

**ESTUDO DE CASOS DE ONDAS NO ATLÂNTICO SUL ATRAVÉS  
DE MODELAGEM NUMÉRICA**

Rogério Neder Candella

TESE SUBMETIDA AO CORPO DOCENTE DA COORDENAÇÃO DOS PROGRAMAS DE PÓS-GRADUAÇÃO DE ENGENHARIA DA UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO DE JANEIRO, COMO PARTE DOS REQUISITOS NECESSÁRIOS PARA A OBTENÇÃO DO TÍTULO DE MESTRE EM CIÊNCIAS EM ENGENHARIA OCEÂNICA

Aprovada por :

---

Enise Maria Salgado Valentini, DSc

---

Carlos Eduardo Parente Ribeiro, MSc.

---

Valdir Innocentini, PhD.

---

Eloi Melo Filho, PhD.

RIO DE JANEIRO, RJ - BRASIL  
SETEMBRO DE 1997

CANDELLA, ROGÉRIO NEDER

Estudo de Casos de Ondas no Atlântico Sul Através de Modelagem Numérica [Rio de Janeiro] 1997

XIII, 80 p. 29,7 cm (COPPE/UFRJ, M.Sc., Engenharia Oceânica, 1997)

Tese - Universidade Federal do Rio de Janeiro, COPPE.

1. Modelagem de Ondas

I. COPPE/UFRJ

II. Estudo de Casos de Ondas no Atlântico Sul Através de Modelagem Numérica

A Olavo, Lilia Marilde, Elza e Mariana

## AGRADECIMENTOS

O capítulo mais importante desta tese é, sem dúvida, o de agradecimentos, pois sem a ajuda dessas pessoas, nenhum trabalho teria sido possível. Portanto, mais que cumprir uma formalidade, gostaria de realmente agradecer às pessoas relacionadas em ordem quase cronológica :

- ao Almirante Fernando Coelho Bruzzi que, como Diretor do Instituto de Estudos do Mar Alte Paulo Moreira, me possibilitou pretender esse curso e que, como amigo, se empenhou pessoalmente para que pudesse realizá-lo.

- Ao Dr. Valdir Innocentini, pela cessão do modelo e toda a ajuda prestada.

- Ao Dr. Ernesto dos Santos Caetano Neto e Dra Rosmeri Porfírio da Rocha, sem os quais o trabalho não começaria.

- Ao Prof. Carlos Eduardo Parente Ribeiro pela ajuda e incentivo.

- Ao IEAPM, pelo apoio material à realização da tese.

- Ao colega José Henrique Alves pelas discussões e opiniões elucidativas.

- Aos colegas do IEAPM, Audalio, Tânia, Márcio, Márcia e Aline

- À minha família, por todo apoio durante todo o tempo.

- À Neise Santiago Gomes, que não teve tempo agora mas muito me ajudou a chegar até aqui.

Resumo da Tese submetida à COPPE/UFRJ como parte dos requisitos necessários para a obtenção do título de Mestre em Ciências em Engenharia Oceânica (M.Sc.)

## **Estudo de Casos de Ondas no Atlântico Sul Através de Modelagem Numérica**

Rogério Neder Candella

Setembro de 1997

Orientador : Professor Carlos Eduardo Parente Ribeiro, M.Sc.

Programa : Engenharia Oceânica

O estudo de dois casos de ondas geradas pelo vento no Atlântico Sul é realizado através da aplicação de um modelo de ondas, forçado por informações de vento do European Center for Medium-Range Weather Forecasts (ECMWF). Os resultados da simulação foram comparados com dados medidos por uma bóia oceanográfica da PETROBRAS, localizada na bacia de Campos, litoral do estado do Rio de Janeiro.

Foram escolhidos dois eventos bastante distintos. No primeiro, é analisada a geração de ondas de período significativo de 18 segundos no extremo sul do continente e sua propagação ao longo da costa. No segundo, é descrita a formação de um mar local de NE com altura significativa em torno de 3,5 m.

Uma breve revisão dos tipos de modelos de ondas encontrados na literatura é efetuada, bem como a caracterização do estado do mar do Atlântico Sul, com ênfase na região onde os dados para comparação foram coletados.

O modelo utilizado pode ser classificado como acoplado discreto de segunda geração e inclui advecção, refração, empinamento, dissipação por atrito com o fundo e por quebra de onda e interações não lineares parametrizadas por uma forma pré-estabelecida de distribuição espectral de energia. Visando melhorar as respostas das simulações foi sugerida a alteração da discretização dos períodos modelados.

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.

