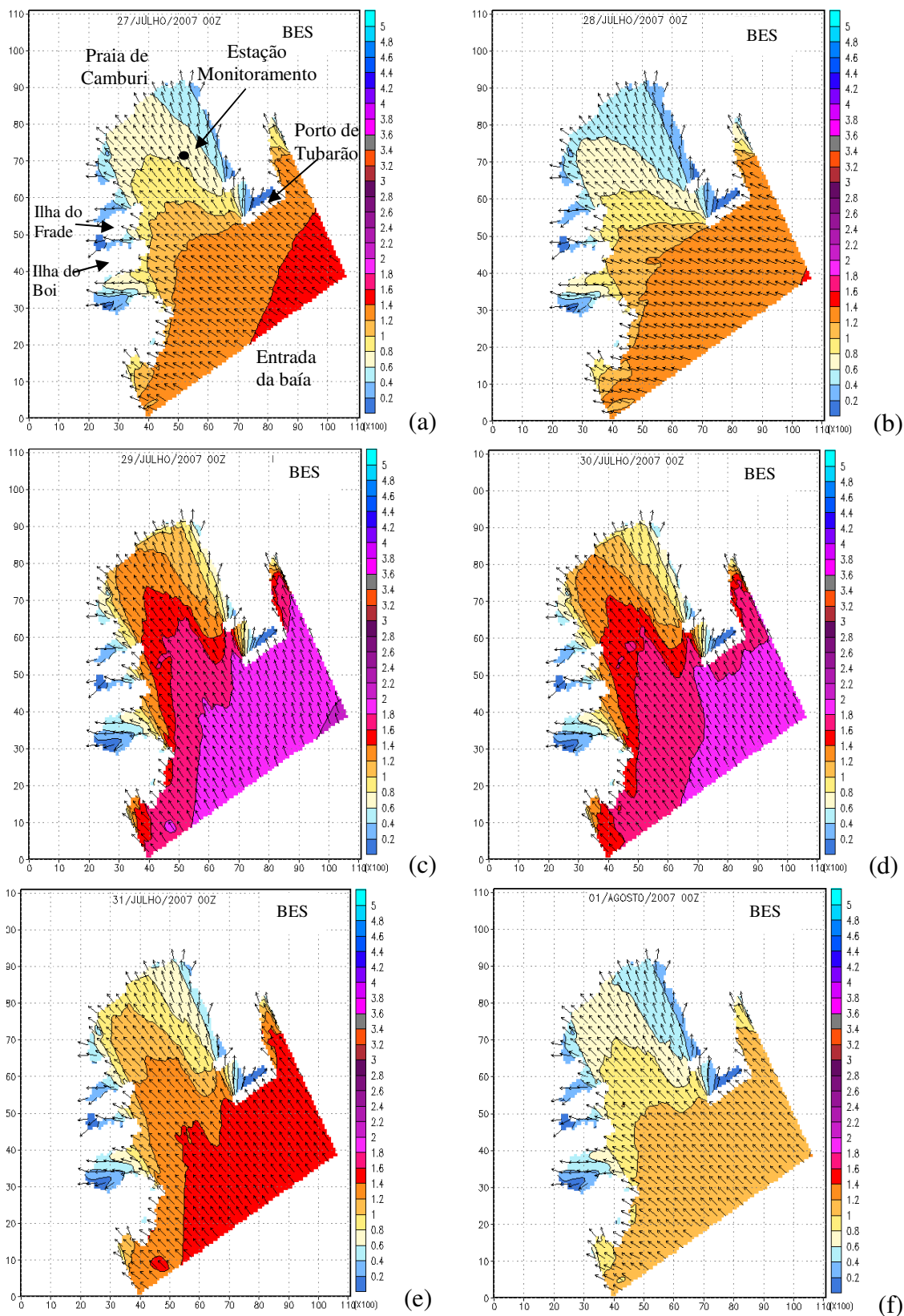


Figura 34 – Distribuição das alturas significativas (em metros) e direção média de propagação das ondas (em graus) para o domínio BES obtidas pela integração do modelo SWAN para o período de 27 de julho a 01 de agosto de 2007.

Na Figura 35 é mostrado o espectro de densidade energia no ponto localizado na mesma posição da estação de monitoramento descrito na seção 4.3.4 ($20^{\circ}16'51.65''$ S e $40^{\circ}16'17.21''$ W). Junto à figura, no canto inferior direito, estão plotados a Hs. O espectro está representado em coordenadas polares, sendo o período indicado em círculos.

A análise da Figura 35 está em consonância com o observado na Figura 34 mostra a intensificação do evento entre no dias 29 e 30 de julho com ondas de direção sudeste com altura significativa em torno de 1,3m.

