



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

ANDRÉ ZARDO PATERLINI

RECONSTITUIÇÃO DA AGITAÇÃO MARÍTIMA NO LITORAL DO  
ESPÍRITO SANTO: CASO DE JUNHO DE 2006

VITÓRIA

2009

ANDRÉ ZARDO PATERLINI

RECONSTITUIÇÃO DA AGITAÇÃO MARÍTIMA NO LITORAL DO  
ESPÍRITO SANTO: CASO DE JUNHO DE 2006

Monografia apresentada ao curso de graduação em Oceanografia da Universidade Federal do Espírito Santo, como requisito parcial para a obtenção do título de Oceanógrafo.

Prof. Orientador: Dr. Julio Tomás Aquije Chacaltana.

VITÓRIA

2009



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

RECONSTITUIÇÃO DA AGITAÇÃO MARÍTIMA NO LITORAL DO  
ESPÍRITO SANTO: CASO DE JUNHO DE 2006

ANDRÉ ZARDO PATERLINI

---

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

---

Prof. Dr°. Daniel Rigo  
Examinado Interno – DEA/CT/UFES

---

Dr. Alexandre Braga Coli  
Examinador Externo – Cepemar

VITÓRIA  
2009

**Reconstituição da agitação marítima no litoral do Espírito Santo: caso de junho de 2006.**

por

André Zardo Paterlini

Submetido como requisito parcial para a obtenção de grau de

**Oceanógrafo**

na

Universidade Federal do Espírito Santo

André Zardo Paterlini

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

Assinatura do autor.....

Curso de graduação em Oceanografia

Universidade Federal do Espírito Santo

30 de novembro de 2009

Certificado por.....

Prof. Dr. Julio Tomás Aguije Chacaltana

Dr. Orientador

DEA/CT/UFES

Certificado por.....

Prof. Dr. Daniel Rigo

Dr. Examinador interno

DEA/CT/UFES

Certificado por.....

Dr. Alexandre Braga Coli

Dr. Examinador externo

Aceito por.....

Gilberto Barroso

Prof. Adjunto / Coordenador do Curso de Oceanografia

Universidade Federal do Espírito Santo

CCHN/DOC/UFES

# SUMÁRIO

<b>1 INTRODUÇÃO.....</b>	<b>10</b>
<b>2 OBJETIVOS.....</b>	<b>11</b>
2.1 OBJETIVO GERAL.....	13
2.2 OBJETIVOS ESPECÍFICOS.....	13
<b>3 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA.....</b>	<b>14</b>
3.1 GERAÇÃO DE ONDAS POR VENTO.....	15
3.2 ESPECTRO DE ONDA.....	16
3.3 MODELAGEM NUMÉRICA DE ONDA.....	17
3.4 EVENTOS EXTREMOS E A PROPAGAÇÃO DE ONDAS .....	24
<b>4 ÁREA DE ESTUDO.....</b>	<b>28</b>
4.1 LITORAL DO ESPÍRITO SANTO.....	28
4.2 BAÍA DO ESPÍRITO SANTO.....	30
<b>5 METODOLOGIA.....</b>	<b>34</b>
5.1 IMPLANTAÇÃO DO SISTEMA DE MODELAGEM DE ONDAS.....	34
<b>5.1.1 Modelo WW3.....</b>	<b>34</b>
<b>5.1.2 Modelo SWAN.....</b>	<b>37</b>
5.2 VERIFICAÇÃO DA MODELAGEM.....	41
5.3 RECONSTITUIÇÃO DA AGITAÇÃO MARÍTIMA.....	44
<b>6 RESULTADOS E DISCUSSÃO.....</b>	<b>45</b>
6.1 TESTES DE VERIFICAÇÃO.....	45
6.2 CASO DE JUNHO DE 2006.....	51
7 CONCLUSÕES.....	65
REFERÊNCIAS.....	66

## LISTA DE FIGURAS

- Figura 1 - Diagrama esquemático ilustrando a dependência da geração de onda em relação a velocidade do vento e pista para a zona de geração, com a presença das vagas, e zona de decaimento, com presença dos marulhos..... 15
- Figura 2 - Comparação entre os espectro PM (a) e JONSWAP (b). Modificado de Stewart (2008).....17
- Figura 3 – Mapa representando ambiente marinho adjacente ao estado do Espírito Santo. Fonte: Google Earth.....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 - Mapa representando a Baía do Espírito Santo - ES.....32
- Figura 6 – Representação da Baía do Espírito Santo com algumas importantes feições representadas.....33
- Figura 7 - Seqüência de aninhamentos de grades entre, respectivamente, o domínio de maior escala – GLOBAL (a), o domínio BRASIL SUDESTE (b) e o domínio de menor escala - ESPÍRITO SANTO (c).....35
- Figura 8 - Seqüência de domínios aninhados do SWAN: de menor resolução - VIX FINE (a) e de maior resolução espacial - BES (b).....38
- Figura 9 - Distribuição de freqüências para os dois registros obtidos. Ponto localizado em 20°16'51.65" S e 40°16'17,21" O (a) e outro em 20°19'39.7" S e 40°14'34.3" (b).....43
- Figura 10 - Comparação no tempo entre os dados observados em preto, e o modelado em vermelho.....45
- Figura 11 - Comparação do resultado no tempo. Linhas pretas representam os dados observados linhas vermelhas os dados modelados. Registro de 2007.....47

Figura 12 - Gráfico de espalhamento, comparando a altura significativa modelada com a observada, para os registros entre 06/06 e 26/06/2003 (a) e de 10/07 a 21/08/2007 (b).....	49
Figura 13 - Gráfico de espalhamento para os valores modelados e observados para período de pico. À direita têm-se o registro de 06/06 a 26/06/2003 (a) e, à esquerda, de 10/07 a 21/08/2007 (b).....	49
Figura 14 - Imagem do satélite Góes/Meteosat do dia 04/06/2006. Circulo em vermelho destaca a presença de um sistema frontal associado a um cavado de baixa pressão. Fonte: Modificado de Quadros e outros (2006).....	52
Figura 15 - Cartas de pressão ao nível médio do mar mostrando a evolução dos sistemas atmosféricos ao longo dos dias 31 de maio, 1, 2, 3, 4 e 5 de junho.....	54
Figura 16 - Campos de ventos a 10 m da superfície (em m/s) no Atlântico sul ao longo dos dias que 01, 02, 03 e 04 de junho (a, b, c e d respectivamente).....	55
Figura 17 - Campo de ondas simulado, com a distribuição espacial das alturas significativas (m) e direção média de propagação ao longo dos dias em que se deu a passagem do ciclone. ....	57
Figura 18 - Distribuição das alturas significativas e direção de propagação das ondas na região oceânica adjacente ao sudeste brasileiro, dias 3 (a), 4 (b) e 5 (c) de junho. Em (d) a distribuição de período de pico e direção de onda em 4 de junho.....	58
Figura 19 - Magnitude (m/s) direção dos ventos ao longo dos dias 03 e 04 de junho para o domínios BRASIL SUDESTE (a, b, c) e ESPIRITO SANTO (d).....	59
Figura 20 - Evolução do espectro de energia entre os dias 3 e 5 de junho de 2006, para um ponto em frente ao Espírito Santo. (d).....	55

Figura 21 - Evolução temporal de altura significativa e período de pico em um ponto próximo à Vitória.....	62
Figura 22 - Distribuição de alturas significativas na região costeira para o dia 05 de junho.....	62
Figura 23 - Alturas significativas e direção de propagação de ondas na Baía do Espírito Santo, dias 4 (a) e 5 (b) de junho.....	63

## LISTA DE TABELAS

Tabela 1: Os domínios computacionais, com o de menor resolução no topo da tabela, até o de maior resolução na parte de baixo. São mostradas as características de cada grade.....	39
Tabela 2: Resultados dos testes estatísticos. Dados modelados comparados com o registro de ondas de 06/06 a 26/06/2003.....	46
Tabela 3: Resultados obtidos dos testes. Dados modelados comparados com o registro de ondas de 10/06 a 21/07/2007.....	47
Tabela 4: Máxima correlação encontrada e a defasagem para cada parâmetro.....	50

# 1 INTRODUÇÃO

Ondas superficiais podem ser vistas como perturbações na superfície mar, resultantes das diversas forças que atuam no oceano. Essas ondas podem ser caracterizadas por seus períodos, em função do tipo e escala das forças que atuam sobre elas. Ondas superficiais de gravidade são aquelas cujas principais forças atuantes são a gravidade e o empuxo da água, e classificadas por Munk (1951) *apud* Holthuysen (2007) como sendo aquelas com períodos entre 1 e 30 segundos.

Ondas de gravidades são geradas a partir transferência de energia do vento atuando sobre a superfície do oceano. As vagas (*windsea*) são ondas geradas por ventos, e a estão na zona de geração. A ondulação ou marulho (*swell*) são ondas (que formadas em áreas remotas) se propagaram para fora da zona de geração. Sendo assim, ondas incidindo na costa podem ser resultado de intensas tempestades ocorridas em águas profundas à milhares de quilômetros de distância sendo capazes de propagar-se por grandes distâncias.

Em ambientes costeiros, quando a onda se propaga em direção à linha de costa, elas são influenciadas pelo fundo, pelas correntes e pelos obstáculos naturais ou obras civis. Assim, qualquer alteração dos mesmos ocasionará uma mudança no padrão de propagação da onda. As principais transformações das ondas são a reflexão, refração, difração, empinamento (*shoaling*), quebra e espraiamento (SORENSEN, 1997).

As ondas superficiais de gravidade marinhas são um dos principais, senão o principal agente físico que intervêm na dinâmica dos ambientes costeiros, representando a mais constante fonte de energia mecânica para esses ambientes. Sendo assim tem-se as ondas como o principal agente natural que modifica direta ou indiretamente a linha de costa de uma região costeira. (DEAN; DALRYMPLE, 1991). Além disso, essas ondas têm importante papel nos processos climáticos, nas trocas de calor, energia, gases e partículas entre o oceano e a atmosfera (WMO, 1998).

Tendo em vista o importante papel das ondas de gravidade na dinâmica costeira e oceânica, são necessários estudos que envolvam a geração, propagação e a interação das ondas com ambientes costeiros. Muitos problemas costeiros são provocados pela ação das ondas e um bom conhecimento da agitação marítima na região de interesse pode ser aplicado na previsão de problemas de erosão com previsão de correntes litorâneas e de transporte de sedimento, na avaliação de posicionamento e alinhamento de quebra-mares e de portos; atividades de pesca e navegação, dentre outros.

Durante a ocorrência de tempestades intensas com fortes ventos pode ocorrer a formação de grandes ondulações (marulho). Esses eventos extremos naturais ocorrem em função de condições meteorológicas extremas, associados aos sistemas atmosféricos ciclônicos e anticiclônicos. Esses eventos extremos reúnem condições propícias à geração de ondas de elevadas alturas e períodos, que por vezes podem atingir a costa causando grandes prejuízos (INNOCENTINI; CAETANO NETO, 1996; INNOCENTINI *et al.*, 2003).

Por conseqüência disso, faz-se necessário o desenvolvimento e aprimoramento de ferramentas através das quais seja possível a previsão e o entendimento do comportamento das ondas geradas por vento.

Os altos custos envolvidos na aquisição e manutenção de equipamentos para registro de onda muitas vezes impossibilitam contar com obtenção de dados *in situ*. Essas dificuldades podem ser compensadas pela utilização da modelagem numérica para simulação o fenômeno das ondas somente a partir de dados meteorológicos. Logo modelos numéricos parecem ser uma boa alternativa no fornecimento de resultados que descrevam esses processos, mesmo que se conheça pouco das condições reais do ambiente. (WMO, 1998; STEWART, 2008).

O “estado da arte” da modelagem numérica de ondas está representado pelos modelos espectrais de 3ª geração. Esses modelos, empregados por diversas agências e institutos de pesquisas e são baseados na propagação do espectro de energia da onda (THE WAMDI GROUP, 1988; KOMEN, 1996; BOOIJ *et al.*, 1999). A previsão das características das ondas segue os componentes do

espectro de onda no tempo e no espaço, permitindo o crescimento ou decaimento do mesmo dependendo dos processos que adicionam ou retiram energia (HASSELMANN *et al.*, 1973). Para reduzir o tempo de computação os modelos podem utilizar uma técnica de aninhamento de grades.

Atualmente, diversas atividades econômicas são realizadas no ambiente marinho costeiro do Espírito Santo, especialmente nas atividades de exploração e exploração de recursos minerais, na pesca e na navegação e atividades portuárias. Dado sua grande extensão litorânea, a região costeira do Espírito Santo está sujeita à agitação marítima provocada por eventos meteorológicos extremos. A Baía do Espírito Santo, no município de Vitória, é um dos principais ambientes costeiros do litoral capixaba, com praias e regiões portuárias que movimentam grandes investimentos, atividades essas direta ou indiretamente afetadas pela ação de ondas. Esses motivos fazem dela uma região atrativa ao estudo a ser desenvolvido.

Nesse contexto o presente estudo propõe estudar estado de mar no litoral do Espírito Santo associada ao evento extremo ocorrido em entre o fim de maio e início de junho de 2006 e, mais especificamente a propagação da ondulação no ambiente costeiro da Baía do Espírito Santo. Para tanto será utilizada a modelagem computacional, através dos modelos espectrais WAVEWATCHIII (TOLMAN; 1991) e SWAN (BOOIJ *et al.*, 1999).

## **2 OBJETIVOS**

### **2.1 OBJETIVO GERAL**

Reconstituir e estudar da agitação marítima no litoral do Espírito Santo durante um evento meteorológico extremo.

### **2.2 OBJETIVOS ESPECÍFICOS**

- Avaliar a potencialidade de sistema de modelos espectrais de ondas para reconstituição da agitação marítima;
- Descrição e análise das condições meteorológicas que deram origem a ressaca de junho de 2006;
- Reconstituir a agitação marítima no litoral do Espírito Santo, associada ao ciclone extra-tropical de junho de 2006;
- Caracterizar a propagação da ondulação gerada durante esse evento no ambiente costeiro e seu impacto na Baía do Espírito Santo.

### 3 REVISAO BIBLIOGRÁFICA

#### 3.1 GERACAO DE ONDAS POR VENTO

Em sua geração pelo vento, as características das ondas dependem de 3 propriedades do vento que atua próximo à superfície da água: 1) intensidade ou velocidade do vento, 2) duração ou período de tempo em que o vento atua e 3) pista (*fetch* em inglês) ou extensão da área de atuação do vento (WMO, 1998).

Segundo WMO (1998), até aproximadamente o início da década de 40, a única forma existente para descrever o estado do mar era a escala Beaufort criada pelo almirante inglês Francis Beaufort em 1805 e adotada pela Marinha inglesa em 1834, a escala relaciona a intensidade de vento com o estado de mar.

Durante a Segunda Guerra Mundial, o crescimento da importância das forças navais no conflito levou a Marinha dos Estados Unidos a investir em estudos para a descrição da agitação marítima. Sverdrup e Munk desenvolveram, então, o Método da Onda Significativa e realizaram as primeiras previsões de ondas em 1943, sendo os resultados divulgados em 1947 (JANSSEN, 2004).

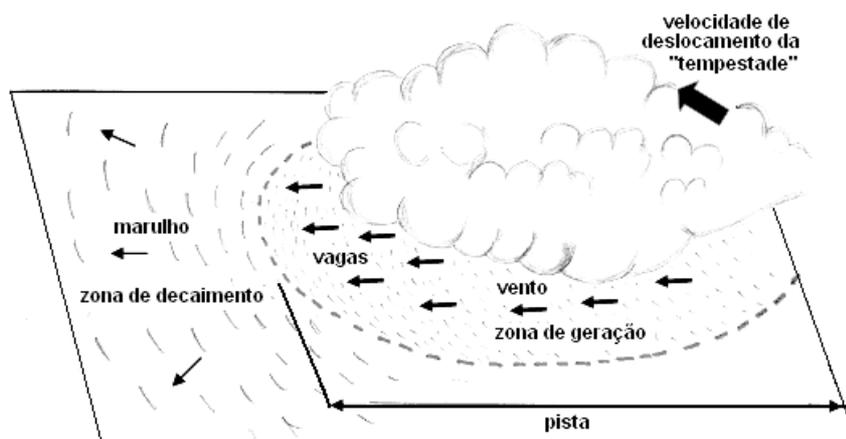
A grande pergunta a ser respondida, era como um vento horizontal inicia a formação de ondas em uma superfície parada. Esse processo foi mais bem explicado pelo chamado modelo de ressonância proposto por Phillips (1957). Considera-se um mar sem rugosidade, tal como um espelho-liso (logo, o número Beaufort é zero), no qual começa a atuar um vento com velocidade constante. No estágio inicial da geração de ondas, a turbulência do vento produz flutuações aleatórias da pressão sobre a superfície do mar que originam pequenas ondas de forma irregular, com comprimentos de ondas de alguns centímetros, conhecidas como ondas capilares (PHILLIPS, 1957).

O modelo de Phillips explicava então o estágio inicial da geração de ondas. O crescimento dessas ondas foi melhor explicado por Miles (1957). Segundo o mesmo, o vento que sopra sobre a onda produz diferenças da 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

crece mais rapidamente. A instabilidade faz com que a onda cresça exponencialmente (MILES, 1957).

A junção dos dois trabalhos resultou no que ficou conhecido como o mecanismo de Phillips e Miles. Neste sentido, cabe ressaltar que o modelo de Phillips-Miles foi a base para o entendimento da geração de ondas pelo vento. Na teoria de Phillips, é proposto um crescimento linear do espectro da onda no tempo. Enquanto que na aproximação de Miles o crescimento da onda resultante do espectro de onda torna-se exponencial no tempo. A teoria do modelo de Phillips-Miles pode ser amplamente encontrada na literatura (DALRYMPLE, 1998; MASSEL, 1996; KOMEN, 1996; SORENSEN, 1997; DEAN; JANSEN, 2004; STEWART, 2008).

Posteriormente, o modelo estabelecido por Phillips e Miles foi complementado por Hasselmann et al., (1980). O mesmo afirmava que num estágio seguinte as ondas começam a interagir entre si para produzir ondas mais longas. A interação transfere 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.



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

A teoria descrita em Sorensen (1997) mostra que, próxima à zona de geração, a energia do vento transferida para as ondas gera ondas de diferentes períodos

ou de frequência de onda. Inicialmente, as cristas de onda são pequenas e pouco definidas, e as ondas viajam em um intervalo de direções ao redor da direção dominante do vento. As alturas e os períodos crescem à medida que elas se propagam através da área de geração (Figura 1). Após deixarem a área de geração 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.

### 3.2 ESPECTRO DE ONDA

Ao observarmos a superfície do mar, podemos perceber que esta é composta de uma grande variedade de ondas movendo-se em diferentes direções e com diferentes frequências, fases e amplitude. Cada frequência e direção descrevem um componente de onda, cada qual com uma amplitude e fase associadas (HOLTHUYSEN, 2007). Assim, para uma descrição adequada da superfície do oceano, um grande número de ondas devem ser sobrepostas para que este seja mais próximo do real. Neste sentido, existem alguns métodos que são usados na caracterização da superfície marinha (DEAN E DALRYMPLE, 1998).