Abstract of Thesis presented to COPPE/UFRJ as a partial fulfillment of the requirements for the Degree of Master in Science (M.Sc.)

## **Study of Wave Cases in South Atlantic Through Numerical Modelling**

Rogério Neder Candella

September/1997

Advisor : Prof. Carlos Eduardo Parente Ribeiro, M. Sc.

Department : Ocean Engineering

A study of two cases of ocean waves generated by wind in South Atlantic ocean is performed through the application of a wave model, forced by wind data produced by ECMWF, being the results compared with data measured by an oceanographic buoy located at Campos basin, Rio de Janeiro coastal region.

Two cases were selected. First, a swell, with peak period of 18 seconds generated at south Argentina's coast. The second, a local sea from NE with 3,5 m of significative height, at Campos basin.

A brief revision of wave models found in literature is carried out, as well as a characterization of sea state at South Atlantic, with emphasis in the region where comparison data were collected.

The wave model can be classified as a second generation coupled discrete model and includes advection, refraction, shoaling, bottom friction and wave breaking dissipation and conservative non-linear interactions parameterized by a quasi-equilibrium spectral distribution. A change in the period discretization was suggested to improve its results.

The simulations showed that the model could reproduce the situations studied, although some difficulties related to the coarse wind fields resolution were found.

## CONTEÚDO

AGRADECIMENTOS	iv
RESUMO	v
ABSTRACT	vi
LISTA DE FIGURAS	viii
LISTA DE SÍMBOLOS	xi
I - INTRODUÇÃO .....	1
II - CARACTERIZAÇÃO DO MAR NA ÁREA ESTUDADA .....	3
III - REVISÃO DE MODELAGEM DE ONDAS .....	8
IV - DESCRIÇÃO DO MODELO UTILIZADO .....	16
V - TESTE COM O MODELO .....	30
VI - SIMULAÇÕES .....	38
VII - RESULTADOS E DISCUSSÃO .....	54
VIII - CONCLUSÕES .....	73
IX - BIBLIOGRAFIA .....	79

## LISTA DE FIGURAS

- II.1 Registro da intensidade de vento em Arraial do Cabo, RJ, mostrando a persistência do vento intenso durante vários dias.
- II.1 Gráfico de intensidade e direção de vento da estação meteorológica de Arraial do Cabo, mostrando a passagem de uma frente fria.
- II.2 Gráfico de energia cinética x direção do vento x mês para a região de Arraial do Cabo, RJ.
- III.1 Ilustração dos nove pontos de grade utilizados para interpolação biquadrática, no esquema de advecção semi-lagrangiano.
- VI.1 Grade para experimento teórico, mostrando a posição da zona de geração retangular estacionária.
- VI.2a Evolução da altura significativa após 96 h.
- VI.2b Evolução da altura significativa após 120 h.
- VI.2a Evolução da altura significativa após 196 h.
- VI.3 Evolução da altura significativa ao longo da longitude 36 da malha utilizada para o teste.
- VI.4 Evolução do período de pico ao longo da longitude 36 da malha utilizada para o teste.
- VI.5 Comparação entre a evolução da altura significativa x pista, segundo o modelo e as fórmulas de Carter (1982).
- VI.6 Gráficos das curvas de crescimento da onda significativa segundo Sanders e Carter para intensidades de vento de 10 (a), 15 (b), 20 (c) e 25 (d) m/s.
- VII.1 Campo de vento inicial para a modelagem do caso 1.
- VII.2 Campo de vento referente a 12 horas de simulação.
- VII.3 Campo de vento para 24 horas de simulação.
- VII.4 - Campo de vento para 36 horas de simulação.

- VII.5 Campo de vento para 48 horas de simulação.
- VII.6 Campo de vento para 60 horas de simulação.
- VII.7 Campo de vento para 72 horas de simulação.
- VII.8 Registros de vento da bóia oceanográfica de Marlim.
- VII.9 Campo de vento referente a 30 horas de simulação.
- VII.10 Campo de vento referente a 60 horas de simulação.
- VII.11 Campo de vento referente a 78 horas de simulação.
- VII.12 Campo de vento referente a 114 horas de simulação.
- VIII.1 Evolução da altura significativa x tempo em Marlim, Arraial do Cabo e Saquarema entre 23 e 29 de março de 1992.
- VIII.2 Evolução da altura significativa e período de pico em Marlim, Arraial do Cabo e Saquarema entre 23 e 29 de março de 1992.
- VIII.3 Evolução da altura significativa medida e ao longo do tempo no ponto de monitoramento.
- VIII.4 Evolução do período de pico medido e modelado ao longo do tempo no ponto de monitoramento.
- VIII.5 Isolinhas de altura de onda significativa e contornos preenchidos com períodos de pico maiores que 14 segundos, para 36 horas de simulação, mostrando o local e o tempo de início da formação das ondas componentes do evento estudado.
- VIII.6 Evolução da frente de ondas com períodos maiores que 14 segundos para 51 horas de simulação.
- VIII.7 Evolução da frente de ondas com 66 horas de simulação.
- VIII.8 Propagação das ondas com 81 horas de simulação.
- VIII.9 Plotagem da frente de ondas ao atingir a região do ponto de monitoramento após 96 horas de simulação.
- VIII.10 Espectro direcional para o ponto de monitoramento com 87 horas de simulação.