Para o dia 29 de julho (Figura 35 c) o espectro apresenta uma configuração de dois picos, com a maior parte da energia do espectro se propagando na direção sudeste com período de pico (período com maior energia) próximo aos 15s. Outra parte da energia se propagava na mesma direção, entretanto, com período de pico próximo a 8s. O pico mais energético no espectro do dia 29 de julho caracteriza a entrada de um marulho intenso na baía do Espírito Santo, enquanto que o pico com menor energia deve-se, provavelmente, a formação de vagas associada aos ventos fortes que agiam na região neste dia, conforme verificado na Figura 32 (e). Entretanto, a ratificação desta descrição só é alcançada tendo o campo de vento na região da baía para os dias dos espectros registrados. Ressalta-se, entretanto, que não foram considerados os campos de vento nas simulações do SWAN.

O espectro de onda ainda se apresentava energético no dia 31 de julho (Figura 35 e) e perdeu considerável energia no dia seguinte (Figura 35 f).

O evento de onda, utilizado nesta seção, para ilustrar e estender o conceito de potencialidade do sistema de modelos composto pelo WW3 e SWAN, permitiu verificar um bom desempenho deste sistema no fornecimento de informações que possibilitaram o entendimento do fenômeno das ondas em um determinado ambiente costeiro tendo em vista sua gênese associada à eventos atmosféricos de larga escala. O sistema de modelos se mostrou uma ferramenta eficaz para a reconstituição do estado de agitação marítima e no prognóstico de ondas desde suas áreas de geração até regiões onde os efeitos de águas rasas dominam a propagação do espectro das ondas.

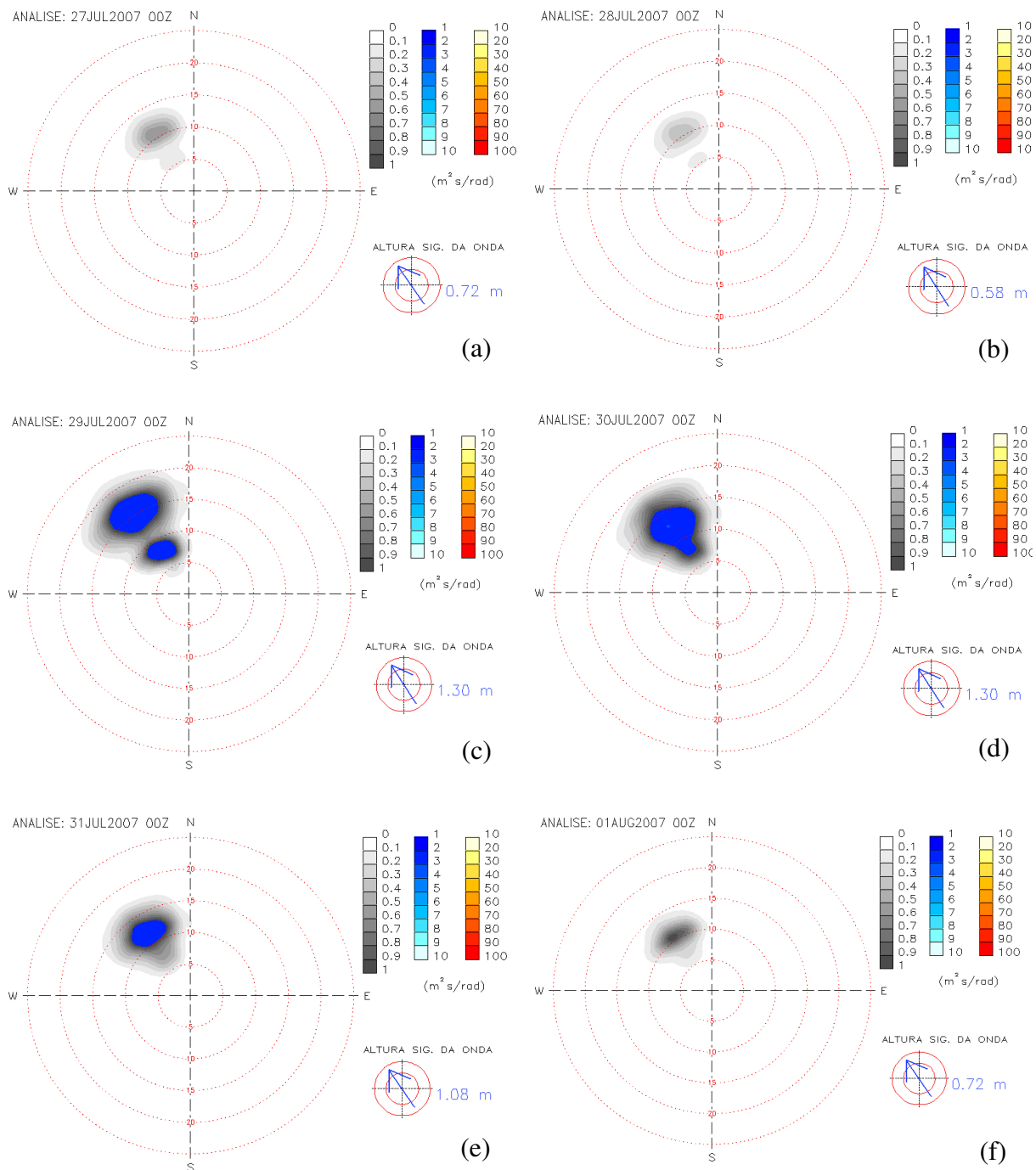


Figura 35 – Espectro de onda para o ponto localizado em $20^{\circ}16'51.65''S$ e $40^{\circ}16'17.21''W$ próximo à praia de Camburi obtido através da integração do modelo SWAN para o período de 27 de julho a 01 de agosto de 2007.