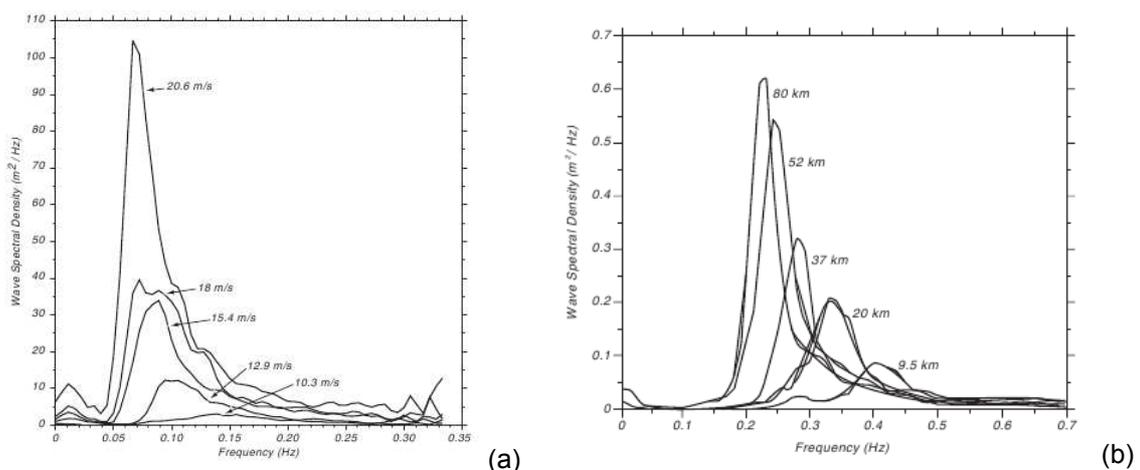
Várias técnicas têm sido utilizadas para a descrição de ondas. As primeiras tentativas foram baseadas em relações empíricas entre a altura da onda, comprimento da onda, velocidade do vento, duração, e pista (MASSEL, 1996). As previsões seguem componentes individuais do espectro de onda no espaço e no tempo, permitindo que cada componente cresça ou decaia dependendo dos ventos locais, e permitindo que os componentes de onda interajam de acordo com a teoria de Hasselmann (HASSELMANN et al., 1973).

Em geral, a forma do espectro de ondas varia consideravelmente de acordo com a velocidade do vento, período de tempo que o vento atua (duração), comprimento da pista, etc (MASSEL, 1996). Com a intenção de se obter um espectro de ondas esperado para as diversas condições de mar, vários

espectros são usados para responder as questões no âmbito da engenharia oceânica e oceanografia. O mais simples é aquele proposto por Pierson e Moskowitz (1964) *apud* Stewart (2008). Os autores supuseram que se o vento atuasse constantemente por um longo tempo sobre uma grande área, as ondas poderiam entrar em equilíbrio com o vento. Este é o conceito de um mar completamente desenvolvido (STEWART, 2008).

Pierson e Moskowitz em trabalhos independentes e complementares propuseram uma formulação para o espectro de potência (espectro PM), que é função apenas da velocidade do vento (independente da pista).

Hasselmann et al. (1980), após ter analisado os dados coletados durante o projeto Joint North Sea Wave Project (JONSWAP), realizado entre 1968 e 1969 no Mar do Norte, encontraram que o espectro da onda nunca está totalmente desenvolvido. Este continua a desenvolver-se através de interações não-lineares onda-onda mesmo para longos períodos e distâncias, fato também observado por Komen e outros (1984). O espectro de JONSWAP pode representar mares com pistas limitadas, isto é, considera o comprimento da pista e a velocidade do vento (a 10 m da superfície) (KOMEN *et al.*, 1984). O espectro de JONSWAP difere-se do espectro de Pierson-Moskowitz pelo fato que nesse as ondas continuam a crescer com a distância (ou tempo) e o pico no espectro é mais pronunciado.



**Figura 2:** Comparação entre os espectro PM (a) e JONSWAP (b).

Modificado de Stewart (2008).

Com a intenção de se obter um espectro de ondas esperado para os diversos estados de mar, embora nem sempre isto seja possível, diversos autores vêm propondo formulações baseando-se em análises teóricas juntamente com ajustes empíricos (ver, por exemplo, MASSEL, 1996; KOMEN, 1996; WMO, 1998; JANSEN, 2004; HOLTHUIJSEN, 2007).

### 3.3. MODELAGEM NUMÉRICA DE ONDAS

Devido aos distintos domínios relevantes onde se pode aplicar um modelo de ondas e as diferentes maneiras que se pode abordar o problema, foram desenvolvidos diferentes tipos de modelos de ondas. Dois tipos de modelos numéricos de ondas têm sido desenvolvidos para simular a evolução de ondas em regiões costeiras. Estes são os modelos de onda que resolvem a fase (*phase resolving*) e os que utilizam a média da fase (*phase averaged*) da onda (RIS, 1997).

Os modelos que resolvem a fase são freqüentemente baseados em uma aproximação Hamiltoniana (MILES, 1981; RADDER, 1992 apud RIS, 1997), em uma aproximação de Boussinesq (PEREGRINE, 1966; MWOGU, 1994; MADSEN; SORENSEN, 1992 apud RIS, 1997) ou em equações de declividade suave (BERKHOFF, 1972; RADDER, 1979 apud RIS, 1997). Os modelos *phase averaging* são baseados na equação do balanço de energia espectral e têm sido aplicados com sucesso na modelagem de ondas, levando em conta a geração, dissipação e interações onda-onda (RIS, 1997; BOOIJ et al., 1999).

Enquanto os modelos que resolvem à 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,  $E(f, \theta)$ .

Booij e outros (1999) mostram que os modelos que resolvem a fase requerem uma resolução espacial correspondente a uma pequena fração do comprimento de onda o que os limita a domínios relativamente pequenos. Em contrapartida,

os modelos espectrais não necessitam de uma resolução tão fina, sendo, aplicados, portanto, quando as propriedades das ondas variam lentamente, na escala de muitos comprimentos de onda.

O estado da arte dos modelos que resolvem a fase da onda encontra-se nos modelos espectrais de terceira geração. Neste tipo de modelo, o estado do mar é determinado através do espectro de energia  $E(f, \theta)$  que descreve a distribuição da energia ao longo da frequência  $f$  e da direção de propagação  $\theta$ . A evolução desse espectro no espaço e no tempo é resolvida pela equação do balanço de energia espectral (WMO, 1998).

$$\frac{\partial E}{\partial t} + \nabla \cdot (c_g E) = S = S_{in} + S_{nl} + S_{ds} \quad (1)$$

onde:

$c_g = c_g(f, \theta)$  – velocidade de grupo em águas profundas;

$S$  – é o termo fonte, consistindo dos três termos:

$S_{in}$ : entrada de energia pelo vento;

$S_{nl}$ : transferência de energia não linear pelas interações onda-onda; e

$S_{ds}$ : dissipação.

A grande evolução dos modelos de terceira geração, no entanto, está nas trocas de energia entre a atmosfera e o oceano e entre as próprias ondas, que são parametrizadas sem nenhum tipo de restrição quanto à forma do espectro, possibilitando melhor representação de situações de mudanças bruscas de direção de vento, bem como a interação entre vagas e marulhos (CRUZ, 2004).

O modelo WAM (*Wave Model*), criado pelo grupo WAMDI (*Wave Model Development and Implementation Group*), foi a primeira tentativa de implementação de um modelo de ondas operacional de terceira geração. Basicamente, utiliza duas condições: a parametrização exata da fonte de transferência não-linear de energia e a especificação de uma função representativa da dissipação que feche o balanço de energia (WAMDI GROUP,

1988). A interação não-linear, como acima mencionado, é parametrizada, de forma a reduzir o esforço computacional, permitindo sua operacionalização (JANSEN, 2004).

Estudos recentes mostraram ainda que as principais fontes de erro dos modelos em geral, incluindo o WAM, residem na parametrização dos termos de fonte e dissipação de energia (JANSEN, 2004). O WAM é utilizado operacionalmente, entre outros, pelo ECMWF (*European Centre for Medium-Range Weather Forecasts*) e tem obtido sucesso na previsão de alturas significativas e períodos (KOMEN 1996; GORMA et al., 2003; GUEDES SOARES et al., 2006; JANSEN, 2004). Os resultados indicam um bom desempenho do modelo em pequenas pistas, onde o WAM subestima a energia, e comparável ao do WAM em pistas médias e longas, tendo a vantagem adicional de ser menos suscetível a erros numéricos (TOLMAN & CHALIKOV, 1996).

Outro modelo espectral de terceira geração que utiliza a mesma forma de cálculo de interação onda-onda proposta por Hasselmann é o WAVEWATCH. As diferenças principais entre este e o WAM residem nas parametrizações dos termos de fonte e dissipação de energia. O primeiro, é baseado em estudos de Chalikov e Belevich (1993) *apud* Tolman e Chalikov (1996) e pode, inclusive, tornar-se negativo, isso é, tornar-se sumidouro, em situações de ângulos grandes entre as direções da onda e do vento ou em caso da onda tornar-se mais rápida que o vento. A dissipação, que, segundo os mesmos autores, é o termo sobre o qual menos se conhece, é dividido em duas componentes. Uma para frequências próximas e abaixo da frequência de pico, é descrita de forma análoga à perda de energia por turbulência, e outra, diagnóstica, para a região de equilíbrio, onde é assumido um balanço quase constante.

O modelo resolve a equação linear de balanço do espectro de energia de ação em função do número de onda  $k$  e da direção  $\theta$ . A física do modelo inclui geração de energia, dissipação devido à quebra de ondas e fricção com o fundo, refração, e advecção, e interações não lineares quádruplas. Entretanto, a física não é apropriada para águas rasas, principalmente, devido este modelo

não considerar as interações onda-onda triplas que dominam a propagação das ondas em águas rasas (TOLMAN; CHALIKOV, 1996; TOLMAN, 2007).

O SWAN (*Simulating WAVes Nearshore*) é um modelo numérico não-estacionário de 3ª geração, sucessor do modelo estacionário de 2ª geração HISWA. Este modelo, desenvolvido por Booij e outros (1999) na *Delft University of Technology*, é de domínio público vem sendo 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 (RIS, 1997).

O SWAN é o resultado do trabalho de vários pesquisadores para construir um modelo de terceira geração com uma descrição física mais apropriada para águas rasas. A distinção mais marcante é que o SWAN inclui as interações não lineares triplas entre ondas (interações tríades), negligenciada nos modelos WAM e WAVEWATCH, que consideram apenas as interações quádruplas ondas (interações quádruplas) (WAMDI GROUP, 1988; TOLMAN & CHALIKOV, 1996; BOOIJ et al., 1999).

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, *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 (RIS, 1997).

No SWAN a evolução do espectro densidade da ação da onda  $N(\sigma, \theta)$  é descrita pela equação do balanço espectral em coordenadas cartesianas (HASSELMANN et al., 1973):

$$\frac{\partial}{\partial t} N + \frac{\partial}{\partial x} c_x N + \frac{\partial}{\partial y} c_y N + \frac{\partial}{\partial \sigma} c_\sigma N + \frac{\partial}{\partial \theta} c_\theta N = \frac{S}{\sigma} \quad (2)$$

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 às variações na profundidade e nas correntes (com velocidade de propagação  $c_\sigma$  no espaço  $\sigma$ ). O quinto termo representa a refração induzida pelas correntes e pela profundidade (com velocidade de propagação  $c_\theta$  no espaço  $\theta$ ). A expressão para estas velocidades de propagação é obtida da teoria linear de onda (WHITHAM, 1974; MEI, 1983; DINGEMANS, 1997 *apud* BOOIJ et al., 1997). 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 (BOOIJ et al., 1997).

A modelagem computacional, especialmente através dos modelos espectrais de terceira geração, bem como técnicas de aninhamento entre modelos, tem sido amplamente aplicada e validada em diversos estudos em diferentes regiões.

Medições do espectro direcional de ondas geradas pelo vento realizadas em 1996 por Alves e Melo Filho (2001) foram utilizadas em uma investigação preliminar do clima de ondas no litoral norte de Santa Catarina. Quatro estados de mar predominantes foram identificados, em conjunto com os padrões meteorológicos associados a sua ocorrência, através de análises estatísticas. Através de modelos numéricos do tipo *Ref-Dif* as transformações desses quatro estados de mar devido à refração e empinamento foram investigadas, permitindo obter estimativas do campo de ondas. Comparações entre espectros medidos e modelados mostraram que os resultados foram consistentes, sugerindo que a metodologia proposta é válida para a região costeira estudada.

Candella (1997) estudou dois casos de ondas geradas pelo vento no Atlântico Sul através da aplicação de um modelo de ondas, forçado por informações de vento do ECMWF. Os resultados da simulação foram comparados com dados medidos por uma bóia oceanográfica. Os resultados mostraram que o modelo é capaz de reproduzir as situações estudadas, embora a baixa resolução espaço-temporal dos campos de vento tenham influenciado negativamente os resultados.

Um estudo de caso de geração e propagação de ondas superficiais de gravidade no Oceano Atlântico Sul foi realizado por Cruz (2004) através do modelo de ondas WAVEWATCH III (WW3) forçado com os campos de vento das Reanálises do *National Centers for Environmental Prediction* (NCEP) e com as Análises do modelo *Aviation Forecast* (AVN /NCEP). A comparação dos resultados com um ondógrafo direcional mostra que de maneira geral o modelo apresentou desempenho satisfatório na representação da ondulação que atinge a região, embora algumas importantes deficiências tenham sido identificadas, especialmente na estimativa das direções de onda.

Abadie e colaboradores (2006) estudaram o clima de ondas na porção sul da costa francesa do Atlântico. Parâmetros estatísticos das direções das ondas foram determinados com base em 8 anos de dados do modelo numérico global WW3. Os resultados obtidos indicaram pouca variabilidade das direções de picos, com eventos extremamente energéticos e predominância das ondulações sobre as vagas, e foram utilizados como condição de contorno para a computação dos parâmetros de onda na região costeira com o modelo numérico SWAN. Nessa região ondulações energéticas correspondem por mais de um terço da deriva longitudinal, medido através de modelos empíricos.

Em regiões de baías protegidas, o padrão de ventos e ondas pode indicar um padrão de ondas dominado por um estado de mar recente (predomínio de vagas), de pista limitada, gerado localmente. Assim foi observado por Lin e outros (2002) na parte norte de *Chesapeake Bay* (nos EUA) onde as alturas significativas estavam correlacionadas à velocidade do vento local e o tempo de resposta das ondas à ação dos ventos era de aproximadamente 1 hora.

O modelo de geração de ondas WAM foi implementado por Gorma e outros (2003) em um domínio cobrindo o sudoeste do Pacífico e a o Oceano Polar Antártico, reconstituindo a geração e propagação de ondas de águas profundas incidindo na costa da Nova Zelândia por um período de 20 anos, utilizando os ventos do ECMWF. Os resultados obtidos comparados com dados de bóias mostraram que os mesmos foram satisfatórios na simulação de onda nos locais expostos. Contudo, em regiões costeiras complexas, o espectro de águas profundas não representou bem as condições do swell em águas rasas, em

função dos processos de refração e empinamento. Para melhor representar as transformações da onda próximo à costa utilizou-se o modelo SWAN, forçado inicialmente pelo espectro de águas profundas. A metodologia empregada apresentou-se como uma boa ferramenta para fornecer informações acuradas sobre onda na maior parte da costa neozelandesa.

Um esquema de reconstituição da agitação marítima semelhante foi apresentado por Guedes Soares e outros (2004), também baseado nos modelos numéricos WAM para a área de geração e SWAN para a área de transformação. Os resultados destas simulações foram comparados com os dados de uma bóia ondógrafo para um estudo do clima de agitação marítima junto à área costeira de Peniche, em Portugal. A ênfase foi colocada nas situações de tempestade. Em geral foi encontrada uma boa correlação entre os resultados do modelo e as medições da bóia.

Pires-Silva e outros (2002) avaliaram o desempenho do SWAN na costa oeste de Portugal, sendo o modelo forçado nas fronteiras de mar por dados de ondógrafos e de simulações do modelo WAM. As previsões do SWAN quando comparadas a medições de ADCP próximo à costa mostraram boa concordância, principalmente para alturas significativas e períodos, e piores para direção. Fortes e outros. (2006) utilizaram as características de onda *offshore* para simular a propagação de ondas na praia de Porto Santo, também em Portugal, através dos modelos SWAN e RefDif. Quando os efeitos da refração eram dominantes, os dois modelos apresentavam resultados similares; porém quando os efeitos da difração dominavam o RefDif parecia mais confiável. Apesar disso os autores ressaltam que quando esse fenômeno é menos importante, os resultados do SWAN são mais realísticos, visto que o mesmo permite a propagação de ondas irregulares não lineares.

Resultados da aplicação de modelos de refração e difração (*RefDif-1* e *RefDif-S*) obtidos por Castilhos e outros (2006) para algumas praias da costa norte de Santa Catarina para diferentes cenários mostraram o desenvolvimento de zonas de convervência de energia, associadas principalmente a ondas de menor frequência provenientes das direções SE e E. Essa convergência de

energia com ondas energéticas incidindo oblíquas podem ser a causa dos intensos processos de erosão na região.

Essa convergência energética também foi observada em um ambiente costeiro do litoral do Espírito Santo. Soares e Chacaltana (2002) desenvolveram um estudo a partir da teoria dos raios para estudar a refração e difração das ondas que se propagam em direção à costa da Baía do Espírito Santo, e foram identificadas zonas de maior convergência dos raios, ou seja, de energia, em função dos efeitos de refração e difração.

Melo Filho e Gonzales (1995) também estudaram o fenômeno de refração nesta região utilizando um modelo baseado na equação de declividade suave. Os resultados numéricos mostram que as ondas sofrem significativas alterações, especialmente próximo ao canal de acesso ao porto e a *offshore* do quebra-mar.

Albino e outros (2001), a partir de dados do INPH também simularam o padrão de entrada de ondas na Baía do Espírito Santo através de um modelo numérico de Boussinesq. Observando que por efeito de refração, as ondas dissipam energia dentro da referida baía aproximadamente entre as isóbatas de 25m e 30m e chegam à baía provenientes de três direções, basicamente: nordeste (NE), leste-sudeste (E-SE) e sul-sudeste (S-SE).

Piumbini (2006) utilizou o modelo SWAN de ondas para estudar a propagação de ondas monocromáticas na Baía do Espírito Santo considerando a direção de onda mais freqüente - aproximadamente E-SE. Nesse trabalho foi reafirmada a importância dos processos de refração e empinamento na distribuição das alturas significativas de onda na área de estudo.

### 3.4 EVENTOS EXTREMOS E A PROPAGAÇÃO DE ONDAS

A problemática da evolução das ondas oceânicas sobre influência dos ventos tem sido tema de muitos estudos. A densidade de energia espectral da onda varia no tempo e no espaço como resultado de diversos processos físicos: a

propagação de energia, a entrada de energia pela ação do vento, a dissipação de energia pela quebra de onda (*whitecapping*) ou por turbulência, e a troca de energia decorrente da interação entre diferentes componentes de ondas. Na prática, a relevância de todos esses processos varia de acordo com o campo de ventos e a geometria costeira (KOMEN *et al.*, 1984).

Segundo a teoria descrita de geração e propagação, a ocorrência de grandes ondulações em regiões oceânicas (e também eventualmente na região costeira) está associado a ocorrência de eventos meteorológicos extremos, associados ao tipo de fenômeno meteorológico, principalmente ciclones e anticiclones de escala sinótica e planetária (INNOCENTINI; CAETANO NETO, 1996; INNOCENTINI *et al.*, 2003; PINHO, 2003)

Portanto, uma boa previsão das ondas superficiais de gravidade oceânicas está intimamente ligada ao grau de conhecimento que se tem do campo de vento sobre o oceano (JANSEN, 2004), ou seja, dos processos dinâmicos que ocorrem na interface oceano-atmosfera.

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 dispersão de ventos, devido a alta pressão que encerra, os ciclones são caracterizados por um centro de convergência de ventos, por razão da baixa pressão. Ciclones extratropicais, embora muito menos violentos do que os ciclones tropicais, são maiores, 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). Segundo Innocentini e outros (2003), no Atlântico Sul, os ciclones e anticiclones migratórios são os responsáveis pelos estados de agitação marítima mais intensa. Frequentemente as maiores ondas de superfície, causadoras de naufrágios e ressacas, estão relacionadas aos ciclones extratropicais.

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).

Holthuijsen (2007) apresenta uma boa descrição de como essas ondas geradas por ventos durante eventos de tempestade se propagam para além da zona de geração de ondas, podendo se deslocar por longas distâncias, e eventualmente atingir a região costeira.