- VIII.11 Espectro direcional para 117 horas de simulação.
- VIII.12 Espectro direcional para 156 horas de simulação.
- VIII.13 Comparação entre a evolução das alturas significativas medidas e modeladas.
- VIII.14 Comparação entre o vento medido e modelado no ponto de monitoramento.
- VIII.15 Diagrama de espalhamento e reta de regressão entre alturas significativas modeladas e medidas para o ponto de monitoramento na simulação de dezembro de 1992.
- VIII.16 Diagrama de espalhamento entre o vento modelado e o medido e reta de ajuste linear entre os dois conjuntos de dados.
- VIII.17 Comparação entre o período de pico previsto e medido no ponto de monitoramento.
- VIII.18 Representação tridimensional da distribuição da energia, mostrando um espectro unimodal com direção principal  $180^\circ$  e período de pico de 12 s.
- VIII.19 Representação tridimensional da distribuição da energia, mostrando um espectro bimodal com direções principais  $170^\circ$  e  $20^\circ$  e períodos de pico de 12 s.
- VIII.20 Representação tridimensional da distribuição da energia, mostrando um espectro unimodal com direção principal  $20^\circ$  e período de pico de 7 s.
- VIII.21 Evolução da direção principal de onda x tempo em Marlim, a partir das 10:00 HMG do dia 09/12/92.

## Lista de Símbolos

B	fator Beaufort para estado do mar
$B_M$	termo de crescimento exponencial das ondas de Milles
C	parâmetro de crescimento das ondas
$C_g$	velocidade de grupo (m/s)
D	fator de dissipação
$D_r$	duração do vento (h)
$D_p$	direção principal de propagação de ondas ( $^\circ$ )
E	energia ( $\text{kg} \cdot \text{m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ )
$E_c$	energia cinética ( $\text{kg} \cdot \text{m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ )
$E_s$	energia após processo de espalhamento ( $\text{kg} \cdot \text{m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ )
$E^t$	energia total do espectro por unidades de área, direção e freqüência ( $\text{kg} \cdot \text{m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ )
$\bar{E}_v^0$	energia do espectro de Kruseman ( $\text{kg} \cdot \text{m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ )
$\bar{E}_v$	energia contida no espectro das vagas ( $\text{kg} \cdot \text{m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ )
$\bar{E}_{v\max}$	energia do espectro totalmente desenvolvido ( $\text{kg} \cdot \text{m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ )
$\bar{E}_a^f(\theta)$	energia na direção $\theta$ antes do espalhamento ( $\text{kg} \cdot \text{m}^2 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \theta^{-1}$ )
$\bar{E}_e^f(\theta)$	energia de vagas a ser espalhada ( $\text{kg} \cdot \text{m}^2 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \theta^{-1}$ )
$\bar{E}_r^f(\theta)$	energia retida na direção $\theta$ ( $\text{kg} \cdot \text{m}^2 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \theta^{-1}$ )
$\bar{E}_n^f(\theta)$	energia resultante ( $\text{kg} \cdot \text{m}^2 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \theta^{-1}$ )
$\bar{E}^{f*}$	energia espalhada normalizada ( $\text{kg} \cdot \text{m}^2 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \theta^{-1}$ )
F	variável auxiliar representativa de escalares