5 Conclusões e Recomendações

O clima de ondas na região oceânica adjacente ao estado do Espírito Santo tem sido avaliado usando a técnica estatística de aproximação de distribuição inicial. Os resultados da análise de 45 anos de dados de ondas de re-análise mostraram a predominância de ondas do quadrante SE.

A climatologia sazonal de direção de onda para o outono, inverno e primavera seguem o mesmo padrão da climatologia geral, o que não ocorre para a climatologia de verão que mostra predominância de ondas de NE. A análise das ocorrências de onda para os 45 anos de dados de ondas do ECMWF mostrou uma predominância de ondas com períodos entre 7,0s e 8,0s para o clima geral e para as estações do verão e primavera, enquanto que para o outono e inverno o intervalo foi entre 8,0s e 9,0s. Na análise da altura significativa as ondas apresentaram ocorrência em torno de 1,0m e 2,0m para o clima de ondas geral e sazonal.

A potencialidade do sistema de modelos WW3 e SWAN em propagar a onda desde a zona de geração até as proximidades da linha de costa é avaliada com sucesso. A comparação dos resultados numéricos com os experimentais mostra um valor alto para a correlação do parâmetro Hs, que diminui para o período e para a direção. A potencialidade do sistema de modelos também é mostrada no entendimento das condições que antecederam ao estado da agitação marítima na baía do Espírito Santo para o evento extremo ocorrido entre os dias 29 e 30 de julho de 2007.

Como abordado neste trabalho, existem outros parâmetros para ajustar a física dos modelos que devem ser testados para o aferimento dos resultados numéricos com os experimentais, os quais devem ser realizados antes mesmo de usar o sistema para avaliar o clima em regiões costeiras ou mesmo antes de realizar pesquisas direcionadas ao entendimento dos processos costeiros que ocorrem na região próxima à linha de costa, como por exemplo, as correntes longitudinais e as correntes de retorno, transporte de sedimento, mudanças da linha de costa e intemperismo de poluentes lançados nos corpos d'água marinho.

Recomenda-se a implantação de ventos obtidos de medições de estações meteorológicas localizadas na região costeira onde se queira implantar este sistema de modelos de modo a permitir um maior entendimento da distribuição das ondas nestes ambientes e sua classificação em vagas e marulhos, uma vez que estas informações são de extrema importância e não usar dados de ventos obtidos de modelos globais pois a interpolação não gera resultados muito confiáveis quando aplicados em uma escala tão reduzida.

Referências Bibliográficas

- ABADIE, S., BUTEL, R., MAURIET, S., MORICHON, D. e DUPIUS, H. Wave climate and longshore drift on the South Aquitaine coast. *Continental Shelf Research*, 26, p. 1924 – 1939, 2006.
- ACCETA, D., FREIRE, P. C. da S., VARGAS, B. M. Relatório final da modelagem matemática da propagação das ondas junto à tomada d'água da Companhia Siderúrgica de Tubarão – CST, Vitória, Espírito Santo. Companhia Docas do Rio de Janeiro (CDRJ), Instituto de Pesquisas Hidroviárias – INPH. p. 1 – 44. 2003.
- ALBINO, J.; OLIVEIRA, R.; MAIA, L. P.; ALENCASTRE, K. Processos atuais de sedimentação marinha e praias do litoral de Vitória, ES. Relatório final da pesquisa Fundo de Amparo à Ciência e a Tecnologia (FACITEC) – PMV. 2001.
- ALBINO, J.; VALE, C. C.; GOMES, R. C. Modelagem, monitoramento, erosão e ocupação costeira – MMOC/ES, INSTITUTO DO MILÊNIO – RECOS. Relatório Final. UFES. 2004.
- ANDREW, C. J. F., *Bibliographic Review of Nearshore Wave Models*. DSTO Aeronautical and Maritime Research Laboratory. Melbourne Victoria, Australia. p. 65, 1999.
- BATTJES, J. A., 2006: Shallow water wave modelling. *Proc. Int.Symp.: Waves – Physical and Numerical Modelling, Vancouver.*, 1, 1 – 23.
- BOOIJ, N.; HOLTHUIJSEN, L. H.; DOORN, N.; KIEFTERNBURG, A. T. M. M. Diffraction in a spectral wave model. *Proceedings 3rd International Symposium on Ocean Wave Measurement and Analysis, WAVES'97, ASCE*, 243-255, 1997.
- BOOIJ, N.; HOLTHUIJSEN, L. H.; PADILLA-HERNANDEZ, R. Numerical wave propagation on a curvilinear grid. *Proceedings 3rd International Symposium on Ocean Wave Measurement and Analysis, WAVES'97, ASCE*, 286-294, 1997.
- BOUKHANOVSKY, A. V., LOPATOUKHIN, L. J., SOARES, C. G. Spectral wave climate of the North Sea. *Applied Ocean Research*, v. 29, p. 146–154, 2007.
- BRANCO, F. V. Contribuições de swell gerado em tempestades distantes para o clima de ondas na costa brasileira. Dissertação de mestrado. Inst. de Astronomia, Geofísica e C. Atmosféricas, Departamento de Ciências Atmosféricas, Universidade Federal de São Paulo. São Paulo, 2005.