Em águas profundas a velocidade de propagação da energia da onda depende da frequência dos componentes de onda (DEAN; DALRYMPLE, 1998). Sendo assim, a energia das ondas de baixa frequência viaja então mais rápida do que a energia das ondas de altas frequências. O campo inicial de ondas randômicas, gerado por uma tempestade, será então desintegrado quando sair da zona tempestade. Campos com ondas mais regulares seguem na direção de propagação, com as menores frequências à frente e as frequências mais altas atrás (HOLTHUIJSEN, 2007).

O marulho (ondulação) apresenta geralmente uma frequência muito menor do que a vaga, sendo então esses dois tipos de ondas bem distintos, tanto em frequência quanto em direção. Além disso, o marulho é geralmente mais regular e com longas cristas, de forma que seu espectro é estreito (em frequência e em direção). Em contrapartida o mar recém formado por vagas é irregular e com cristas curtas e espectro muito mais largo (HOLTHUIJSEN, 2007).

Durante o período de 9 a 11 de agosto de 1988, um ciclone se desenvolveu sobre o Uruguai e se moveu sobre o Atlântico Sul, gerando uma forte tempestade, com intensa atividade de ondas ao longo da costa do Brasil, entre 22° e 32° S. A evolução dessa tempestade associada à resposta das ondas oceânicas foi estudada por Innocentini e Caetano Neto (1996) através dos dados atmosféricos do ECMWF, um modelo meteorológico e um modelo de onda de segunda geração. Os resultados indicaram a presença de uma extensa pista, de longa duração de tempo, com altas velocidades de vento direcionadas para a costa. O modelo de onda forçado com esse campo de ventos apresentou ondas com alturas de 8 m em águas profundas e 4 m próximo à costa.

Segundo Innocentini e outros (1999), o litoral do Rio de Janeiro, devido à orientação de sua linha de costa, recebe diretamente as ondas provenientes dos ciclones gerados em altas latitudes, ficando exposto a enormes pistas, com

ventos apresentando velocidades acima de 18 m/s capazes de gerar ondas com altura significativa de 5 a 6 m. Segundo Candella (1997), as principais ondas presentes no Atlântico Sul são as geradas nas médias e altas latitudes, por tempestades originadas nos ciclones extratropicais associados a frentes frias. O deslocamento desses ciclones ocorre de oeste para leste, no Atlântico Sul, gerando ventos de Sudoeste a Sudeste.

Innocentini e outros (2003) relatam a ocorrência de um intenso ciclone extratropical que se desenvolveu ao largo do litoral de São Paulo em maio de 2002, utilizando um sistema de previsão de ondas, baseado no WW3 para geração de ondas por vento em águas profundas e o SWAN para propagação de ondas em águas rasas. Esse sistema foi utilizado para recompor a agitação marítima gerada no durante esse evento. Constatou-se que a pista associada a esse ciclone teve curta duração e os ventos intensidade moderada, não parecendo reunir propriedades suficientes para gerar ondas com a altura observada (4 m em algumas localidades). A explicação para a ocorrência desse estado de mar foi o desenvolvimento de outro ciclone extra-tropical alguns dias antes ao sul do Uruguai em altas latitudes, ocasionando propagação de ondulação para o litoral sul e sudeste do Brasil. Então, quando o ciclone ao largo de São Paulo se intensificou, encontrou um mar propenso a desenvolver rapidamente ondas de grande porte, pois o vento forte e a ondulação deixada pelo ciclone anterior tinham aproximadamente a mesma direção.

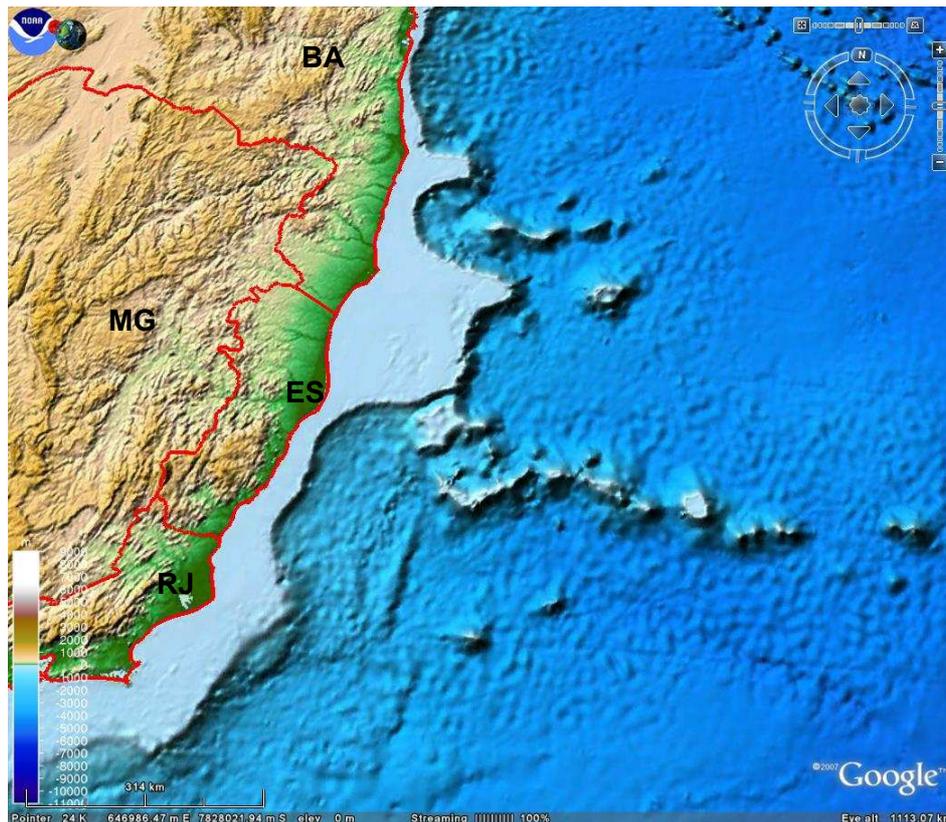
Pinho (2003) a partir de dados direcionais de ondas e dados de ventos coletados na Bacia de Campos classificou os mares de acordo com os principais sistemas meteorológicos que dominam a circulação atmosférica na região. Para cada tipo de mar foi feita uma quantificação por meio de análises no domínio do tempo, da frequência e da probabilidade dos principais parâmetros de ondas. Como resultado foi proposta uma classificação do estado de mar de acordo com os sistemas meteorológicos que dominam a circulação dos ventos em cada situação, associados ao Anticiclone do Atlântico Sul (situação predominante) e às passagens de frentes frias seguidas de um ciclone extra-tropical ou um anticiclone polar (situações de tempo ruim).

## 4    **ÁREA DE ESTUDO**

A área de estudo situa-se no ambiente marinho adjacente ao estado do Espírito Santo, considerando uma região compreendida entre as latitudes 22° e 18° S e as longitudes 41°W; 35°W. De maneira mais específica, será considerado também o ambiente costeiro da Baía do Espírito Santo como objeto de estudo do presente trabalho. Serão apresentadas então nesse tópico as características meteorocanográficas mais relevantes da área de estudo.

### 4.1.   LITORAL DO ESPÍRITO SANTO

O estado do Espírito Santo está localizado na região sudeste do Brasil e tem como limites o Oceano Atlântico a leste, a Bahia a norte, Minas Gerais a oeste e noroeste e o estado do Rio de Janeiro a sul. Possui um litoral pouco recortado com orientação nordeste-sudoeste e uma extensão litorânea aproximadamente 411 km, entre as coordenadas 39,663°W e 18,328°S ao norte e 40,96°W e 21,297°S ao sul; 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, encontra-se a Ilha da Trindade (12,5 km<sup>2</sup>) e as Ilhas de Martim Vaz, situadas a 30 quilômetros de Trindade (Figura 2).



**Figura 3** – Mapa representando ambiente marinho adjacente ao estado do Espírito Santo.

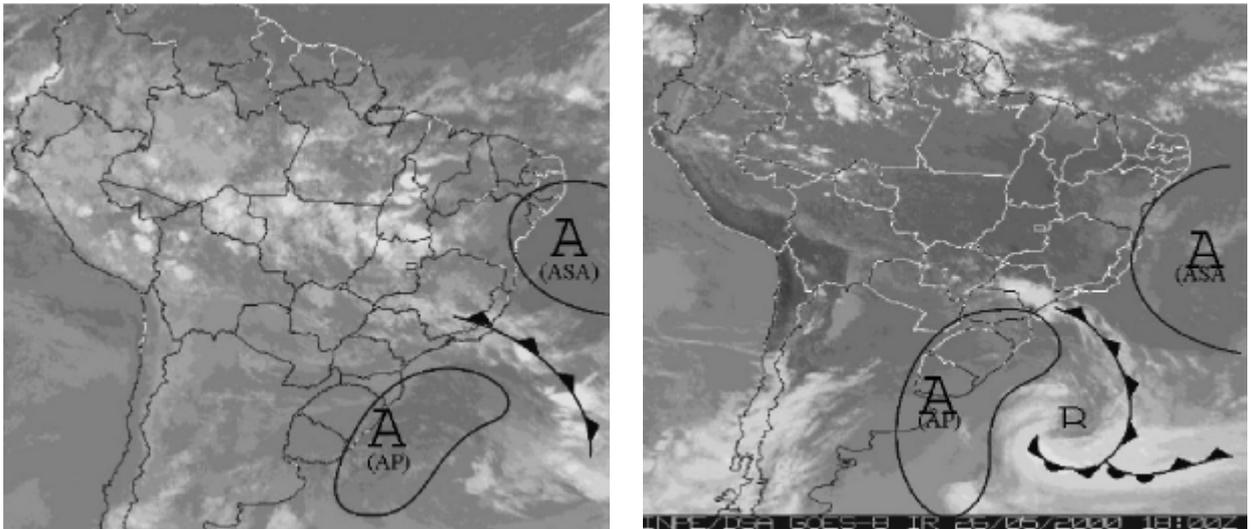
Fonte: Google Earth.

Neste Estado 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 regime de ventos padrão da região é resultante da dinâmica atmosférica do sudeste brasileiro. A mesma 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) (MENDONÇA; DANNI-OLIVEIRA, 2007).

Segundo Nimer (1989), na região sudeste os ventos que sopram mais freqüentemente durante o ano são dos quadrantes de Leste (E) e Nordeste (NE), provenientes das altas pressões subtropicais, ou seja, do anticiclone semifixo do Atlântico Sul, sendo esse anticiclone subtropical responsável pela estabilidade do tempo. Essa estabilidade somente é cessada quando ocorre a chegada das correntes de Sul, Oeste e Leste, que são responsáveis por instabilidades e bruscas mudanças no tempo, geralmente acompanhadas de chuva. Nas correntes de Sul, a instabilidade é caracterizada pela invasão do anticiclone polar, sendo verificado pelas entradas de ventos de quadrantes Sul (S) e Sudeste (SE), nas correntes de Oeste, a instabilidade ocorre em meados da primavera a meados do outono, sendo regularmente invadida por ventos nos quadrantes Oeste (W) e Noroeste (NW), trazidos por linhas de instabilidade tropicais, já nas correntes de Leste o período de maior freqüência é durante o outono e inverno, sendo formadas pelas ondas de Leste.

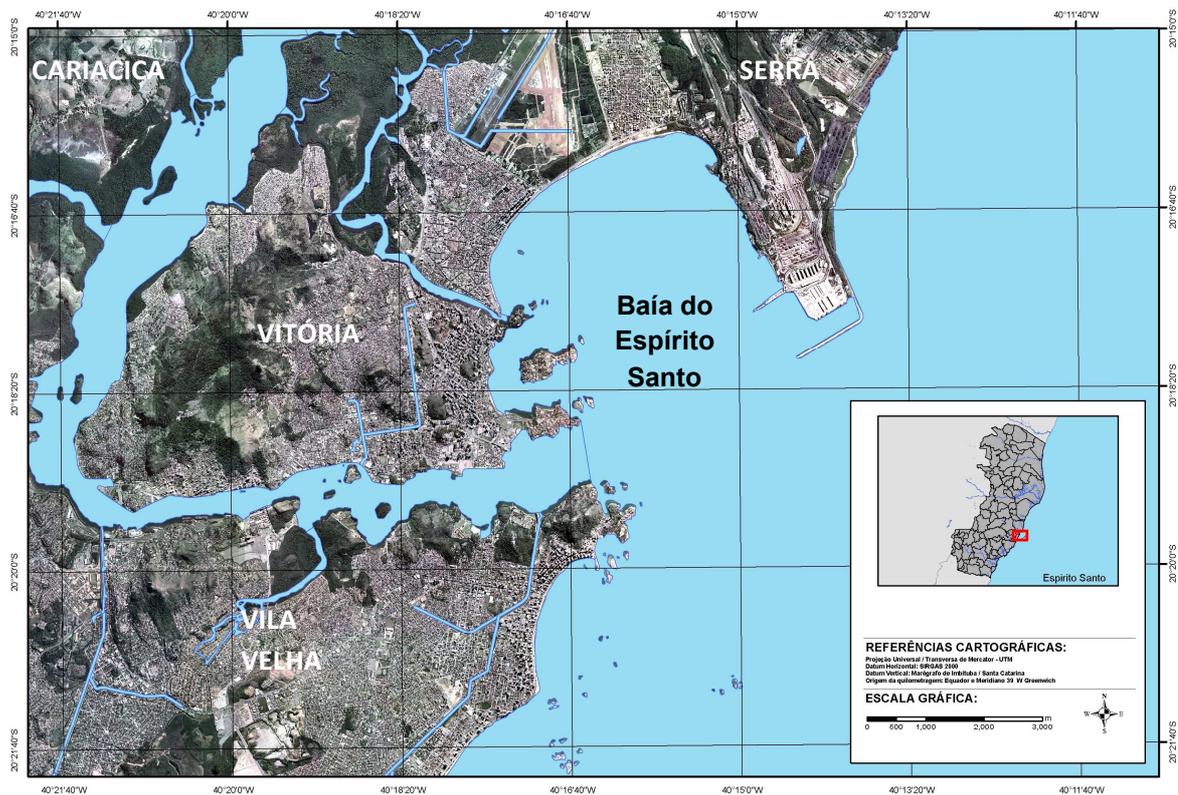
Segundo Innocentini e outros (1999) A região Nordeste, de Natal até Vitória no Espírito Santo, é atingida por ondas que chegam geralmente de nordeste, formadas pelos ventos do flanco esquerdo do anticiclone subtropical do Atlântico Sul. As vezes recebem pistas enormes com ventos de sudeste formadas ao longo de frentes frias que se propagam ao largo do litoral. Na região Sudeste, de Vitória a Paranaguá no Paraná, há uma acentuada transição entre a propagação de nordeste e dos ciclones extra-tropicais que se formam no sul do país. Algumas vezes ciclones formados na região agitam a superfície do mar.



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

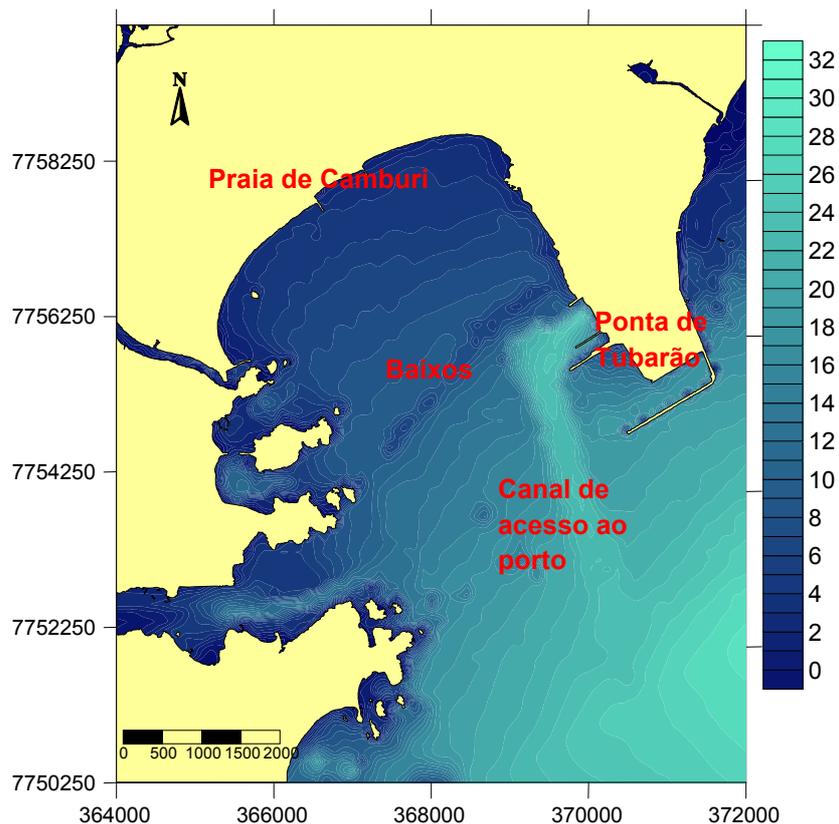
#### 4.1.2 BAÍA DO ESPÍRITO SANTO

Situado no município de Vitória, no Espírito Santo, a Baía do Espírito Santo (Figura 5) está localizada aproximadamente na latitude de  $20^{\circ}17' 53.06''$  S e longitude de  $40^{\circ} 15' 50.95''$  W; sua abertura voltada para sudeste (SE) (MELO e GONZALES, 1995).



**Figura 5** - Mapa representando a Baía do Espírito Santo - ES.

Em relação à batimetria, Albino *et al.* (2001) afirmam que a 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 à Ponta de Tubarão, no limite Norte da baía. Existe um canal de acesso ao sistema portuário de Tubarão que possui altas profundidades (ver Figura 6). Uma vez que este é constantemente dragado para possibilitar a entrada de navios neste porto, e influenciando a propagação das ondas que entram na baía. Na parte central da baía encontra-se um baixio localizado quase que paralelamente à linha de costa, onde há uma variação brusca de profundidade e exerce influência sobre a circulação de fundo e sobre a propagação das ondas de tempestade para o interior da baía.



**Figura 6** – Representação da Baía do Espírito Santo com algumas importantes feições representadas.

Resultados de altura significativa e períodos médios, obtidos pela RAM Engenharia Ltda a partir dos dados do INPH, são mostrados por Albino e outros (2001) para uma amostra de 684 registros de ondas medidos próximo a Ponta de Tubarão. A altura significativa da onda variou de 0,3 a 2,5 m, sendo que as mais freqüentes apresentaram alturas variando de 0,6 a 0,9 m . Os períodos médios mais freqüentes estão em torno de 5 a 6,5 s sendo que os maiores períodos registrados foram de 11 s.

## 5 METODOLOGIA

### 5.1 IMPLANTAÇÃO DO SISTEMA DE MODELAGEM DE ONDAS

A reconstituição da agitação marítima foi obtida a partir do sistema de modelos composto pelo WW3 e SWAN, já descritos nas seções anteriores. Neste trabalho, o WW3 foi utilizado para simular a geração e propagação de ondas em águas profunda, até a quebra de plataformas e o SWAN para a propagação de ondas em águas rasas. Para tanto é utilizado um aninhamento de grades do tipo *one-way*. A idéia básica dessa técnica é que a grade refinada utiliza as condições de contorno geradas pela grade maior, a partir dos resultados das simulações obtidos na etapa anterior.