BROWNE, M., CASTELLE, B., STRAUSS, D., TOMLINSON, R., BLUMENSTEIN, M., LANE, C., Near-shore swell estimation from a global wind-wave model: Spectral process, linear, and artificial neural network models. *Coastal Engineering*, p. 1-16, 2007.

CANDELLA, R. N. Estudo de casos de ondas no Atlântico Sul através de modelagem numérica. Dissertação de mestrado - Programa de Pós-graduação em Engenharia, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro. p. 80, 1997.

CUCHIARA, D.; FERNANDES, E. H.; STRAUCH, J. C.; CALLIARI, L. J. Modelagem numérica do comportamento das ondas na costa do Rio Grande do Sul. II Seminário e Workshop em Engenharia Oceânica, Rio Grande, 2006.

DEAN, R. G.; DALRYMPLE, R. A. *Water wave mechanics for engineers and scientists*. Advanced Series on Ocean Engineering. Singapore, New Jersey, Hong Kong: ed. World Scientific, v. 2, 1998.

FONTANA, A. R. Análise da trajetória da pluma de derrames de petróleo e derivados na região de fundeadouro das Baías de Vitória e do Espírito Santo para proteção das áreas ambientais sensíveis. Dissertação (mestrado) – Mestrado em Engenharia Ambiental, Universidade Federal do Espírito Santo, Vitória, 2003.

FUCHS, D. M. R. 2D spectral modeling of wind-waves on inland lakes. Dissertação de mestrado – Universidade de Manitoba. Winnipeg, Manitoba. p. 150, 1999.

GARCÍA, D. C. 2002. Modelización numérica del oleaje en el litoral gallego mediante el modelo SWAN: Aplicación al Arco Ártabro. Universidad de Vigo. Departamento de Física Aplicada. Espanha. p. 21-25.

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., WEISSE, R., CARRETERO, J. C. e ALVAREZ, E., “A 40 years Hindcast of Wind, Sea Level and Waves in European Waters”, *Proceedings of the 21st International Conference on Offshore Mechanics and Arctic Engineering*, ASME, 2002.

GUEDES SOARES, C.; RUSU, L.; PILAR, P. Reconstituição da agitação marítima junto à costa de Portugal continental. In: Guedes Soares C. e Gonçalves de Brito V. (Eds). *As Actividades Marítimas e a Engenharia*. Edições Salamandra, Lisboa, 2004.

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*. First Edition: Cambridge University Press, p. 387, 2007.

HSU, *et al.* Nearshore Wave Predictions Around the Northeastern Coast of Taiwan. The Fourteenth OMISAR Workshop on Ocean Models. 2004.

INNOCENTINI, V. & CAETANO NETO, E. S. The SAWMO Model : An Improved Second Generation Wave Model Applied to the South Atlantic, IPMet/UNESP, Nota Técnica 01/94, 40 pp, 1994.

INNOCENTINI, V., OLIVEIRA, F. A., PRADO, S. C. S. C. Modelo de ondas aplicado ao caso 5-8 de maio de 2001. *Revista Brasileira de Meteorologia*, v. 18, p. 97-104, 2003.

JANSSEN, P., JEAN-RAYMOND, B. Part VII: ECMWF WAVE-MODEL DOCUMENTATION (CY23R4). p. 1- 46, 2003.

KÅLLBERG, P., SIMMONS, A., UPPALAHSAJSH, S., FUENTES, M. ERA-40 Project Report Series. European Centre for Medium Range Weather Forecasts, Shinfield Park, Reading, RG2 9AX, England. No 17. p. 1-32, 2007.

KALNAY, E., KANAMITSU, M., KISTLER, R., COLLINS, W., DEAVEN, D., GANDIN, L., IREDELL, M., SAHA, S., WHITE, G., WOOLLEN, J., ZHU, Y., CHELLIAH, M., EBISUZAK, W., HIGGINS, W., JANOWIAK, J., MO, K. C., ROPELEWSKI, C., WANG, J., A. LEETMAA, REYNOLDS, R., JENNE, R., and JOSEPH, D., “The NCEP/NCAR 40-Year Reanalysis Project”, *Bulletin of the American Meteorological Society.*, v.77, p. 437-470, 1996.

KISTLER, R., KALNAY, E., COLLINS, W., SAHA, S., WHITE, G., WOOLLEN, J., CHELLIAH, M., EBISUZAKI, W., KANAMITSU, M., KOUSKY, V., VAN DEN DOOL, H., JENNE, R., FIORINO, M., “The NCEP-NCAR 50-Year Reanalysis: Monthly Means CD-ROM and Documentation”, *Bulletin of the American Meteorological Society.*, v.82, p. 247-268, 2001.

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

KUSHNIR, Y., CARDONE, V. J., GREENWOOD, J. G. e CANE, M. A., The Recent Increase in North Atlantic Wave Heights. *J. Climate*, v. 10, p. 2107-2113, 1997.

LEDDEN, M. V., VAUGHN, G., LANSEN, J., WIERSMA, F., AMSTERDAM, M., Extreme wave event along the Guyana coastline in October 2005. *Continental Shelf Research*, v. 29, p. 352–361, 2009.

MASSEL, R. S. *Ocean Surface waves: Their Physics and Prediction*. World Scientific Publishing Co. Pte. Ltd. v. 11, p. 491, 1996.

MELO, E.; GONZALES, J. de A. Coastal Erosion At Camburi Beach (Vitória, Brazil) And Its Possible Relation To Port Works. *Proceedings of the 4th International Conference on Coastal and Port Engineering in Developing Countries –COPEDEC IV*, Rio de Janeiro, Brazil, p. 397-411, 1995.

MILLAR, D.L., SMITH, H.C.M., REEVE, D.E., Modelling analysis of the sensitivity of shoreline change to a wave farm. *Ocean Engineering*, v. 34, p. 884–901, 2007.

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

MOGHIMI, S.; GAYER, G.; GUNTHER, H.; SHAFIIEEFAR, M. Application of third generation shallow water wave models in a tidal environment. *Ocean Dynamics*, v. 55, p. 10–27, 2005.

MONTEIRO, C. A. F. *Clima*. In: *Geografia do Brasil. Grande Região Sul*. Rio de Janeiro, Fundação IBGE, v.5, p.114-136, 1949.

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

OU, S. H., LIAU, J. M., HSU, T. W., TZANG, S. Y., Simulating typhoon waves by SWAN wave model in coastal waters of Taiwan. *Ocean Engineering*. v. 29, p. 947–971, 2002.

PARENTE, C. E. *Uma nova técnica espectral para análise direcional de ondas*. Tese de doutorado em Física, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 1999.

PELLEGATTI FRANCO, D. M. *Um Modelo de Previsão de Ondas de Superfície do Mar Geradas pelo Vento*. Dissertação de Mestrado, INPE, São José dos Campos, SP, Brasil, 1995.

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

PIERSON, W. J.; NEUMANN, G.; JAMES, R. W. *Practical method for observing and forecasting ocean waves by means of wave spectra and statistics*. Pub. No. 603. US Department of the Navy Hydrographic Office, Washington, 1955.

PINHO, U. F., CARACTERIZAÇÃO DOS ESTADOS DE MAR NA BACIA DE CAMPOS. Universidade Federal do Rio de Janeiro, COPPE, M.Sc. Engenharia Oceânica. p. 132, 2003.

PIRES-SILVA, A.; MAKARYNSKY, 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. p. 169-173, 2002.

POND, S.; PICKARD, G. L. Introductory Dynamical Oceanography. Pergamon Press. 2nd edition. 1989.

RIS, R.C. Spectral Modelling of Wind Waves in Coastal Areas, Communications on Hydraulic and Geotechnical Engineering, TU Delft, report no. 97-4, 1997.

RIS, R.C.; BOOIJ, N.; HOLTHUIJSEN, L. H.; PADILLA-HEMANDEZ L.; HAAGSMA, U. G. User Manual - Simulation of Waves in the Nearshore Zone. Delft University of Technology, Netherlands, 1997.

ROGERS W.E., KAIHATU J.M., HSU L., JENSEN R.E., DYKES J.D., HOLLAND K.T. Forecasting and hindcasting waves with the SWAN model in the Southern California Bight. *Coastal Engineering*, 54(1), p.1-15, 2007.

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, 2008.

SCHULZWEIDA, U., KORNBLUEH, L., QUAST, R. CDO User's Guide. Climate Data Operators. Version 1.2.1. Max Planck Institute for Meteorology, 2008.

SARMENTO, R. Modelo Matemático para a Dispersão de Poluentes em Estuários. In: XII CONGRESSO DA ABES, 1983, SANTA CATARINA. ANAIS DA ABES, 1983.

SEIXAS, N. A. B. Clima de Ondas na Bacia de Campos: Análise dos Dados e Proposta de Parametrização. Tese de doutorado, Observatório Nacional, Rio de Janeiro, Brasil, 241 pp. 1997.

SIMMONS, A. J. e GIBSON, J. K., ERA-40 Project Report Series No. 1. The ERA-40 Project Plan, p. 1-63, 2000.

SOARES, C. G., RUSU, L. e PILAR, P., Reconstituição da Agitação Marítima junto à Costa de Portugal Continental. *As Actividades Marítimas e a Engenharia*, Edições Salamandra, Lisboa, p. 73-82, 2004.

SOOMERE, T., KASK, A., KASK, J., HEALY, T., Modelling of wave climate and sediment transport patterns at a tideless embayed beach, Pirita Beach, Estonia. *Journal of Marine Systems*, v. 74, p. S133–S146, 2008.