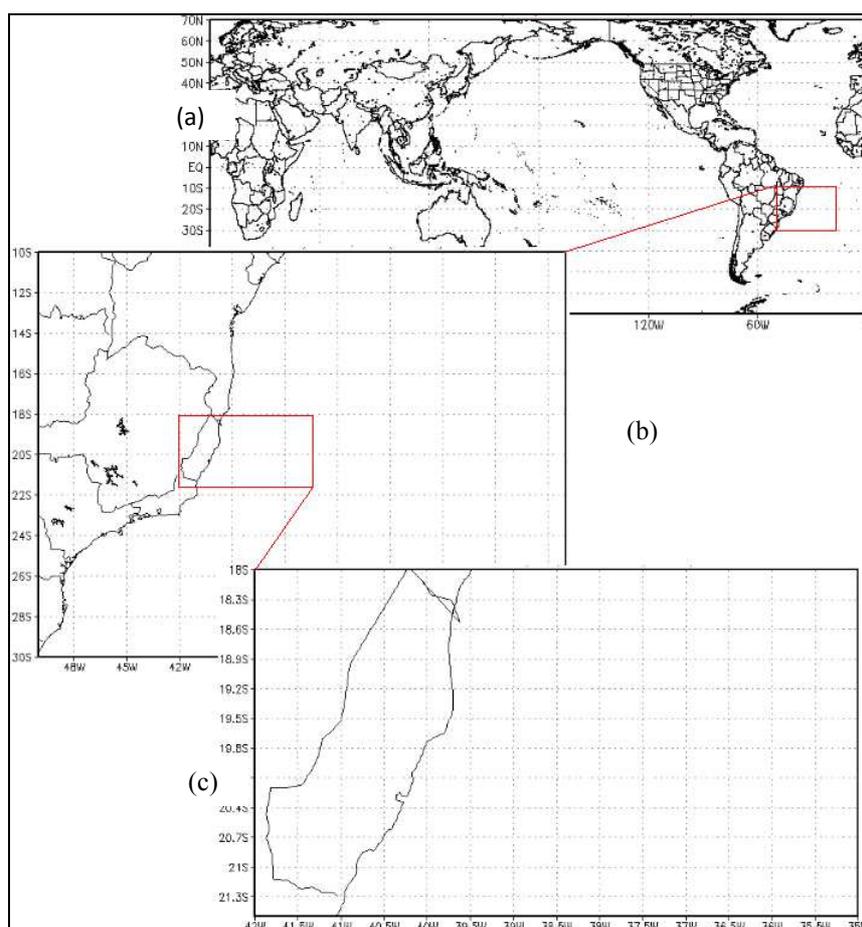
No presente trabalho foram realizados aninhamentos entre grades do WW3, entre o WW3 e SWAN, e entre grades do SWAN. No aninhamento de grades, o SWAN interpola os contornos espaciais da grade do WW3 e procura as condições de contorno nos tempos de saídas relevantes das execuções anteriores, para interpolar as condições de contorno no tempo da execução aninhada.

A implantação dos modelos WW3 e SWAN em seus respectivos domínios passaram pelas seguintes etapas: definição da grade espacial e da grade espectral; inserção dos valores de profundidade na grade de batimetria; identificação dos pontos de contorno da grade onde serão calculadas as condições de contorno e as variáveis de entrada; e definição dos processos físicos nos modelos.

#### 5.1.1. Modelo WW3

Foi utilizado no presente estudo o modelo WW3 na versão 3.12 (TOLMAN, 2007). Para a implantação do mesmo foi estabelecida uma seqüência de três domínios computacionais aninhados: de baixa resolução, de resolução intermediária e de alta resolução (Figura 7). Os domínios foram denominados, respectivamente, GLOBAL, BRASIL SUDESTE e ESPÍRITO SANTO. Para

cada um dos domínios foi definida uma grade computacional e uma grade batimétrica. A definição do tamanho, resolução, e localização geográfica de cada grade foram estabelecidas de forma a alcançar o fornecimento adequado de informações de onda de uma grade para outra, bem como os critérios de consistência e estabilidade da modelagem. Para isso o aumento da resolução da grade de um domínio para o outro deve respeitar uma proporção de no mínimo 1/5 (informação pessoal fornecida pelo prof. Dr. Valdir Innocentini).



**Figura 7** - Seqüência de aninhamentos de grades entre, respectivamente, o domínio de maior escala – GLOBAL (a), o domínio BRASIL SUDESTE (b) e o domínio de menor escala - ESPÍRITO SANTO (c).

Nesse estudo a opção foi utilizar as grades de batimetria para representar as profundidades semelhantes às grades computacionais, em tamanho e em resolução. As grades são do tipo curvilíneas uniformes para todos os domínios e utilizam coordenadas esféricas. A grade de menor resolução espacial, domínio GLOBAL possui 360 por 157 pontos de grade, com resolução espacial

de 1,0° de latitude e longitude. A grade intermediária, domínio BRASIL SUDESTE, possui 121 por 81 pontos de grade, com resolução espacial de 0,25° em ambas as direções. A maior resolução espacial foi estabelecida para a grade do domínio ESPÍRITO SANTO com 0,05° de resolução em latitude e longitude e 121 por 81 pontos de grade. Cabe ressaltar que este último domínio fornecerá a condição de contorno para posterior execução do modelo SWAN para a região costeira da Baía do Espírito Santo.

Os valores de profundidade para cada domínio do WW3 foi obtida da base de dados digitais ETOPO-1 do National Geophysical Data Center/Geodas Databases – NGDA – GEODAS – NOAA. Esta base fornece dados topobatimétricos globais com resolução de 1 minuto de arco que foram interpolados para calcular as profundidades nos pontos de grades para cada domínio.

As condições iniciais fornecidas ao WW3-GLOBAL são os campos de vento e a cobertura global de gelo. Esses dados foram obtidos da base de reanálises do modelo do NCEP/NCAR, versão AVN, com resolução espacial de 1,5°. Os dados de vento são atualizados quatro vezes ao dia (a cada 6 horas) considerando o vento a 10,0 m da superfície e, os dados de gelo, atualizados duas vezes ao dia (cada 12 horas). A partir de uma condição inicial de “partida fria”, ou seja, um mar completamente sem ondas, o domínio GLOBAL utiliza os dados do NCEP para geração de ondas. O espectro de onda obtido nessa etapa é fornecido como condição de contorno ao próximo domínio de maior resolução (WW3-BRASIL SUDESTE), além dos campos de vento e gelo. De forma similar, o WW3-BRASIL SUDESTE fornece as condições de contorno para o WW3-ESPÍRITO SANTO.

A grade espectral de todos os domínios considera 24 freqüências na discretização do espectro, espaçadas de forma logarítmica numa faixa entre 0,040 Hz a 0,3582 Hz. Para as direções a resolução do espectro é de 15°, ou seja, está dividido em 24 direções. A forma do espectro considerado é o de JONSWAP (HASSELMANN *et al.* 1973).

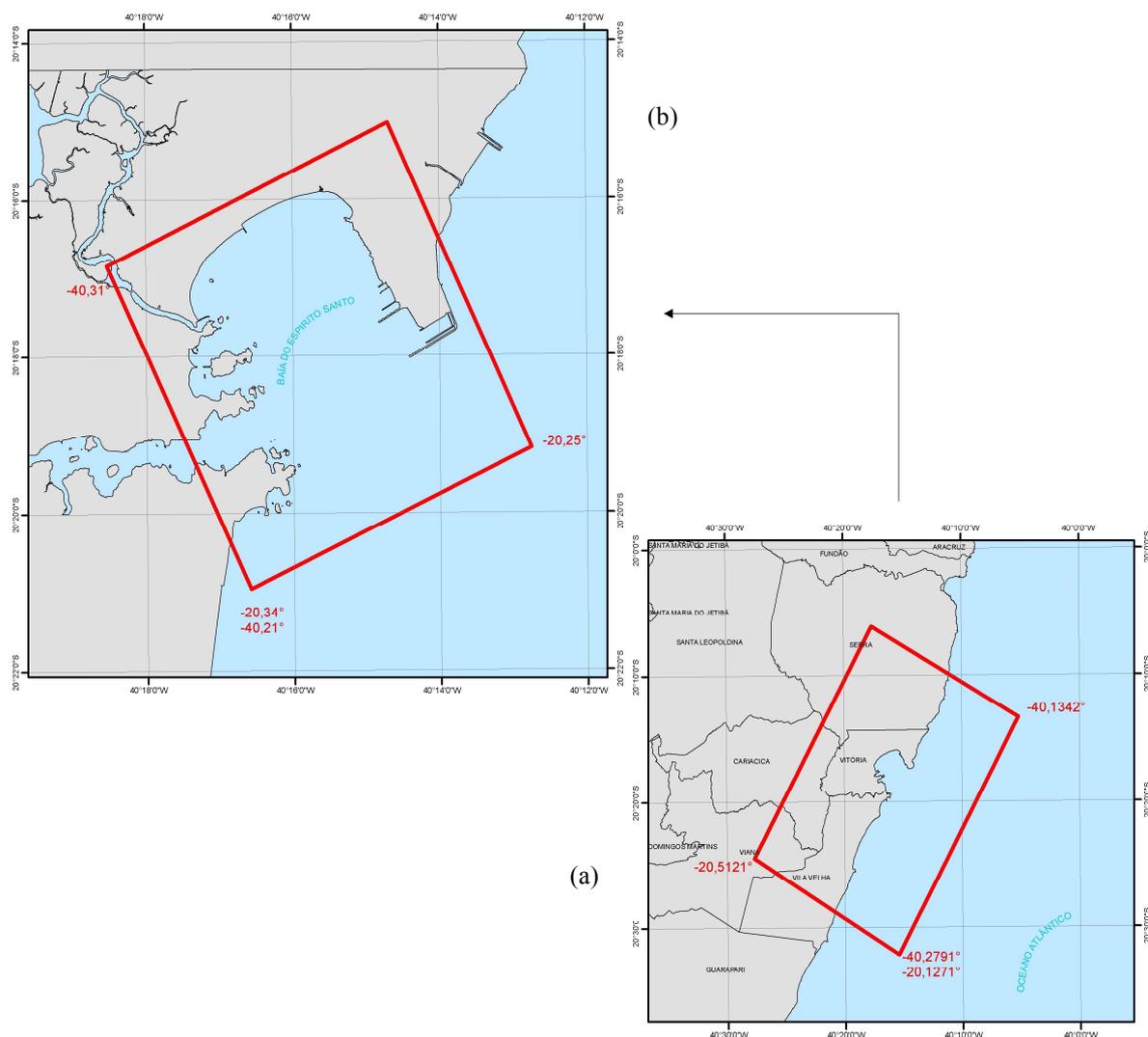
Todas as simulações do WW3 foram realizadas no modo transiente com passo de integração no tempo de 3600 s. As configurações da física dos termos fontes do modelo seguiram o padrão (*default*), conforme sugerido por Tolman (2007). Sendo assim, considerou-se a dissipação de energia por fricção com o fundo pela formulação de JONSWAP (HASSELMANN *et al.*, 1973); a quebra de onda induzida pela profundidade (BATTES; JANSSEN 1978 *apud* HOLTHUYSEN, 2007), e as interações onda-onda quádruplas foram modeladas usando a aproximação DIA (*discrete interaction approximation*, HASSELMANN *et al.*, 1985 *apud* HOLTHUYSEN, 2007).

Por fim, ao menor domínio do WW3, ESPÍRITO SANTO, foi aninhada uma grade do modelo SWAN, para qual fornece as informações sobre o espectro de onda.

### **5.1.2. Modelo SWAN**

O modelo espectral SWAN foi utilizado em sua versão 40.51AB, Ciclo III para a propagação de ondas em ambiente costeiro. A implantação do modelo se deu em uma seqüência de dois domínios computacionais aninhados, respectivamente, de menor resolução, que abrange (aproximadamente) a região marinha adjacente à Grande Vitória, e de maior resolução que engloba a Baía do Espírito Santo (Figura 8). A estratégia adotada para o SWAN ocorreu de forma similar à empregada no WW3, passando pelas etapas de definição das grades, implementação das condições de contorno, variáveis de entrada do modelo e definição dos processos físicos dos termos fonte do modelo.

O domínio de menor resolução do SWAN foi denominado VIX FINE e foi aninhado ao WW3 através da grade de menor resolução do mesmo (domínio ESPÍRITO SANTO), do qual recebe o espectro de onda fornecido como condição de contorno nas fronteiras abertas. O VIX FINE por sua vez passa as informações do espectro para o domínio do SWAN mais refinado, denominado BES.



**Figura 8** - Limites dos domínios aninhados do SWAN: de menor resolução - VIX FINE (a) e de maior resolução espacial - BES (b).

A grade computacional adotada para o domínio VIX FINE é curvilínea uniforme, em coordenadas cartesianas, com 65 por 45 pontos de grade e resolução espacial de  $0,01^\circ$ , ou aproximadamente 1100m. A grade batimétrica tem a mesma configuração da grade computacional.

Para o domínio BES, a opção foi adotar uma grade computacional curvilínea não-uniforme, afim de melhor representar algumas feições presentes na Baía do Espírito Santo relevantes para a propagação de ondas na região. Para confecção da grade computacional foi então aplicada uma distribuição hiperbólica. Esta técnica pode ser usada como uma alternativa quando a geometria de uma dada região é complexa de forma que uma grade uniforme

não é viável para ser usada nas simulações. 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 de batimetria tendam a zero, de forma que:

$$y = A \operatorname{tgh}(Bx) \quad (3)$$

$$dx = \frac{ds}{\sqrt{1 + \left(\frac{dy}{dx}\right)^2}} \quad (4)$$

As equações acima podem ser usadas para calcular  $\Delta x$  para um incremento constante de  $\Delta s$  ao longo da função  $y = f(x)$ . Dessa forma, ficou estabelecida uma grade com 66 por 65 pontos, em um domínio de, aproximadamente, 6800m em X e 4400m em Y. A grade batimétrica também é idêntica à malha computacional.

A Tabela 1 resume o esquema de grades aninhadas do WW3 e SWAN que foi descrito até aqui, apresentando detalhes da localização, tamanho e resolução das grades.

**Tabela 1: Os domínios computacionais, com o de menor resolução no topo da tabela, até o de maior resolução na parte de baixo. São mostradas as características de cada grade.**

<b>Domínio</b>	<b>Modelo</b>	<b>Latitude inicial e final</b>	<b>Longitude inicial e final</b>	<b>Resolução espacial</b>	<b>Número de Pontos</b>
GLOBAL	WW3	78°S; 78°N	0,0°; 360°W	1,0°	121 x 81
BRASIL SUDESTE	WW3	30°S; 10°S	50°W; 20°W	0,25°	121 x 81
ESPÍRITO SANTO	WW3	22°S; 18°S	41°W; 35°W	0,05°	360 x 157
VIX FINE	SWAN	20,5121°S; 20,1271°S	40,2791°; 40,1342°W	0,01° (1100m)	65 x 45

BES	SWAN	20,34°S; 20,25°S	40,31°W; 40,21°W	variável	66 x 65
-----	------	---------------------	---------------------	----------	---------

Os dados batimétricos fornecidos aos dois domínios do SWAN foram extraídos da digitalização da carta náutica nº 1401, escala 1:15000 da Diretoria de Hidrografia e Navegação da Marinha do Brasil DHN, 1983) e também dos dados das folhas de bordo do DHN para a Baía do Espírito Santo. Este banco de dados foi usado para calcular e interpolar os valores da profundidade em cada ponto de interesse das grades espaciais.

As condições iniciais para a simulação com o SWAN foram somente as informações do espectro de energia como condições de contorno 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.

A grade espectral, de ambos os domínios do SWAN, tem resolução da espacial de 15° com 24 direções e uma faixa de freqüência entre 0.04 a 1.00Hz, com 16 subdivisões em uma escala logarítmica.

As simulações com o SWAN foram realizadas no modo transiente, considerando que o passo de integração no tempo deve respeitar uma relação de 30 s para um espaçamento de grade de 100m (prof. Innocentini, informação pessoal). As configurações da física dos termos fontes do modelo seguiram o padrão (*default*), conforme sugerido por Ris (1997). Foram considerados os termos fontes para as interações não-lineares triplas (ELDEBERKY, 1996 *apud* HOLTHUYSEN, 2007), dissipação por *whitecapping* (KOMEN *et al.*, 1984) difração (HOLTHUIJSEN *et al*, 2003), fricção com o fundo segundo a formulação de JONSWAP (HASSELMANN *et al.*, 1973,) e quebra de onda induzida pela profundidade (BATTJES; JANSSEN, 1978 *apud* HOLTHUYSEN, 2007).

Todas as simulações numéricas foram realizadas no Laboratório de Simulação de Escoamento com Superfície Livre (LABESUL) utilizando computadores de 4

GB de memória RAM e processador Core2Duo com sistema operacional LINUX SUSE 10.3.

## 5.2. VERIFICAÇÃO DA MODELAGEM

Após a implantação do sistema de modelos espectrais WW3 e SWAN para reconstituição da agitação marítima, o passo seguinte é testar a potencialidade da ferramenta.

Os testes de validação do sistema de grades aninhadas implementadas somente será feito para os domínios do SWAN. Isso se deve ao fato do registro de ondas disponíveis contemplarem apenas regiões de águas rasas. Entretanto, o modelo WW3 é uma ferramenta extensivamente aplicada e validada em diversos trabalhos encontrados na literatura (TOLMAN, 1991; TOLMAN; CHALIKOV, 1996; CHU *et al.*, 2004; ABADIE *et al.* 2006; MELO FILHO *et al.*, 2008; CHAWLA *et al.*, 2009). Dessa forma, esses diversos trabalhos atestam a acurácia do modelo para águas profundas, bem como mostra suas potencialidades e limitações. Adicionalmente, uma configuração do WW3 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, citando apenas um exemplo dentro diversos outros. Entende-se também que, testando o domínio de menor resolução, então teoricamente todo o sistema de múltiplas grades está sendo testado como um todo.

Na comparação dos resultados modelados com os medidos foram calculados alguns de parâmetros estatísticos: média ( $x_{med}$ ), desvio padrão ( $s$ ), coeficiente de correlação ( $r$ ), viés (*Bias*), erro médio quadrático (*roots mean square error*, *RMSE*) e índice de espalhamento (*scatter index*, *SI*), tal como segue abaixo:

$$x_{med} = \bar{x} = \frac{\sum_{i=1}^n x_i}{n} \quad (5)$$

$$r = \frac{\sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})(y_i - \bar{y})}{\sqrt{\left( \sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^2 \sum_{i=1}^n (y_i - \bar{y})^2 \right)}} \quad (6)$$

$$Bias = \frac{\sum_{i=1}^n (x_i - y_i)}{n} \quad (7)$$

$$RMSE = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (x_i - y_i)^2}{n}} \quad (8)$$

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

Onde  $x$  e  $y$  é o valor são os valores observados e modelados respectivamente,  $\bar{x}$  e  $\bar{y}$  são as médias e  $n$  é o número de observações. Foi calculada também inclinação quadrática média (SS) definida como a raiz quadrada da razão entre a variância dos dados modelados ( $\sigma_y$ ) e a variância dos observados ( $\sigma_x$ ). Portanto:

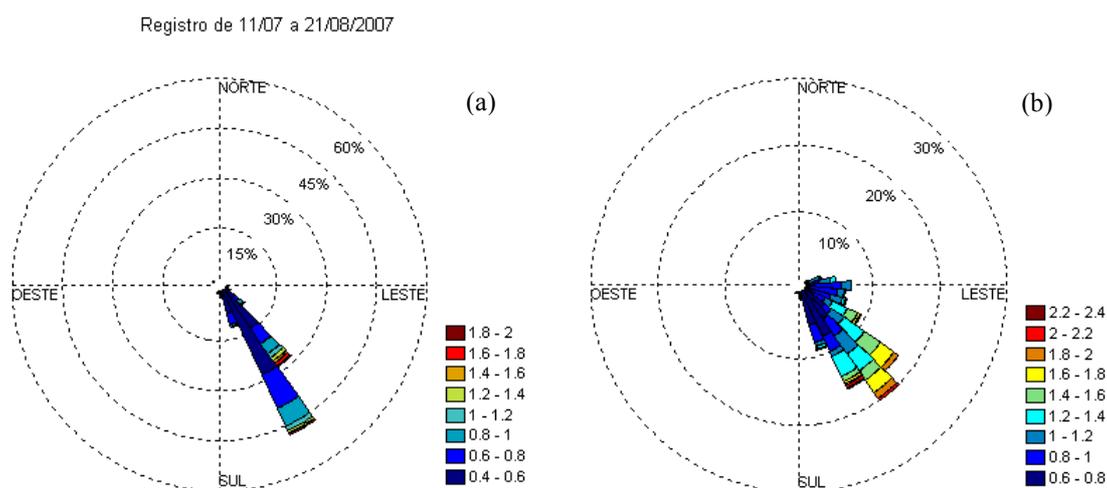
$$SS = \sqrt{\frac{\sigma_y}{\sigma_x}}, \quad \text{sendo que} \quad \sigma = \frac{\sum (x - \bar{x})^2}{(n-1)}$$

Esse último parâmetro (SS), também conhecido como declividade de regressão não tendenciosa, é o resultado de uma análise de regressão na qual nenhum dos dois conjuntos de dados é considerado como “perfeito”, mas contribuem igualmente para o erro. Para uma situação ideal para  $SS=1$ ; se  $SS>1$  os parâmetros modelados superestimam valores grandes (e/ou subestimam valores pequenos observados). Do contrário, quando  $SS<1$ , ocorre o oposto, ou seja, grandes valores observados são subestimados pelo modelo (e/ou

pequenos valores são superestimados) (MELO FILHO *et al.*, 2008). Foi também aplicada uma função de correlação cruzada para observar uma possível defasagem entre os dados medidos e modelados.

Os cálculos foram avaliados em termos da altura significativa de onda ( $H_S$ ), direção média de propagação ( $Dir$ ) e período de pico ( $T_P$ ). Dessa forma, a validação do sistema de modelos foi obtida a partir da análise estatística dos resultados obtidos das simulações numéricas, de ambos os domínios do SWAN, comparados com dados de medições de onda em campo (Figura 9).

Os resultados das simulações do foram comparados primeiramente com um registro de ondas obtido entre 06/06/2003 e 26/06/2003 por Machado (2005) em um ponto de coordenadas  $20^{\circ}19'39.7''$  S e  $40^{\circ}14'34.3''$  O, próximo a entrada da baía. As medições foram efetuadas por um ADP 600 kHz, usando Firmware versão 16. 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 2 Hz, obtendo os valores de  $H_S$ ,  $T_P$  e  $Dir$ . Nesse caso os resultados foram avaliados para o domínio VIX FINE, dado que o ponto de monitoramento não está incluído no domínio BES (Figura 10).



**Figura 9** - Distribuição de freqüências para os dois registros obtidos. Ponto localizado em  $20^{\circ}16'51.65''$  S e  $40^{\circ}16'17.21''$  O (a) e outro em  $20^{\circ}19'39.7''$  S e  $40^{\circ}14'34.3''$  (b).

Em outro teste, os resultados das simulações do domínio BES foram comparados com um registro de ondas obtido por Pasolini (2008) entre 10/07/2007 e 21/08/2007 (Figura 9b), utilizando os mesmos testes estatísticos supracitados. O registro refere-se a um ponto localizado no interior da baía, aproximadamente, a 1,5 km da praia de Camburi, próximo à isóbata de 6,0 m nas coordenadas de 20°16'51.65" S e 40°16'17.21" O (Figura 10). As medições foram realizadas com um ondógrafo direcional modelo S4ADW da Inreocan System, Inc, versão 5.05. Os dados de ondas foram lidos a cada 1 hora com médias de 20 minutos de dados a uma taxa de registro de 2 Hz. Os dados de altura significativa ( $H_S$ ), direção média ( $Dir$ ) e período de pico ( $T_P$ ) da onda foram registrados de hora em hora contabilizando um total de 503 registros de onda.

## 5.2 RECONSTITUIÇÃO DA AGITAÇÃO MARÍTIMA

Afim de por em prática o sistema de grades aninhadas construído para esse trabalho, a metodologia foi utilizada para descrever entender a agitação marítima ocorrida para uma data entre 31 de maio e 05 de junho de 2006. Essa agitação marítima está relacionada à passagem de um ciclone extratropical, e foram noticiados diversos prejuízos econômicos e sociais ao longo da costa sul e sudeste (inclusive na Baía do Espírito Santo), além de ter sido um caso extremo e peculiar.

Como primeiros passos, foram coletados diversas informações a respeito do ocorrido, através da mídia impressa e digital e trabalhos técnicos e científicos que abordaram o assunto. Esse evento extremo foi descrito e estudado através da reconstituição do estado de mar para os dias de sua ocorrência, utilizando o sistema de grades aninhadas anteriormente descrito.

Com intuito de mostrar a evolução dos sistemas atmosféricos associado a este estado de mar intenso no litoral do Espírito Santo, foram adquiridos dados de pressão ao nível médio do mar (PNM) das reanálises do NCEP. Esses são uma média horária, disponibilizados a cada 3 horas e foram analisados na forma de cartas de distribuição. Além desses dados, complementaram a análise os dados do campo de ventos (os mesmos utilizados como entrada no WW3) e os

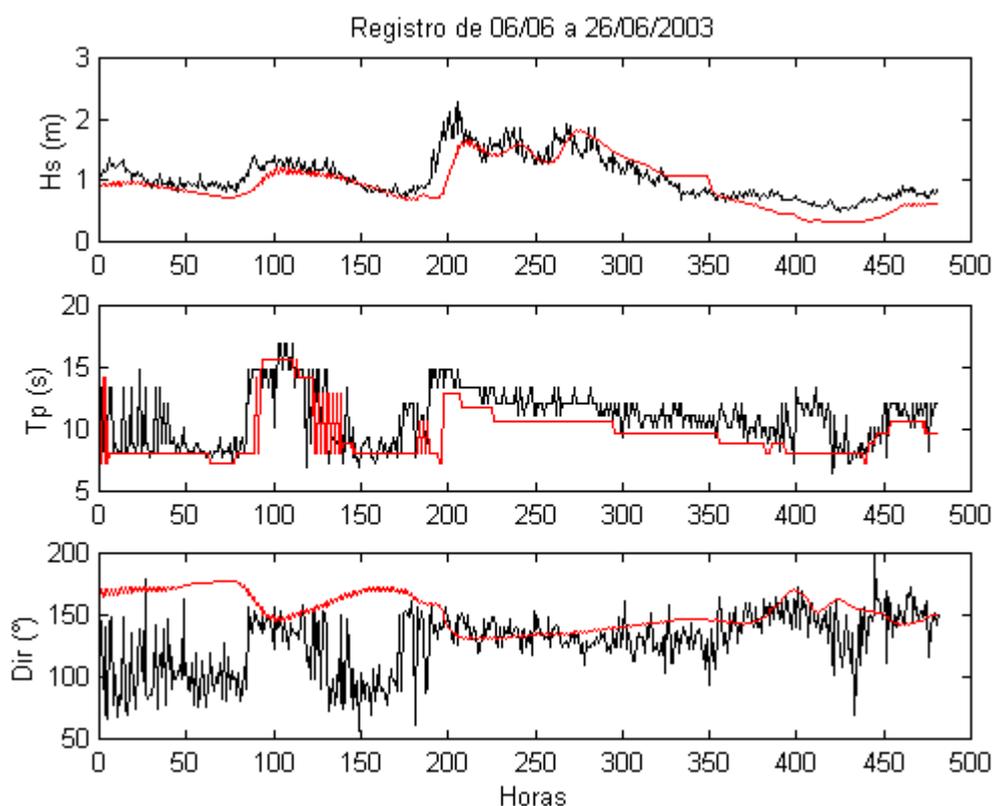
próprios resultados obtidos da modelagem numérica. Embora a data do evento gire em torno dos primeiros dias do mês de junho de 2006, as simulações foram realizadas desde o dia 01/05/2006 até o dia 10/06/2006. Dessa forma o tempo de computação foi extenso o bastante para “aquecer” o modelo, ou seja, partindo de uma condição inicial sem ondas, até que ocorra a geração de ondas pelo vento e modelo atinja uma condição estacionária.

Por fim, paralelamente às demais atividades desenvolvidas durante a realização do presente estudo, foram elaborados programas de interface, elaborados em linguagem Fortran e Shell Script, para realização dos cálculos e programas de visualização gráfica dos resultados, que serão apresentados no seguinte tópico.

## 6 RESULTADOS E DISCUSSÃO

### 6.1 TESTES DE VERIFICAÇÃO

Uma análise qualitativa dos resultados como visto na Figura 10, mostra de maneira geral que a ferramenta utilizada foi capaz de simular satisfatoriamente o comportamento das ondas no que diz respeito à altura significativa e período de pico. Quanto à direção média de onda, o modelo parece apresentar alguma limitação em calcular mudanças bruscas na direção de propagação.



**Figura 10** - Comparação no tempo entre os dados observados em preto, e o modelado em vermelho. Registro de 2003. A hora zero refere-se à primeira hora de onda registrada pelo ADP.

Na comparação estatística dos resultados das simulações para o período de 06/06 a 26/06 com os dados observados no registro de ondas (Tabela 2) foram encontrados valores médios de 0,95 m, 9,66 s e 153,35° para altura significativa, período de pico e direção respectivamente, ao passo que, os valores médios para os dados medidos em campo são 1,06 m, 10,10 s e 128° para os mesmos parâmetros. O cálculo do viés ou Bias, mostra com maior clareza a diferença entre o observado e o modelado, que foi 0,11 para altura

significativa, 1,31 para período de pico e -25,14 para direção. Isso mostra uma tendência do modelo em sobreestimar as alturas significativas e períodos de pico enquanto que os valores das direções são superestimados. Em comparação com outros trabalhos que utilizam metodologias semelhantes, com aninhamento de modelos espectrais, nota-se que não existe um padrão geral quanto a essa tendência, sendo encontrados tanto casos onde os parâmetros são subestimados (JIN; JI, 2001; PIRES-SILVA *et al.*, 2002) quanto casos onde são sobreestimados (BOOIJ *et al.*, 1999; LIN *et al.*, 2002; PILAR *et al.*, 2008).

**Tabela 2: Resultados dos testes estatísticos. Dados modelados comparados com o registro de ondas de 06/06 a 26/06/2003.**

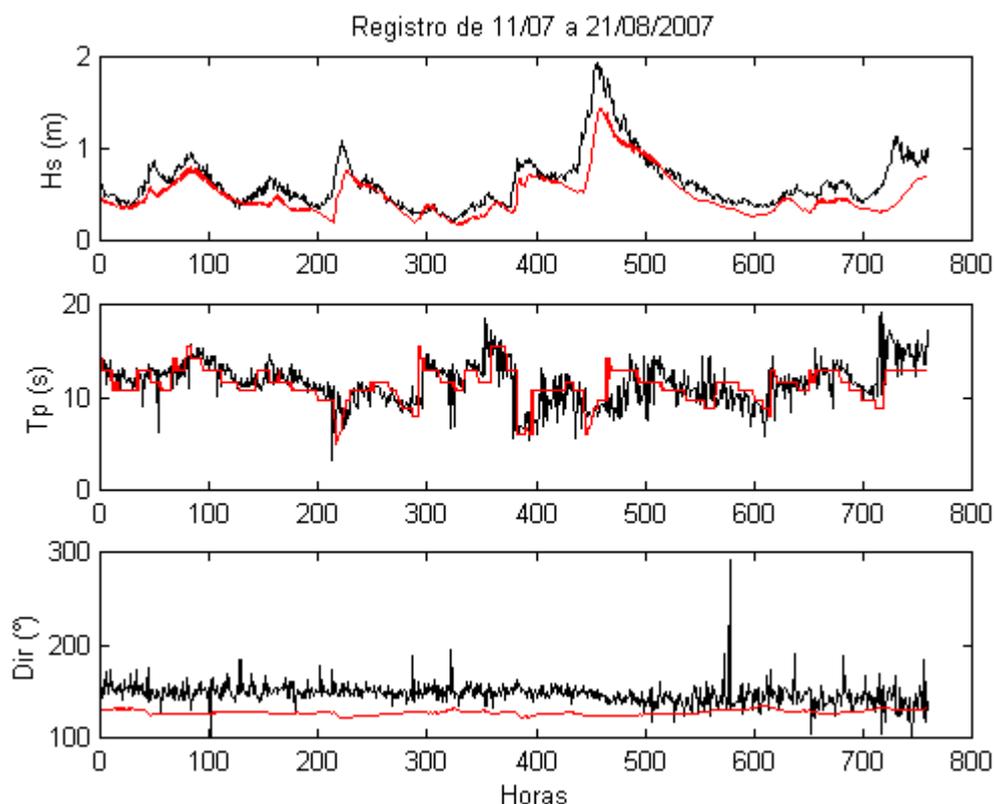
	$H_s$	$T_p$	$Dir$
<b>Média</b>	0,95	9,66	153,25
<b>r</b>	0,83	0,59	-0,46
<b>RMSE</b>	0,24	2,34	41,00
<b>Bias</b>	0,11	1,30	-25,14
<b>SI</b>	0,23	0,21	0,32
<b>SS</b>	1,10	0,91	0,56

O cálculo do erro médio quadrático (RMSE - *root-mean-standard-error*) indica que o erro do modelo em relação à altura significativa é de 0,24 m, do período de pico é de 2,34 s e 41° para a direção média. Esses valores encontrados de RMSE reafirmam que, para altura significativa altura significativa e período de pico, o modelo apresenta resultados numa margem de erro aceitável, bastante razoáveis em comparação com o que é apresentado na literatura. Para direção média o erro é mais crítico que e erros nessa escala podem indicar erroneamente o quadrante de propagação da onda. Contudo, a direção média é sabidamente o parâmetro, do SWAN e do outros modelos espectrais, que frequentemente apresenta maiores problemas, como mostram diversos trabalhos, citando, por exemplo, Booij e outros (1999); Lin e outros (2002); Gorman e outros (2003).

O índice de espalhamento (SI) é o RMSE normalizado pela média dos valores observados, ou seja, a partir dele é possível dizer se o erro encontrado é relativamente bom em função dos valores médios. Para o caso simulado, os

índices calculados foram de 0,23, 0,21 e 0,32 para altura significativa, período de pico direção média. O resultado também é satisfatório em comparação ao encontrado em outros trabalhos.

Os resultados da simulação para o período entre 10/07 e 21/08/2007 também tiveram boa concordância com os dados medidos em campo, tanto qualitativamente quanto quantitativamente, como pode ser visto na Figura 11 e na Tabela 3. Analisando a Figura 11 é possível notar que o resultado computado (linhas vermelhas) responde bem ao comportamento registrado pelo ondógrafo (linhas pretas) para alturas significativas e períodos de pico.



**Figura 11** - Comparação do resultado no tempo. Linhas pretas representam os dados observados linhas vermelhas os dados modelados. Registro de 2007. A hora zero da computação é a primeira hora de registro do ondógrafo.

**Tabela 3: Resultados obtidos dos testes. Dados modelados comparados com o registro de ondas de 10/06 a 21/07/2007.**

	Hs	Tp	Dir
<b>Média</b>	0,50	11,33	127,71

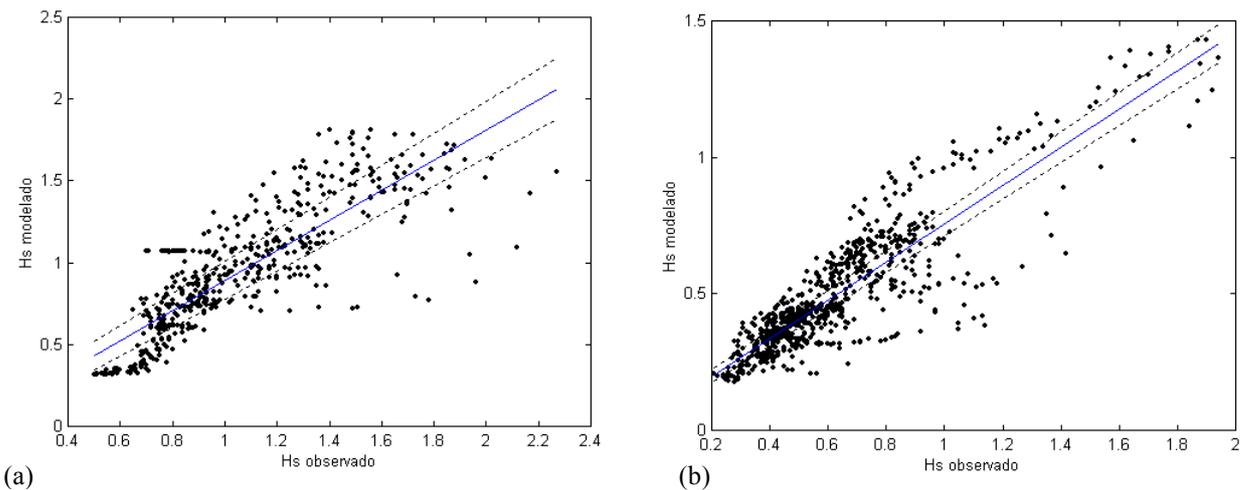
<b>r</b>	0,88	0,55	-0,01
<b>RMSE</b>	0,18	1,98	22,77
<b>Bias</b>	0,12	0,19	19,94
<b>SI</b>	0,29	0,17	0,15
<b>SS</b>	0,80	0,78	0,22

Na Tabela 2 são apresentados os parâmetros estatísticos calculados, comparando os dados modelados com os dados observados para um ponto próximo à costa, na Praia de Camburi. Os valores médios calculados estão relativamente próximos aos valores médios observados: 0,54 m e 0,63 m para altura significativa, 11,35 s e 11,54 s para período de pico e 135,55° e 170° para direção (dados modelados e respectivos dados observados). O cálculo do RMS também indica uma margem de erro razoável, de 0,19 m para altura significativa, 1,98 s para período de pico e, para direção, com um erro de 22,77°. O cálculo de Bias, com valores positivos, ou seja, valores observados maiores que os modelados, mostram a tendência do modelo em subestimar os resultados.

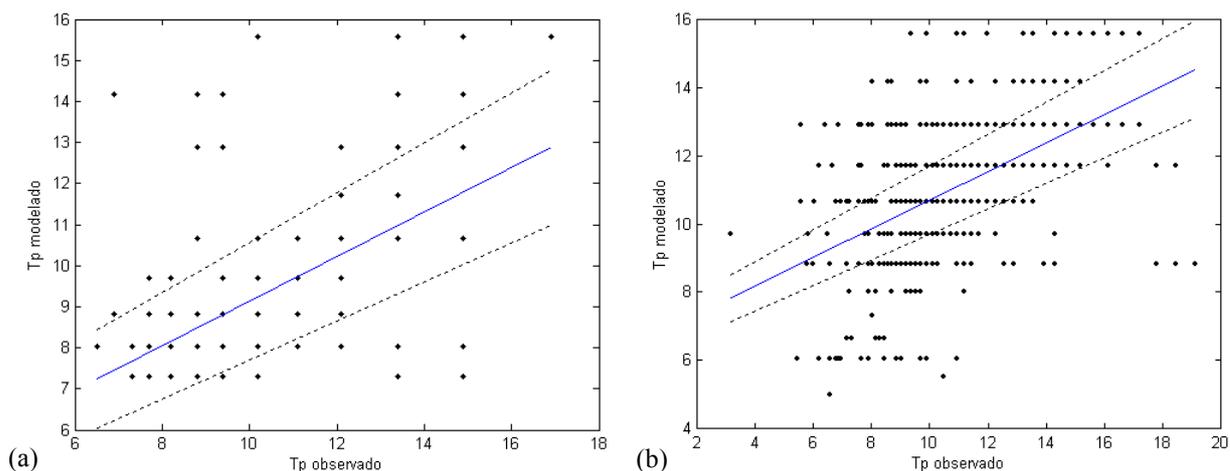
A correlação linear (ou correlação de Pearson) mostra o quanto os valores modelados se aproximam dos valores medidos nas estações de monitoramento. Se a maioria dos valores no conjunto dos dados simulados está fortemente associada com a maior parte dos valores medidos a correlação é positiva e próxima a um, ou seja, 100% de correlação. No presente estudo as correlações encontradas nos dois experimentos foram de 83% e 88% para altura significativa. Na Figura 12 são vistos os gráficos de dispersão, que comparam  $H_S$  observado com  $H_S$  modelado. O fato dos pares de pontos estarem agrupados em torno da linha de tendência (para um intervalo de confiança de 95%) mostra que os dados apresentam alguma correlação. Porém os pontos espalhados podem indicar que a relação entre as duas variáveis (dados modelados e observados) não é exatamente linear, principalmente para os dados do registro de 2003 (Figura 12a), onde o intervalo de confiança (linhas pontilhadas na figura) é pior e o SI também é o maior (0,30). Para períodos de pico a correlação está em torno de 56% e 59%, que pode ser considerada baixa e que pode ser visto na Figura 13. Para a direção média a correlação é

negativa, ou seja, analisando somente esse parâmetro, não há qualquer concordância entre os pares de dados.