SORENSEN, R. M., *Basic Wave Mechanics for Coastal and Ocean Engineers*. John Wiley & Sons, 1993.

STERL, A., KOMEN, J. e COTTON, P. D., Fifteen years of global wave hindcasts using winds from the European centre for medium-range weather forecasts reanalysis: Validating the reanalyzed winds and assessing the wave climate. *J. Geophysical Res.*, v. 103, p. 5477-5492, 1998.

STEWART, R. H. *Introduction To Physical Oceanography*. Department of Oceanography – Texas A & M University. 2008.

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 3.12*. U. S. Department of Commerce. National Oceanic and Atmospheric Administration. National Weather Service. National Centers for Environmental Prediction. Technical Note. 2007.

WANDI GROUP. S. HASSELMANN, K. HASSELMANN, E. BAUER, P.A.E.M. JANSSEN, G.J. KOMEN, L. BERTOTTI, P. LIONELLO, A. GUILLAUME, V.C. CARDONE, J.A. GREENWOOD, M. REISTAD, L. ZAMBRESKY and J.A. EWING. The WAM Model - A Third Generation Ocean Wave Prediction Model. *J. Phys. Oceanogr.*, 18 (12), p. 1775-1810, 1988.

WANG, X. L. e SWAIL, V. R., Changes of Extreme Wave Heights in Northern Hemisphere Oceans and Related Atmospheric Circulation Regimes. *J. Climate*, v. 14, p. 2204-2221, 2001.

WANG, X. L. e SWAIL, V. R., Trends of Atlantic Wave Extremes as Simulated in a 40-Yr Wave Hindcast Using Kinematically Reanalyzed Wind Fields. *J. Climate*, v. 15, p. 1020-1035, 2002.

WATERS, R., ENGSTRO, J., ISBERG, J., LEIJON, M., Wave climate off the Swedish west coast. *Renewable Energy*, p. 1–7, 2009.

WMO, Guide to wave analysis and forecasting. Secretariat of the World Meteorological Organization, Geneva – Switzerland, No. 702, 2nd edition, 1998.

Young, I. R., 1999: *Wind Generated Ocean Waves*. Elsevier. 288p.

ANEXO A

Modelo Wavewatch III

O modelo WAVEWATCH-III (WW3), desenvolvido no *Marine Modeling and Analysis Branch* (MMAB) do *Environmental Modeling Center* (EMC) do *National Centers for Environmental Prediction* (NCEP), é baseado em seus antecessores: WAVEWATCH-I, desenvolvido na *Delft University of Technology* e WAVEWATCH-II, desenvolvido na *NASA Goddard Space Flight Center* (TOLMAN, 2007).

Modelo Matemático WW3

O modelo considera a equação linear de balanço do espectro de energia de ação em função do número de onda k e da direção D . Nesta equação é assumido que as variações de profundidade e de correntes são lentas, implicando em uma batimetria de larga escala, o que faz com que difração possa ser negligenciada. Na presença de correntes, a energia das componentes espectrais não é conservada. Nos casos onde não ocorre tal influência, a energia das componentes é conservada. Como a densidade da ação ($A \equiv F / \sigma$) é conservada, utiliza-se, para os cálculos, o espectro de densidade da ação $A(k, \theta) \equiv F(k, \theta) / \sigma$.

Assim, a propagação de ondas é descrita por:

$$\frac{DA}{Dt} = \frac{S}{\sigma} \quad (12)$$

onde:

D / Dt , representa a deriva total;

$S = \frac{S}{\sigma}$, representa as fontes e sumidouros de energia e;

σ é a frequência intrínseca, relacionada ao comprimento de onda pela relação de dispersão obtida pela Teoria Linear:

$$\sigma = gk \tanh kd \quad (13)$$

Onde d é a profundidade média.

A frequência intrínseca é relacionada à frequência absoluta (ω) pela equação de Doppler:

$$\omega = \sigma + k \cdot U \quad (14)$$

Onde U é o vetor velocidade de corrente média, tanto no tempo quanto na profundidade.

O desenvolvimento do modelo em num sistema euleriano para a equação de balanço do espectro $A(k, \theta; x, t)$ é dado por:

$$\frac{\partial A}{\partial t} + \nabla_x \cdot x A + \frac{\partial}{\partial k} \dot{k} A + \frac{\partial}{\partial \theta} \dot{\theta} A = \frac{S}{\sigma} \quad (15)$$

Onde:

$$\dot{x} = c_g + U, \quad (16)$$

$$\dot{k} = \frac{\partial \sigma}{\partial d} \frac{\partial d}{\partial s} - k \cdot \frac{\partial U}{\partial s}, \quad (17)$$

$$\dot{\theta} = \frac{1}{k} \left[\frac{\partial \sigma}{\partial d} \frac{\partial d}{\partial m} - k \cdot \frac{\partial U}{\partial m} \right] \quad (18)$$

Onde c_g é o vetor da velocidade de grupo.