Os índices de correlação linear relativamente baixos poderiam, a princípio, indicar um desempenho ruim do modelo. Porém Booij e outros (1999) e Melo Filho e outros (2008) afirmam que o  $r$  e nem mesmo o  $RMSE$  isoladamente são suficientes para atestar a eficiência de um modelo numérico. Se observados os valores de  $RMSE$  e  $SI$ , tem-se indicativo de um bom desempenho do modelo, principalmente para  $H_S$  e um pouco abaixo o  $T_P$ . Para Gorman e outros (2003) e Behrens e Günther (2008) a determinação de  $H_S$  pode ser considerado o fator mais importante a ser determinado na previsão da agitação marítima, dado o perigo que grandes ondas podem representar para a segurança da navegação e estruturas *offshore* e costeiras.



**Figura 12** - Gráfico de espalhamento, comparando a altura significativa modelada com a observada para os registros entre 06/06 e 26/06/2003 (a) e de 10/07 a 21/08/2007 (b).



**Figura 13** - Gráfico de espalhamento para os valores modelados e observados para período de pico. À direita têm-se o registro de 06/06 a 26/06/2003 (a) e, à esquerda, de 10/07 a 21/08/2007 (b).

O parâmetro inclinação quadrática média (SS) que indica a qualidade dos dados modelados em reproduzir dados medidos em uma condição ideal, admitindo o possível erro associado à medição e ao resultado modelado. Os valores encontrados para período de pico e altura significativa estão próximos a 1, ou seja, de uma condição ideal. Com exceção da altura significativa encontrada para o registro de 2007 ( $SS = 1,10$ ), o SS está sempre abaixo de 1, o que quer dizer que o modelo de maneira geral subestima pequenos valores.

Chu e outros (2004) afirmam que o coeficiente de correlação linear nem sempre é um bom parâmetro podendo levar a conclusões errôneas. Isso ocorre porque para que a relação entre as variáveis seja tão fortemente linear não deve haver qualquer defasagem em relação ao tempo entre dos dados simulados e o registro de campo. Justamente essa defasagem foi observada nesse estudo. Aplicando uma função de correlação linear foi observado que existe certo *lag* dos dados modelados em relação aos dados observados.

**Tabela 4: Máxima correlação encontrada e a defasagem para cada parâmetro.**

	Registro de 2003		Registro de 2007	
	Correlação	Lag	Correlação	Lag
$H_s$	0,91	8	0,92	6
$T_p$	0,69	9	0,56	1

<b>Dir</b>	-0,24	-20	-0,004	-11
------------	-------	-----	--------	-----

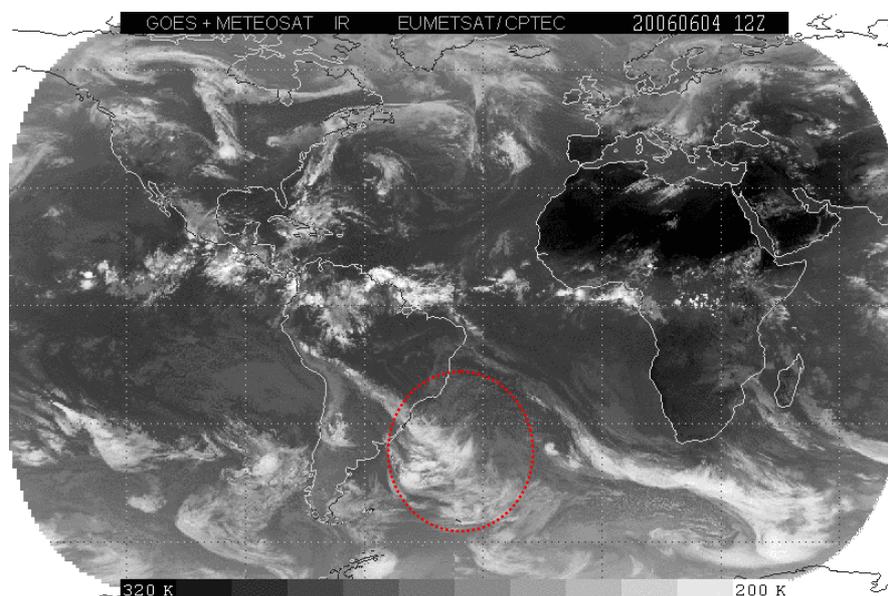
Conforme observado na Tabela 4, foram encontradas boas correlações, principalmente para altura significativa, que foram acima de 90%. Contudo, parece haver um atraso entre 6 e 8 horas da computação em relação ao tempo real de medição *in situ*. De maneira geral resultados imprecisos de modelos numéricos podem estar associados a diversos fatores, como erros na batimetria, erros nas condições de contorno, até mesmo erros do próprio modelo. No caso do presente estudo, é levantado a hipótese de imprecisão nos campos de vento fornecidos para o modelo. Ventos associados a ondas pequenas (abaixo de 1m) como observados na maior parte dos registros obtidos, não são ventos fortes e conseqüentemente são mais difíceis de serem descritos espacialmente (diferentemente do caso do ciclone de 2006 onde ocorrem grandes alturas de ondas). Outro fator é a influencia de mares locais, ou seja, ondas geradas próximas à praia por ventos locais, que não são fornecidos ao modelo SWAN. Além disso existe um erro já associado ao WW3 que não foi avaliado aqui, mas que em geral é de 10 a 15% conforme mostra a literatura (CHU *et al.* 2004,; ABADIE *et al.* 2006; MELO FILHO *et al.*, 2008 CHAWLA *et al.*, 2009).

Sendo assim, tomando em consideração todos os parâmetros estatísticos avaliados e comparando com outros trabalhos, considera-se que a ferramenta utilizada é capaz de reproduzir de maneira razoável, dentro de uma margem de erro aceitável. Os resultados são melhores para altura significativas, depois para período de pico e piores para direção principal.

## 6.2 CASO DE JUNHO DE 2006

Durante o período do fim de maio ao início de junho de 2006, grandes alturas de onda foram observadas em diversos pontos do litoral Sul e Sudeste do Brasil. Segundo meteorologistas do Instituto Nacional de Meteorologia (INMET) esse evento meteorológico extremo associado à agitação marítima foi atribuído à ocorrência de um ciclone extratropical, desenvolvido em mar profundo.

No dia 4 de junho de 2006, jornais do Estado do Rio de Janeiro noticiaram a ocorrência de ondas de 3 m de altura no litoral desse estado, atribuída à passagem do ciclone (O GLOBO, 2006, Anexo B). Quadros e outros (2006) observaram a ocorrência de um sistema ciclônico no Atlântico Sul, entre os dias 2 e 4 de junho do mesmo ano, através da análise de imagens de satélite (Figura 14) e dos dados do modelo meteorológico do CPTEC/INPE. Os autores relatam ainda a ocorrência de ondas de 5 m, próximo ao litoral de Santa Catarina. No Espírito Santo foram relatadas pela mídia local, no dia 5 de junho, mortes causadas pelas fortes ondas na costa, além de diversos prejuízos em muitos pontos do litoral capixaba, inclusive na Baía do Espírito Santo (A TRIBUNA, 2006) como pode ser visto no Anexo A.



**Figura 14** - Imagem do satélite Góes/Meteosat do dia 04/06/2006. Circulo em vermelho destaca a presença de um sistema frontal associado a um cavado de baixa pressão.

Fonte: Modificado de Quadros e outros (2006).

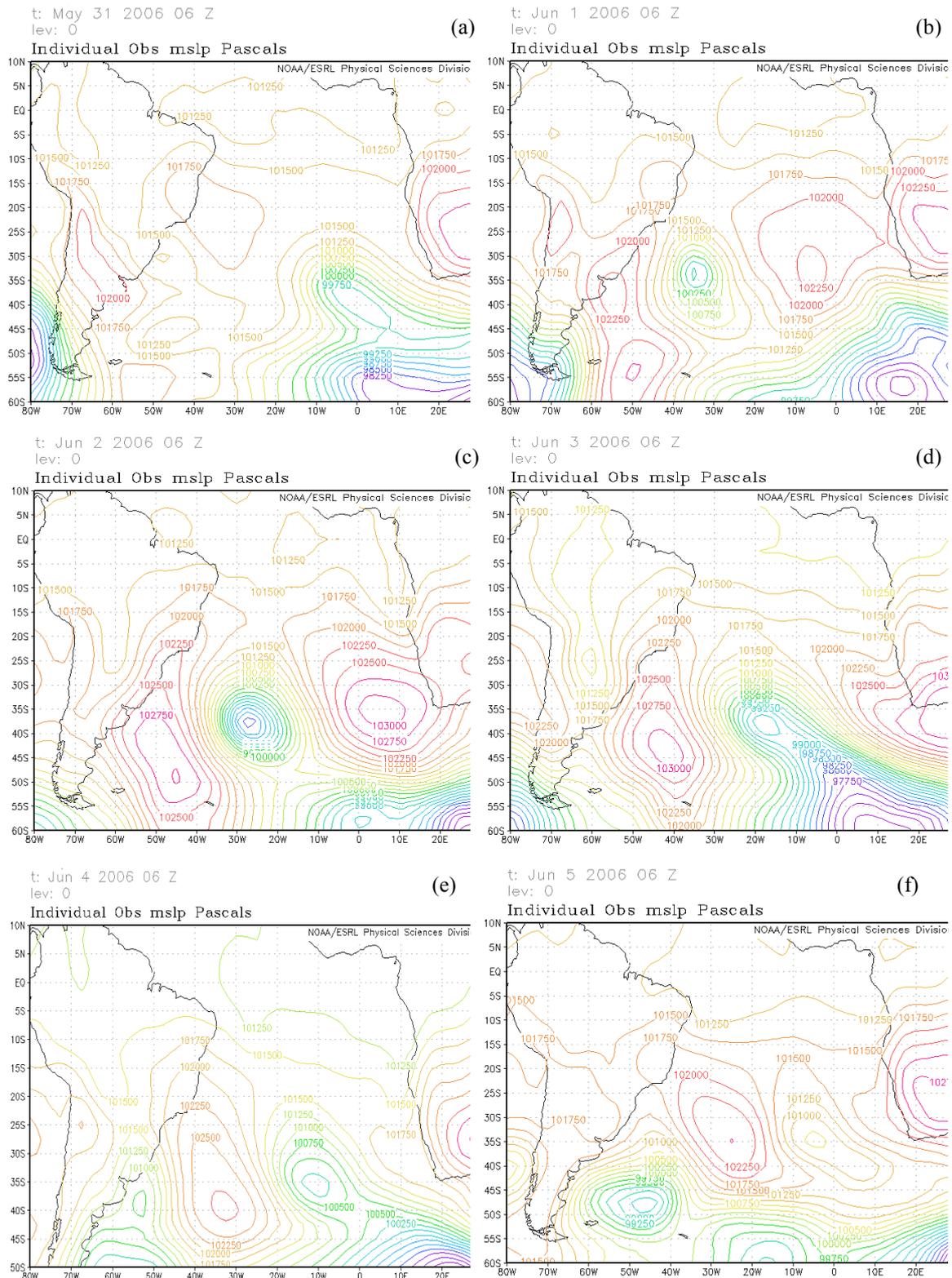
A análise das cartas de pressão reduzida ao nível do mar (PNM) e de vento mostra que os dias que antecederam (28 a 31 de maio) a intensificação do evento de onda no ES foram marcados pela passagem de um ciclone extratropical sobre o Atlântico Sul, que havia se formado em altas latitudes. Esse tipo de fenômeno, relativamente comum no inverno austral (NIMER, 1989; INNOCENTINI; CAETANO NETO, 1996; LIMA *et al.*, 2004; ALVES, 2006), foi responsável por estado de agitação marítima de intensidade moderada, mas que não pareceu reunir características que justificassem as ondulações

observadas na costa brasileira. O resquício dessa situação meteorológica pode ser visto na Figura 15a, relativa ao dia 31 de maio, onde se vê um centro de baixa que se desloca em direção à borda oeste do Atlântico Sul.

No entre os 31 de maio e 01 de junho observa-se, entretanto, o surgimento de um centro de baixa pressão que se intensificou, indicando a formação de um novo ciclone na costa sul brasileira (aproximadamente em 35° S e 45° O) (Figura 15b) e geração de um campo de ventos paralelo à costa com magnitudes de até 20m/s aproximadamente em 35° S e 30° O (Figura 16a).

Nos dias seguintes tem-se um no aumento no gradiente de pressão entre o flanco esquerdo do ciclone e o anticiclone localizado em aproximadamente 40° S e 50° O. Nas Figuras 15b e 15c este gradiente de pressão pode ser observado pelo adensamento das isóbaras. Como resultado desse gradiente tem-se uma intensificação dos ventos associado à porção esquerda da formação ciclônica. Tal fato é observado nas análises dos ventos nas Figuras 16b e 16c, que mostram uma extensa pista de ventos associada ao flanco esquerdo deste ciclone com velocidades de até 14 m/s e que magnitudes de velocidades de até 24 m/s em 40° S e 30° O.

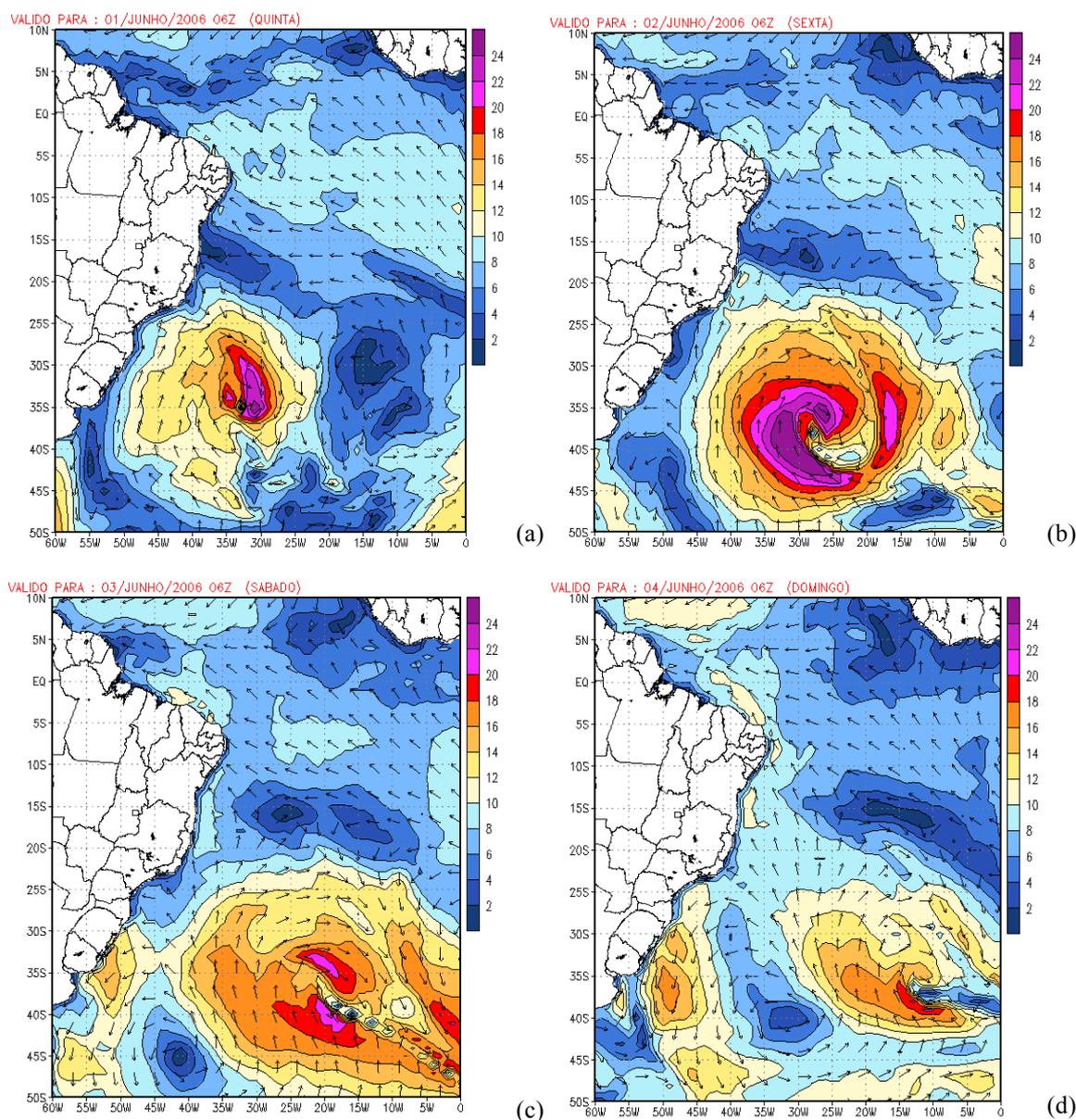
É possível observar ainda que entre os dias 2 e 3 de junho o vórtice ciclônico não apresentou deslocamento significativo, permanecendo estacionário na porção central do Atlântico Sul, em torno de 35°S e 35° O. Esse tipo de situação favorece a existência de pistas consistentes para geração de ondas, com tempo e espaço suficientes para a transferência de energia do vento para a superfície do oceano. Outros estudos de casos mostram que cenários como esses geralmente estão associados à ocorrência de grandes ondulações, como na ressaca de abril de 1999, onde se têm um sistema ciclônico atuando por quase três dias no oceano, gerando ondas que atingiram severamente o Estado do Rio de Janeiro (LIMA; TORRES JR, 2000). Situação semelhante foi visto também em fevereiro de 2002 na ressaca que atingiu Santa Catarina (BITENCOURT *et al.*, 2002).



**Figura 25** - Cartas de pressão ao nível médio do mar mostrando a evolução dos sistemas atmosféricos ao longo dos dias 31 de maio, 1, 2, 3, 4 e 5 de junho.

A análise da evolução do campo de ventos na seqüência da Figura 16 mostra que, a pista associada aos sistemas de baixa e alta pressão tem direção SO à S nos dias 02 e 03 de junho, favorecendo então a geração e propagação de

ondas em direção à costa sudeste. Nos dias 04 e 05 de junho, como pode ser visto pela PNM (Figuras 15e e 15f), o ciclone perde força e nesse momento o anticiclone passa a atuar mais intensamente, começando a se restabelecer a situação característica de “tempo bom” (ALVES; MELO FILHO, 2001; LIMA *et al.*, 2004).



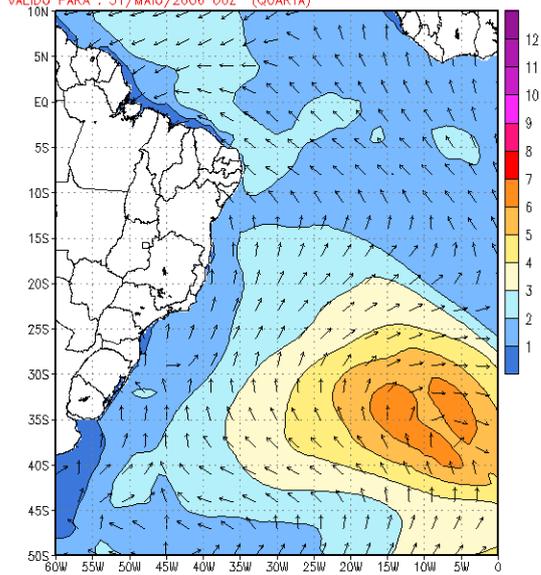
**Figura 16** - Campos de ventos a 10 m da superfície (em m/s) no Atlântico sul ao longo dos dias que 01, 02, 03 e 04 de junho (a, b, c e d respectivamente).

Os ventos passam a atuar com menor intensidade, como pode ser observado na Figura 16d, porém em direção à costa do ES, com velocidades entre 8-10 m/s, condição propícia à propagação de ondas em direção à costa do Estado.

Behrens e Günther (2008) mostram em um estudo sobre a ocorrência de eventos extremos no norte da Europa, que nem sempre as ondulações que causavam maiores prejuízos estavam associadas às maiores magnitudes do vento, mas preferencialmente em função da direção e tempo de atuação do campo de ventos.

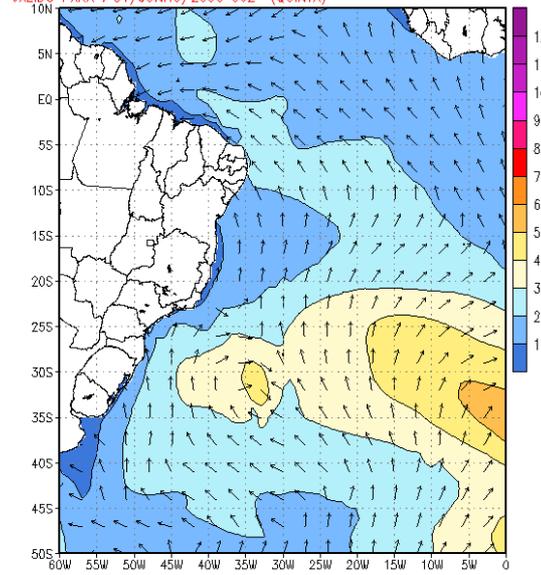
O campo de ondas simulado, que aparece na Figura 17, mostra a resposta na superfície do oceano à atuação do vento durante os dias que sucederam o evento. Nos dias 30 e 31 de maio (Figura 17a) tem-se um estado de mar provavelmente associado à passagem do primeiro ciclone relatado, que se deu nos dias anteriores. Chama a atenção o fato de que parece haver certo tempo para essa resposta do oceano à forçante atmosférica. As alturas de onda somente começam a se intensificar no dia 02 de junho (Figura 17c), quando a direção de propagação passa a apresentar uma configuração ciclônica, em função de uma dinâmica atmosférica que teve início há quase dois dias antes. O estudo de van Vledder e Holthuijsen (1993) mostra a partir de uma análise quantitativa que, a atuação da forçante atmosférica por si só resultaria numa resposta rápida na propagação de ondas em função da direção predominante do vento. Contudo os autores afirmam que os efeitos de *whitecapping* têm uma forte atuação no sentido oposto do vento, e em menor proporção, os efeitos das interações não lineares também atuando. Esse somatório de forças faz com que a resposta da atuação do vento sobre a propagação de ondas não seja imediata, além do tempo necessário para a transferência de energia. Nos dias 4 (Figura 17e) ainda há ocorrência de grandes ondas com alturas acima de 5 m propagando em direção a 4, e no dia 5 (Figura 17f) o fenômeno começa a perder intensidade no Atlântico.

VALIDO PARA : 31/MAIO/2006 06Z (QUARTA)



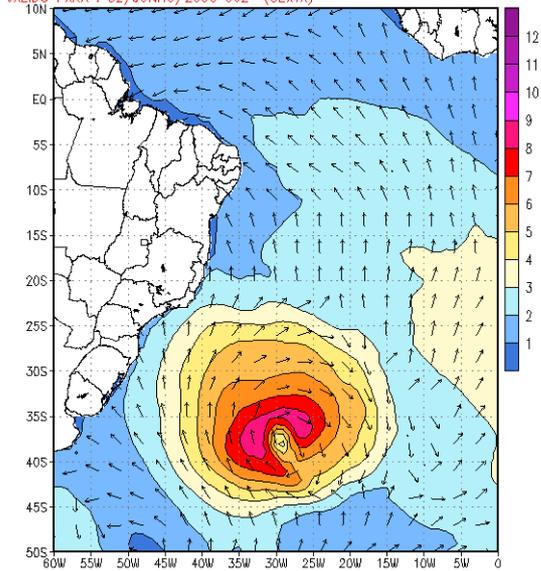
(a)

VALIDO PARA : 01/JUNHO/2006 06Z (QUINTA)



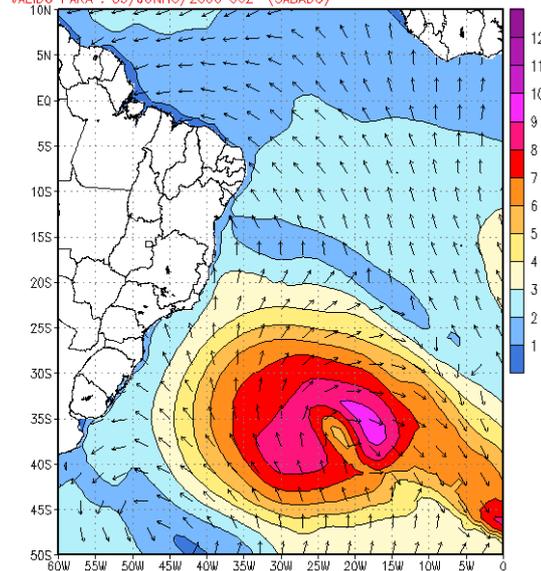
(b)

VALIDO PARA : 02/JUNHO/2006 06Z (SEXTA)



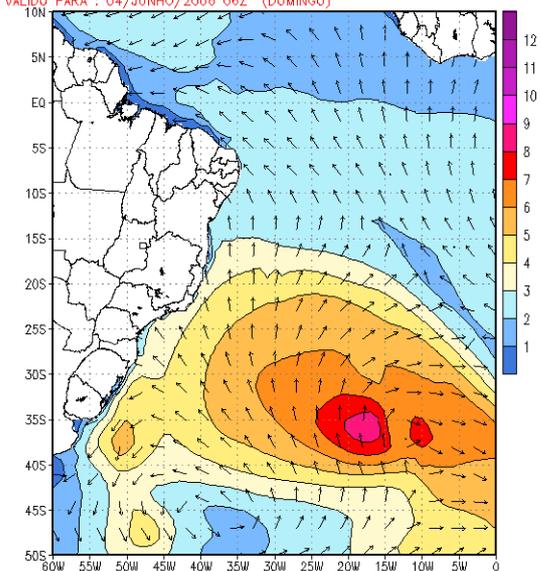
(c)

VALIDO PARA : 03/JUNHO/2006 06Z (SABADO)



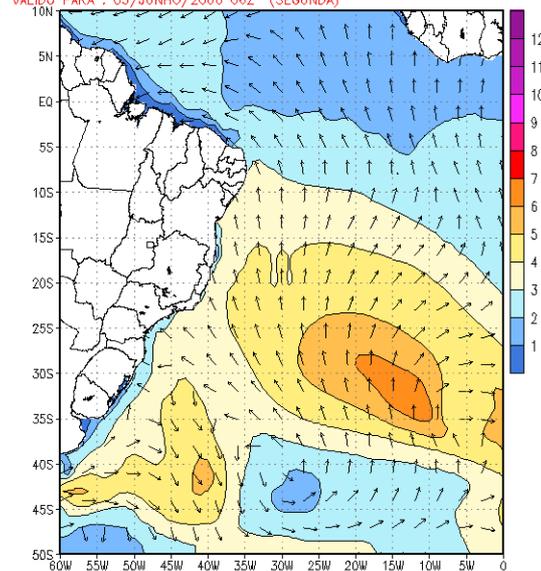
(d)

VALIDO PARA : 04/JUNHO/2006 06Z (DOMINGO)



(e)

VALIDO PARA : 05/JUNHO/2006 06Z (SEGUNDA)

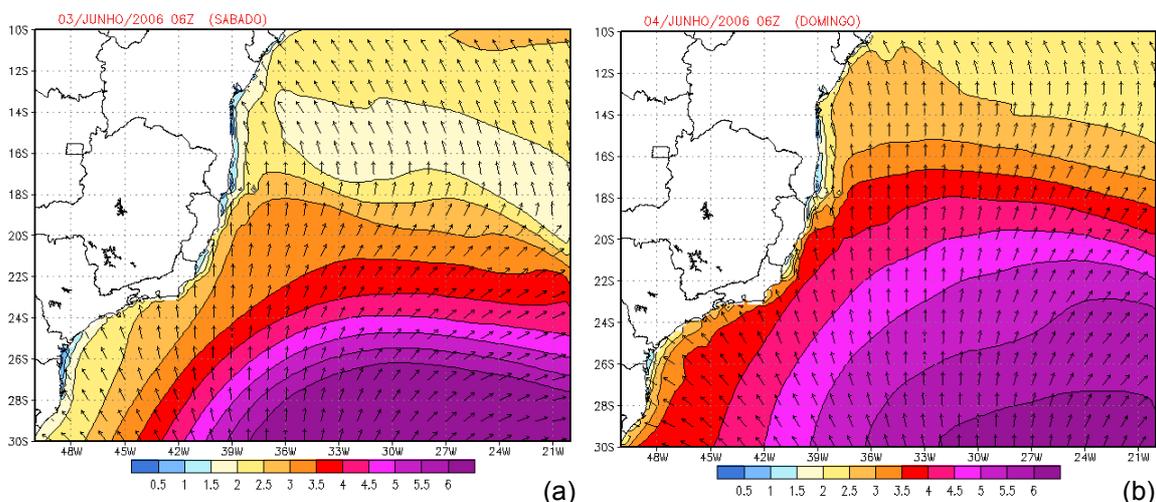


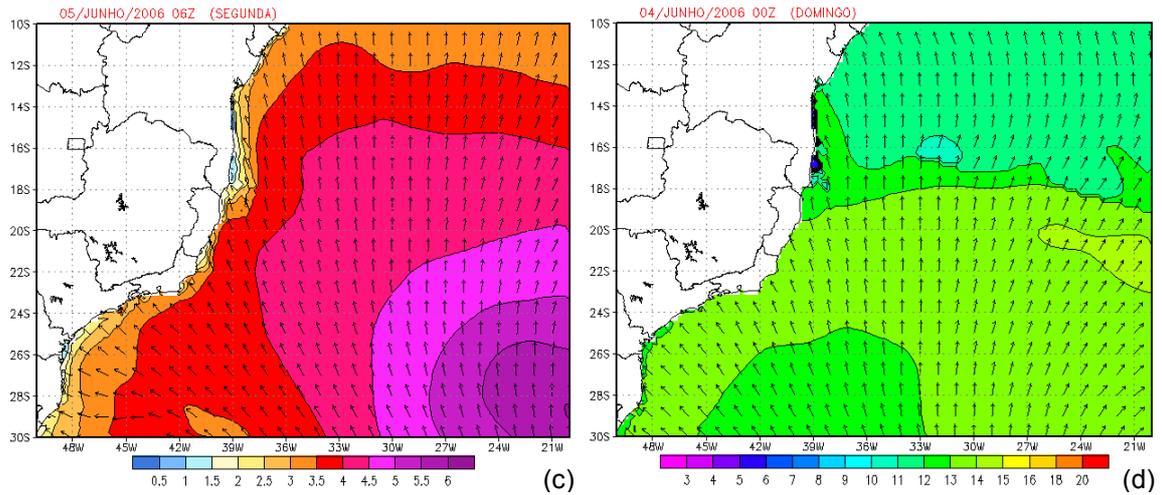
(f)

**Figura 17** - Campo de ondas simulado pelo WW3, com a distribuição espacial das alturas significativas (m) e direção média de propagação ao longo dos dias em que se deu a passagem do ciclone.

Nos dias 02 e 03 de junho (Figuras 17c e 17d) é observado um cenário bem estabelecido de ondas geradas pelos fortes ventos ocorrentes. São vistas ondas com alturas significativas acima de 9 m na parte central do ciclone, porém é importante destacar um campo de ondas de cerca 7-8 m no flanco esquerdo da formação, que se propaga de S e SE, em direção à costa brasileira. À medida que o ciclone perde força, as alturas significativas nessa porção do Atlântico vão gradativamente diminuindo nos dias 04 e 05 de junho (Figuras 17e e 17f).

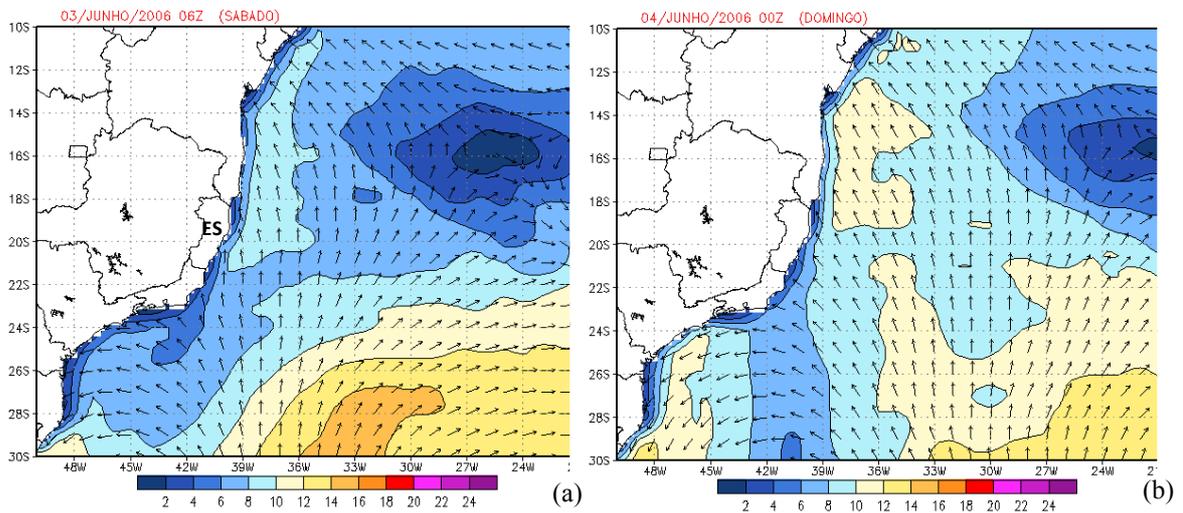
Na seqüência da Figura 18 é observada a chegada da ondulação na região Sudeste, resultante da atuação dos ventos. O campo de alturas significativas simulado pelo WW3 apresenta alturas superiores a 6,0m chegando nessa região, com direções entre de S e SE. Próximo ao litoral do ES, são observadas alturas significativas entre 2,5-3,0 m no dia 03 (Figura 18a), aumentando para valores entre 3,5-4 m no dia 04 (Figura 18b) com direções médias sul-sudeste e período de pico acima de 13 s (Figura 18d). Outro fator relevante a ser observado são os elevados períodos encontrados, resultantes dos fortes dos ventos que geraram a ondulação. Em conseqüência disso tem-se uma rápida propagação do grupo de ondas.

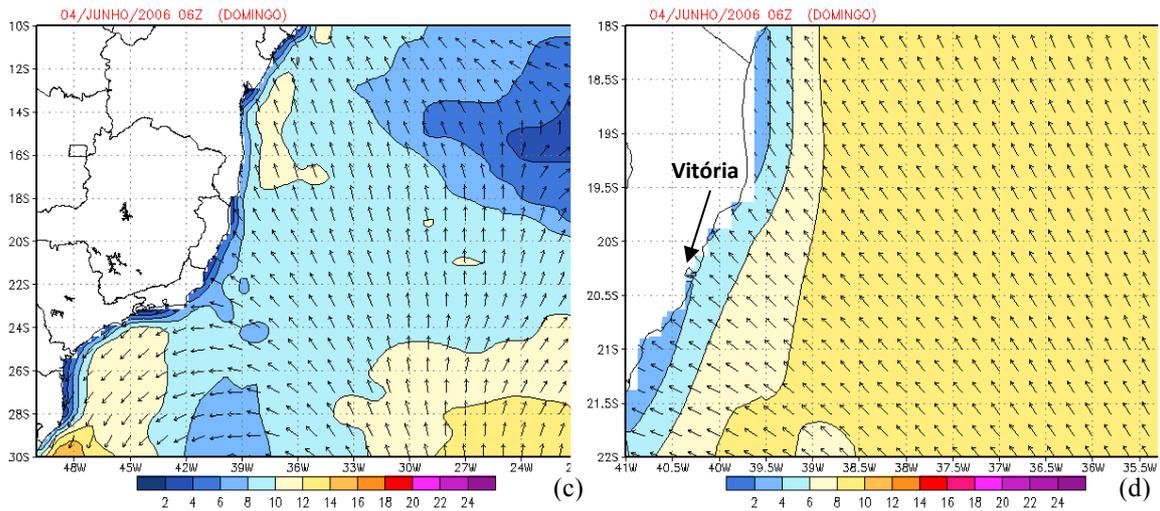




**Figura 18** - Distribuição das alturas significativas e direção de propagação das ondas na região oceânica adjacente ao sudeste brasileiro, dias 3 (a), 4 (b) e 5 (c) de junho. Em (d) a distribuição de período de pico e direção de onda em 4 de junho.

Observando os campos de ventos próximos à costa sudeste do Brasil, mostrado na seqüência da Figura 19, observa-se que entre os dias 3 e 4 de junho ocorre vento começa a mudar de direção, em função do giro anticiclônico do centro de alta pressão que agora passa atuar com maior intensidade (conforme descrito anteriormente). A direção principal de atuação do vento passa de S para o setor E-SE, voltado para a costa do Espírito Santo.

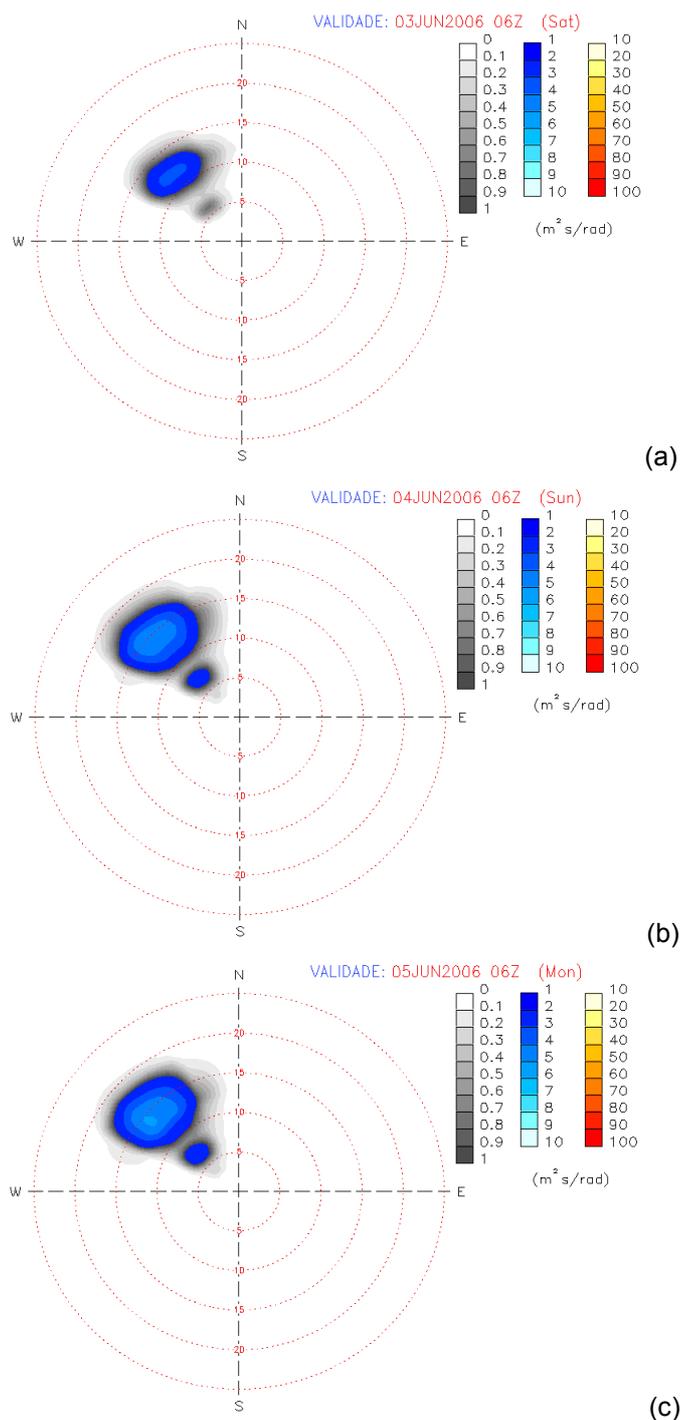




**Figura 19** - Magnitude (m/s) direção dos ventos ao longo dos dias 03 e 04 de junho para o domínios BRASIL SUDESTE (a, b, c) e ESPIRITO SANTO (d).