A equação acima é válida para as coordenadas planas. Para aplicações em larga escala, em coordenadas esféricas definidas em latitude e longitude temos:

$$\frac{\partial A}{\partial t} + \frac{1}{\cos \phi} \frac{\partial}{\partial \phi} \dot{\phi} A \cos \phi + \frac{\partial}{\partial \lambda} \dot{\lambda} A + \frac{\partial}{\partial k} \dot{k} A + \frac{\partial}{\partial \theta} \dot{\theta}_g A = \frac{S}{\sigma} \quad (19)$$

Onde:

$$\dot{\phi} = \frac{c_g \cos \theta + U_\phi}{R} \quad (20)$$

$$\dot{\lambda} = \frac{c_g \sin \theta + U_\lambda}{R \cos \phi} \quad (21)$$

$$\dot{\theta}_g = \dot{\theta} \frac{c_g \tan \phi \cos \theta}{R} \quad (22)$$

Onde R é o raio da Terra e U_θ e U_λ são as componentes da corrente. A equação do espectro para o WW3 é dividida em partes, para cada qual são resolvidas a propagação espacial, propagação intra-espectral e os termos fonte.

O termo fonte S geralmente é dividido em três partes, um termo de fonte de energia do vento S_{in} , um termo de interação não linear S_{nl} e um termo de dissipação de energia ('*whitecapping*') S_{ds} . Para águas rasas, pode-se ainda adicionar um quarto termo que considera as interações da onda com o fundo S_{bot} . Dessa forma, o termo fonte geral do WWATCH pode ser representado por:

$$S = S_{in} + S_{nl} + S_{ds} + S_{bot} \quad (23)$$

Na região do espectro próxima ao pico de energia, o ganho de energia é maior que a dissipação. A energia em excesso é transferida pelas interações não-lineares às altas e baixas frequências. Nas altas, a energia é dissipada, pois essas ondas possuem curto período e pequeno comprimento de onda, o que leva a um aumento da inclinação da onda gerando o encapelamento do mar ('*whitecapping*'). A energia transferida para as baixas frequências leva ao crescimento de novas componentes de onda no espectro, resultando numa migração do pico de energia nessa direção (WMO, 1998).

A função dos termos de interação não-linear é estabilizar o espectro, suavizando continuamente as perturbações locais e forçando-o a retornar a uma forma 'preferida' (Young e Van Vledder, 1993). O tratamento das interações não-lineares define um modelo de Terceira Geração.

No WW3 versão 1.18 utiliza-se a DIA ('*discrete interaction approximation*'), parametrização que representa as interações não-lineares entre 4 ondas (Hasselmann e Hasselmann, 1985).

Encontram-se implementadas no modelo, duas parametrizações para os termos fonte de dissipação de energia: a utilizada no WAM-3 e a parametrização baseada nos estudos de Chalikov e Belevich (1993) e Chalikov (1995).

O termo de dissipação de energia considera as perdas por encapelamento ("whitecapping") e por turbulência. É, segundo Tolman e Chalikov (1996), o termo menos conhecido, sendo normalmente usado como um ajuste, balanceando o termo de fonte.

Para a representação dos termos de dissipação, são utilizadas no WW3 duas parametrizações, uma para as frequências próximas e abaixo da frequência do pico, assumindo que a forma de dissipação de energia nessa região do espectro é similar à dissipação por turbulência viscosa na camada limite oceânica; e a outra, puramente diagnóstica, para as altas frequências, formulada para ser consistente com a forma exponencial do espectro de equilíbrio (Tolman e Chalikov, 1996).

ANEXO B

Modelo SWAN

O modelo SWAN (*Simulating Waves Nearshore*) é um modelo de 3º geração do tipo *Phase Averaged*, sucessor do modelo estacionário de 2º geração HISWA. Neste a evolução da onda é baseada na formulação Euleriana da equação espectral discreta do balanço da ação da onda.

O SWAN é utilizado para obter estimativas do espectro de ondas em áreas costeiras, lagos, e estuários, podendo utilizar campos de vento, batimetria e correntes fornecidos por outros modelos. O SWAN contém um número de processos físicos que adicionam ou retiram energia de onda para ou do campo de onda. Tais processos são: entrada de vento, encapelamento - *whitecapping*, fricção com o fundo, quebra de onda induzida pela profundidade, transmissão de obstáculo, interações não-lineares onda-onda (interações quádruplas e triplas) e *set-up* induzido pela onda (The SWAN team, 2006).

Funcionalidades

Os seguintes processos de propagação da onda são representados no SWAN:

- Propagação através do espaço geográfico.
- Refração devido a variações espaciais no fundo e nas correntes.
- Empinamento devido a variações espaciais no fundo e nas correntes.
- Bloqueio e reflexão por oposição de correntes.
- Transmissão através, bloqueio ou reflexão por obstáculos.

Os seguintes processos para geração e dissipação de energia das ondas são representados:

- Geração de ondas pelo vento.
- Dissipação tipo *whitecapping*.
- Dissipação devido à quebra de ondas induzida pela profundidade.
- Dissipação devido à fricção com o fundo.
- Interações não-lineares (triplos e quádruplos).