Ventos mais intensos como os associados ao ciclone geram ondas com freqüências menores (maiores períodos) que têm maior velocidade de grupo e conseqüentemente se propagam rapidamente. Segundo Innocentini e Caetano Neto (1996) quando essa ondulação chega a uma região com ventos mais fracos (menor velocidade) do que na sua região de origem, parte da energia incidente (as maiores freqüências do espectro) se propaga na forma de vagas na direção do vento. A energia restante permanece em freqüências baixas com a velocidade de grupo e direção original. Se a direção do vento é a mesma da energia incidente de onda a ondulação que chega de uma região remota pode continuar a recebendo energia, e o espectro é reconstruído (INNOCENTINI *et al.*, 2003).

Esse tipo de condição parece ter ocorrido próximo ao litoral do ES, como é análise dos espectros para um ponto próximo à entrada da Baía do Espírito Santo. Na seqüência da Figura 20 é visto a evolução do espectro bidimensional, onde a energia é função da direção e freqüência, ou no caso os períodos ( $f^{-1}$ ). Na Figura 20b, para dia 04, é notória a separação do espectro entre os menores períodos (maiores freqüências), na faixa de 5s, e períodos elevados característicos da ondulação originada na região de fortes ventos associados à passagem do ciclone em águas profundas. Na Figura 20c, referente ao dia 5, o espectro já apresenta e apresenta os maiores picos de energia com períodos acima de 15s.

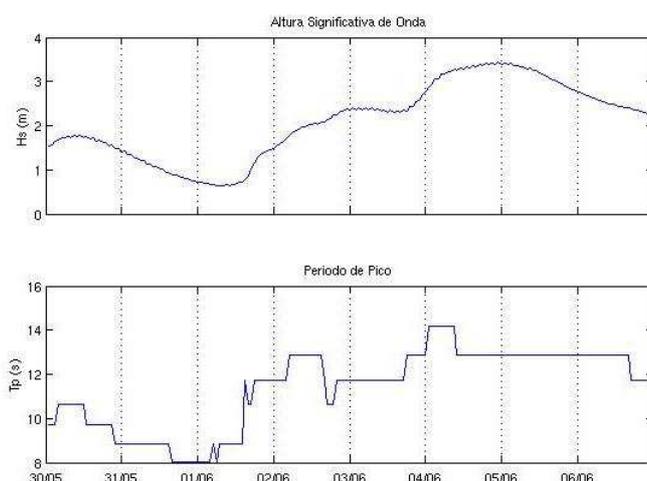


**Figura 20** - Evolução do espectro de energia entre os dias 3 e 5 de junho de 2006, para um ponto em frente ao Espírito Santo.

Analisando todo o contexto em que se desenvolveu o evento de ondas de 2006, entende-se aqui que uma combinação de fatores desencadeou a ocorrência de grandes ondas ao longo do litoral do Espírito Santo. A ocorrência do sistema ciclônico de baixa pressão, que ficou estacionado por cerca de 2 dias na porção central do Atlântico Sul propiciou a ocorrência de extensas pistas de vento com

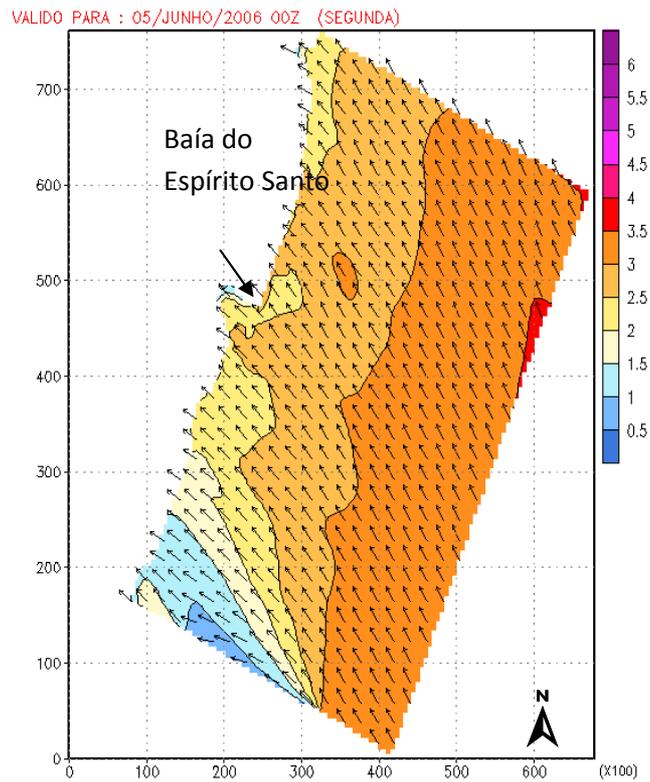
geração de grandes ondas que se propagaram em direção à costa. Soma-se a isso o fato de que o mar ainda se encontrava com uma agitação intensa por conta da passagem de outro ciclone poucos dias antes. Quando essa ondulação chega próxima à costa, a mudança de direção do vento favorece a intensificação da ondulação.

Na região costeira do ES, as maiores alturas de onda são registradas para os dias 4 e 5 de junho. A evolução temporal do evento é mostrada na Figura 21, onde é vista um rápido crescimento das alturas, atingindo o ápice na passagem do dia 4 para o dia 5, com elevados períodos. Esses resultados condizem com o que foi noticiado pela imprensa local. Essa ondulação tem sua zona de geração provavelmente associada à pista do flanco esquerdo do ciclone e, entre os dias 2 e 3, se propagou em direção à costa sudeste e foi intensificada pelo giro anticiclônico do vento nos dias seguintes.



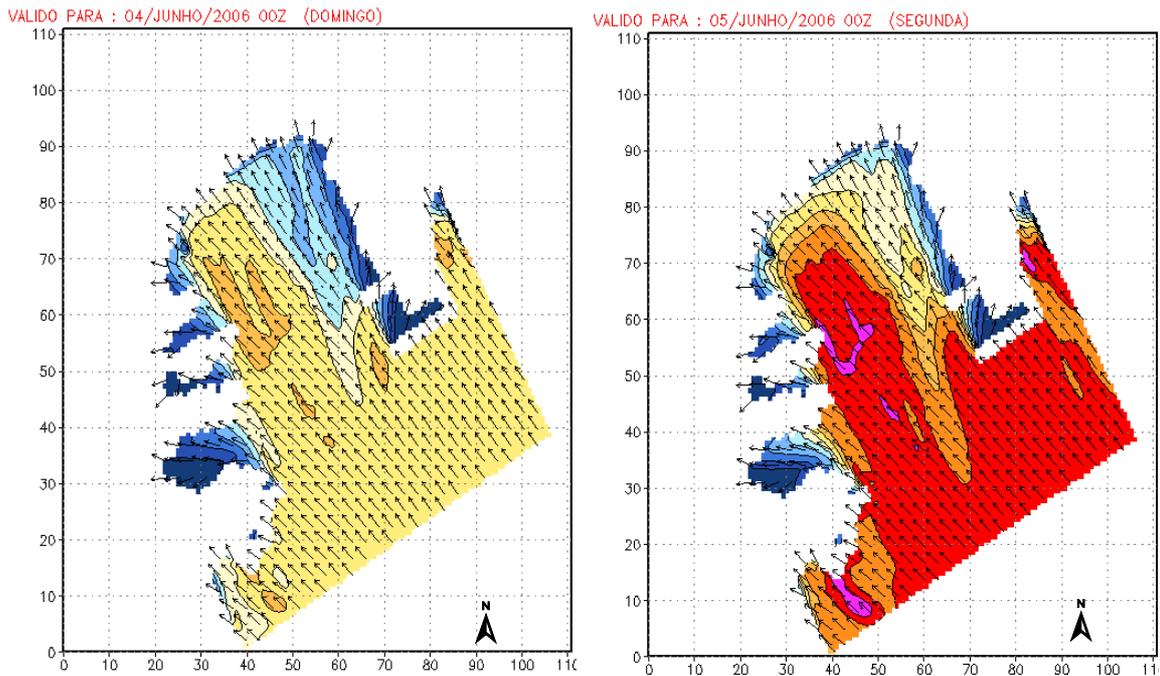
**Figura 21** – Evolução temporal de altura significativa e período de pico em um ponto próximo à Vitória.

Ao chegar à região da plataforma, começam a predominar os efeitos águas. A onda começa então a interagir com a geometria do fundo e dos contornos continentais e sofre diversas transformações. Na Figura 22, por exemplo, podem ser notados os efeitos da refração da onda, no qual a direção de propagação da onda muda de direção em função da mudança na batimetria, e incide praticamente ortogonal à linha de costa.



**Figura 22** - Distribuição de alturas significativas na região costeira para o dia 05 de junho.

A rápida evolução do evento também é um fato que chama a atenção. Nas figuras 23a e 23b é possível observar o rápido crescimento das alturas (ver também Figura 21) em um período de 24 horas



**Figura 23** – Alturas significativas e direção de propagação de ondas na Baía do Espírito Santo, dias 4 (a) e 5 (b) de junho.

Na entrada da Baía do Espírito Santo às ondas se chegaram aproximadamente de E-SE com altura significativa acima de 2,5 m. Observando a distribuição espacial das alturas significativas (Figura 23b), nota-se que as menores alturas de onda estão na porção norte da baía, na “zona de sombra” que ocorre em função da difração de ondas na Ponta de Tubarão. Mesmo assim as alturas de 1,75 m estão muito acima do que normalmente é encontrado nessa região para ondas desse setor (SOARES; CHACALTANA, 2002). Por outro lado, ocorre a na outra porção da Praia de Camburi, mais ao sul, as alturas de onda são maiores, devido à convergência dos raios de onda (“zona de cáustica”), mostrado por Soares e Chacaltana (2002) para ondas incidentes com essa mesma direção. Os pontos na cor lilás do mapa da Figura 23b são as maiores alturas significativas encontradas, entre 2,75-3,0 m. Alturas dessa magnitude são encontradas em uma faixa central da baía, onde a presença do baixio causa o empinamento de onda (diminuiu o comprimento e aumenta a altura), dissipando a energia da onda, reafirmando a importância dessa feição rochosa na proteção da costa. Outros pontos críticos foram a região à direita do da ponta de Tubarão, onde está situado o complexo portuário de Praia Mole e na entrada sul da baía, próximo à Vila Velha. Cabe lembrar que nessas duas

localidades foram registrados grandes prejuízos econômicos (no porto) e até ocorrência de mortes (em Vila Velha).

## 6 CONCLUSÕES

Com resultados e discussões obtidos no presente trabalho, têm-se algumas conclusões:

- O Sistema de modelagem de ondas apresentou, de maneira geral, desempenho satisfatórios, melhores para HS, depois e TP e pior para Dir; erros podem estar relacionados a imprecisão nos campos de vento.
- A ferramenta tem potencialidade para reconstituição (hindcasting) e previsão (forecasting) da agitação marítima;
- A análises dos dados do NCEP junto com o resultados das simulações mostraram o desenvolvimento no começo de junho de 2006, de um ciclone no extratropical de grandes proporções no Atlântico Sul. O sistema ficou quase estacionado por mais de 48 horas, ocasionando grandes pistas de vento e gerando grandes ondulações direcionadas à costa sul e sudeste brasileira.
- Uma combinação de fatores, como a atuação de um novo campo de ventos sobre a ondulação pode ter contribuído para a construção de um espectro de onda mais energético.
- As maiores ondulações atingiram o litoral do ES entre os dias 04 e 05 de junho. Apesar da falta de registros de ondas, os relatos indicam uma boa concordância qualitativa com o que foi descrito pelos meios de comunicação.

## REFERÊNCIAS

ABADIE, S., BUTEL, R., MAURIET, S., MORICHON, D. e DUPIUS, H. Wave climate and longshore drift on the South Aquitaine coast. **Cont. Shelf Res**, v. 26, p. 1924–1939, 2006.

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) – Prefeitura de Vitória, número 198.2506/2000. 2001.

ALVES, J.H.G.M. Numerical Modeling of Ocean Swell Contributions to the Global Wind-Wave Climate. **Ocean Modelling**. Vol. 11 (1-2), 98-122, 2006.

ALVES, J. H. G. M.; MELO FILHO, E. Measurements and Modeling of Wind-Waves at the Northern Coast of Santa Catarina, Brazil. **Revista Brasileira de Oceanografia**, São Paulo, v. 49, n. 1, p. 13-28, 2001.

BEHRENS, A; GUNTHER, H. Operational wave prediction of extreme storms in Northern Europe. **Nat Hazards** DOI 10.1007/s11069-008-9298-3, 2008.

BITENCOURT, D. P.; QUADRO, M. F. L. de; CALBETE, N. O. de. Análise de dois casos de ressaca na região do litoral sul no verão de 2002. In: **XII Congresso Brasileiro de Meteorologia**, Foz de Iguaçu-PR, 2002.

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

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

CASTILHOS, J. A.; ROMEU, M. A. R.; GRÉ, J. C. R. Simulation of Wave Propagation along the northern Coast of Santa Catarina, Brazil. **Journal of Coastal Research**, 2006.

CHAWLA, A.; TOLMAN, H.; Validation of a multi-grid WAVEWATCH III™ modeling system. **OAA / NWS / NCEP / MMAB Technical Note** no. 281, 2009.

CHU, P. C; Qi, Y.; CHEN, Y.; SHI, P.; M., Q. **South China Sea Wind-Wave Characteristics. Part I: Validation of Wavewatch-III Using TOPEX/Poseidon Data.** Journal of Atmospheric and Oceanic Technology. November 1, 2004.

CRUZ, L. M. M. **Estudo comparativo de variações espaciais e temporais nas “forçantes meteorológicas” em um modelo de ondas de terceira geração no oceano Atlântico Sul.** Dissertação de mestrado - Programa de Pós-graduação em Engenharia, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro. 2004.

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

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.

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.

FORTES, C.J.E.M.; COLI, A.B.; NEVES, M.G.; CAPITÃO, R. Porto Santo Island: offshore wave characterization and propagation. **Journal of Coastal Research** v. 39, 2006.

HASSELMANN, D. E.; DUNCKEL, M.; EWING, J. A. Directional Wave Spectra Observed during JONSWAP 1973. **J. Phys. Oceanogr.**, v. 10, p. 1264–1280, 1980.

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

INNOCENTINI, Valdir; CAETANO NETO, Ernesto dos Santos. A Case Study of the 09 August 1988 South Atlantic Storm: Numerical Simulations of the Wave Activity. **Weather And Forecasting**, v. 11, p. 78-88, 1996.

INNOCENTINI, V.; ARANTES, F. O.; FERREIRA, R. J.; MICHELETO, R. G. A agitação marítima no litoral nordestino do Brasil associada aos distúrbios africanos de leste. **Revista Brasileira de Meteorologia**, São Paulo, 2005.

INNOCENTINI, V.; CUNHA PRADO, S. C. C ; PEREIRA, C. S ; ARANTES, F. O. ; BRANDÃO, I. N. . Marulhos no Litoral Norte do Brasil Gerados por Furacões: Caso de 24 de Outubro de 1999. In: **XI Congresso Brasileiro de Meteorologia**, Rio de Janeiro, 1999.

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, Peter,. **The interaction of ocean waves and wind**. Cambridge, UK: New York, NY: 2004.

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

KOMEN, G. J. **Dynamics and modelling of ocean waves**. New York: Cambridge University Press, 1996.

LIMA, D. R. O. de; TORRES JÚNIOR, A. R.. Estudo de caso da atuação de um ciclone extratropical no Atlântico Sul e ocorrência de uma ressaca na costa do Rio de Janeiro em abril de 1999. In: **XI Congresso Brasileiro de Meteorologia**. Rio de Janeiro, 2000.

LIMA, M.; INNOCENTINI, V.; ARANTES, F. O. . Regime de ondas no litoral sul do Brasil. In: **XII Congresso Brasileiro de Meteorologia**, 2004, Fortaleza, 2004.

LIN, W.; SANFORD, L.P.; SUTTLES, S.E. Wave measurement and modeling in Chesapeake Bay, **Cont. Shelf Res.** V. 22, p. 2673–2686, 2002.

MACHADO, Karollyne M. **Tratamento de dados de ondas medidos com ADCP na Baía do Espírito Santo**. Monografia de Graduação em Oceanografia. Departamento de Ecologia e Recursos Naturais, Universidade Federal do Espírito Santo. Vitória, 2005.

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

MELO FILHO, 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.

MELO FILHO, E.; HAMMES, G.R.; FRANCO, D.; ROMEU, M.A.R. Avaliação de desempenho do modelo WW3 em Santa Catarina. **Anais do III Seminário e Workshop em Engenharia Oceânica**, FURG, Rio Grande, 2008.

MENDONÇA, Francisco; DANNI-OLIVEIRA, Inês Moresco. **Climatologia: noções básicas e climas do Brasil**. São Paulo: Oficina de Textos, 2007.

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

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

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

ONDA de surfe na Baía de Guanabara. **O Globo**, Rio de Janeiro, 4 de junho de 2006.

PALMSTEN, M. L. **Application of the SWAN wave model to a high-energy continental shelf**, Master thesis, University of South Florida. Florida, 2001.

PINHO, U. F. **Caracterização dos estados de mar na Baía de Campos**. Dissertação de Mestrado. Programa de Pós-Graduação em Engenharia, Universidade Federal do Rio de Janeiro. Rio de Janeiro, 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. pp. 169-173, 2002.

PIUMBINI, Prússia P. **Estudo da refração de ondas de gravidade na Baía do Espírito Santo** Monografia de Graduação em Oceanografia. Departamento de Ecologia e Recursos Naturais, Universidade Federal do Espírito Santo. Vitória, 2006.

QUADROS, M. R.L. QUADRO, M. F. L; FREITAS, G. Influência de dois ciclones extratropicais no território catarinense nos dias 3 e 4 de junho de 2006. In: **XIV Congresso Brasileiro de Meteorologia**. Florianópolis, 2006.

RESSACA do mar causa morte. **A TRIBUNA**, Vitória, 5 jun. 2006. p. 4.

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

SOARES, S. B.; CHACALTANA, J. T. A. Refração e difração de ondas em regiões costeiras. In: **V Seminário Estadual sobre Saneamento e Meio Ambiente – SESMA**. Vitória, 2003.

SORENSEN, Robert M. **Basic coastal engineering**. 2nd ed. - New York: Chapman & Hall, 1997.

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.

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

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

VAN VLEDDER, G. PH.; HOLTHUYSEN, L. H. The directional response of ocean waves to turning winds. **J. Phys. Oceanogr.**, v. 23, pp. 177-192 , 1993.