O Ciclo III do SWAN é estacionário ou não-estacionário e formulado em coordenadas cartesianas ou curvilíneas (recomendada somente para pequenas escalas) ou coordenadas esféricas (escalas pequenas e grandes).

Modelo matemático SWAN

No SWAN, as ondas são descritas pelo espectro de densidade da ação da onda bi-dimensional, ainda quando os fenômenos não-lineares dominam. O argumento para o uso do espectro em circunstâncias altamente não-lineares é que, mesmo nessas condições é possível prever com razoável exatidão a distribuição espectral do momento de segunda ordem das ondas (embora não possa ser suficiente descrever inteiramente a estatística das ondas). O espectro que é considerado no SWAN é o espectro da densidade da ação da onda $N(\sigma, \theta)$ em vez do espectro da densidade da energia das ondas $E(\sigma, \theta)$, uma vez que, na presença das correntes, a densidade da ação é conservada visto que a densidade da energia não (WHITHAM, 1974 *apud* THE SWAN TEAM, 2006).

As variáveis independentes são a frequência relativa σ (como observado em um referencial de referência que se move com velocidade da corrente) e a direção da onda θ (a direção normal da crista da onda de cada componente espectral). A densidade da ação é igual à densidade da energia dividida pela frequência relativa. No SWAN, este espectro pode variar no tempo e no espaço (The SWAN team, 2006).

No SWAN, a evolução do espectro da onda é descrita pela equação do balanço espectral em coordenadas cartesianas (HASSELMANN *et al.*, 1973 *apud* The SWAN team, 2006):

$$\frac{\partial}{\partial t} N + \frac{\partial}{\partial x} c_x N + \frac{\partial}{\partial y} c_y N + \frac{\partial}{\partial \sigma} c_\sigma N + \frac{\partial}{\partial \theta} c_\theta N = \frac{S}{\sigma} \quad (24)$$

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 (com velocidades de propagação c_x e c_y no espaço x e y , respectivamente). O quarto termo representa a mudança da frequência relativa devido as variações na profundidade e nas correntes (com velocidade de propagação c_σ no espaço σ). O quinto termo representa a refração induzida pelas correntes e pela profundidade (com velocidade de propagação c_θ no espaço θ). A expressão para estas velocidades de propagação é obtida da teoria linear de onda (WHITHAM, 1974; MEI, 1983; DINGEMANS, 1997 *apud* THE SWAN TEAM, 2006). O termo $S(= S(\sigma, \theta))$ do lado direito da equação é o termo fonte em termos da densidade energia representando os efeitos de geração, dissipação e interação não-linear onda-onda.

A transferência de energia do vento para as ondas é descrita através do mecanismo de ressonância (PHILLIPS, 1957) e do mecanismo de *feed-back* (MILES, 1957).

Em águas profundas as interações onda-onda quádruplas dominam a evolução do espectro. Elas transferem energia do pico do espectro da onda para as frequências mais baixas (movendo então o pico da frequência para valores menores) e para frequências maiores (onde a energia é dissipada por *whitecapping*). Em águas muito rasas, interações onda-onda triplas transferem energia de baixas frequências para altas frequências frequentemente resultando em maiores harmônicos.

No SWAN, as interações quádruplas são computadas através da Aproximação de Interação Discreta (DIA) de Hasselmann *et al.* (1985). Esta aproximação depende da espessura da distribuição direcional do espectro da onda e da resolução da frequência e tem se mostrado bem sucedida na descrição das características essenciais do desenvolvimento do espectro da onda. As interações triplas são modeladas, no SWAN, através da Aproximação Tripla Agrupada (LTA) derivada por Eldeberky (1996).

A difração no SWAN é obtida a partir de uma aproximação de refração-difração de fase desacoplada sugerida por Holthuijsen *et al.* (2003). Ela é expressa em termos da taxa de mudança direcional das componentes direcionais no espectro 2D da onda. A aproximação é baseada na equação de declividade para refração e difração, omitindo informação sobre a fase. A difração é modelada de forma restrita, e o modelo não deve ser usado em áreas onde as variações na altura de onda são grandes dentro de uma escala horizontal de alguns comprimentos de onda.

Como uma opção o SWAN computa o *set-up* induzido pela onda. Em casos 1D as computações são baseadas em uma equação exata. Em casos 2D, as computações são baseadas em uma equação aproximada (os efeitos de correntes induzidas por ondas são ignorados; nos casos 1D elas não existem).

Três diferentes mecanismos de dissipação serão descritos a seguir: dissipação por *whitecapping*, fricção com o fundo e quebra de onda induzida pela profundidade. *Whitecapping* é ativo em mares dominados pelo vento - *Wind-driven*. Controla o nível de saturação na parte de alta frequência do espectro. Em águas de profundidade intermediária ou rasa, a fricção do fundo torna-se importante. Se a onda se aproxima da linha de costa a quebra de onda induzida pela profundidade se torna dominante, e finalmente é dissipada toda a energia da onda (RIS *et al.*, 1997)