G	fator de geração
$G(\theta)$	fator de espalhamento de energia por direção
$H_s$	altura significativa (m)
$L_{18}$	comprimento da onda com 18 s de período (m)
$\bar{M}_e$	média dos dados medidos
S	representação genérica de fontes e sumidouros de energia
$S_{bf}$	dissipação por atrito com o fundo
$S_{ds}$	dissipação por quebra de ondas
$S_{in}$	representação genérica de energia adicionada pelo vento ao mar
$S_{ds}$	representação genérica de perdas de energia por dissipação
$S_{nl}$	representação genérica de variações de energia por interação não linear entre ondas
T	período (s)
$T_p$	período de pico (s)
U	intensidade de vento (m/s ou nós)
$U_*$	velocidade de fricção do vento
$U'$	velocidade de propagação de escalares (m/s)
$U_{10}$	intensidade do vento a 10 m de altitude (m/s)
X	pista para geração (km)
$X_d$	distância até a área de geração (km)
c	velocidade de fase (m/s)
em	erro médio
$f_{min}$	freqüência mínima do domínio das vagas ( $s^{-1}$ )
$f_p$	freqüência de pico ( $s^{-1}$ )
g	aceleração da gravidade ( $m/s^2$ )
h	profundidade (m)
ie	índice de espalhamento

k	número de onda = $2\pi/L$ onde L é o comprimento (m)
m	massa (kg)
r	coeficiente de correlação linear
s	caminho do raio de onda ( <i>ray path</i> ) ortogonais às cristas
t	tempo (s)
x	dimensão espacial genérica
$\Gamma$	constante
$\alpha$	ângulo entre o caminho do raio de onda e o gradiente de profundidade ( $^{\circ}$ )
$\hat{\alpha}$	parâmetro que determina o estágio de desenvolvimento do mar
$\hat{\beta}$	parâmetro da transferência da energia do vento para as ondas
$\varepsilon$	energia adimensionalizada
$\gamma$	parâmetro de Philips
$\mu$	relação entre frequência mínima do domínio das vagas e frequência de pico
$\theta$	direção de propagação de ondas ( $^{\circ}$ )
$\theta_v$	direção do vento ( $^{\circ}$ )
$\bar{\rho}$	relação entre a densidade do ar e da água
$\xi$	razão entre a energia total das vagas e a energia total máxima
$\gamma$	termo de crescimento linear das ondas de Philips
$\omega$	velocidade orbital ( $\text{rad} \cdot \text{s}^{-1}$ )
$\bar{\nabla}$	operador vetorial $\left( \frac{\partial}{\partial x}, \frac{\partial}{\partial y} \right)$

# Estudo de Casos Significativos de Ondas no Atlântico Sul Através de Modelagem Numérica

## I - Introdução

As ondas podem ser consideradas como perturbações na interface entre dois meios de densidades diferentes. Dentre os vários tipos de ondas que ocorrem no oceano estão as ondas superficiais de gravidade geradas pelo vento.

As ondas superficiais de gravidade são a principal e mais constante forma de transporte da energia no mar, exercendo papel preponderante na determinação das feições costeiras e constituindo-se na mais efetiva ameaça às obras costeiras, à segurança da navegação e às operações navais. Pode-se dizer, portanto, que o conhecimento do clima de ondas de uma região e a capacidade de previsão do estado de agitação marítima são de fundamental importância para todas as atividades ligadas ao oceano.

As ondas presentes em um determinado local, próximo à costa ou em mar aberto, podem ser classificadas em vagas e marulho (ou ondulações). Vagas são ondas que ainda estão na zona de geração, sendo capazes de receber energia do vento. O marulho é composto por ondas que ou se propagaram para fora da zona de geração original e/ou não são mais capazes de receber energia do vento. Os termos em inglês para vaga e marulho são *wind-sea* ou *sea* e *swell*, respectivamente, sendo amplamente conhecidos e utilizados. Ainda como nomenclatura habitual, costuma-se referir à direção de propagação das ondas como aquela a partir da qual estão se propagando. Por exemplo, ondas de sudoeste deslocam-se de SW para NE.

Uma vez geradas, as ondulações como que adquirem *vida própria*, sendo capazes de propagar-se por grandes distâncias, com pouca atenuação (MELO FILHO *et al.*, 1993). De fato, as ondas podem percorrer distâncias comparáveis à metade da circunferência da Terra (BARBER & URSELL, 1948).

As condições atmosféricas no Atlântico Sul, especialmente nas latitudes menores que 40°, não são tão severas quanto no mar do Norte ou mesmo no Pacífico, onde ocorrem grandes tempestades e furacões. Por exemplo, EARLE *et al.* (1984) descrevem uma grande tempestade gerada no oceano Pacífico que atingiu a costa oeste norte-americana, onde houve registros de vagas com alturas de 8 a 10 m, marulho com períodos de 10 a 26 s e altura significativa de 12,9 m. Segundo KINSMAN (1965) e KOMAR (1976), a maior onda cuja comunicação merece confiança, pelo menos até a publicação de seus livros, ocorreu em 7 de fevereiro de 1933, no centro do Pacífico Norte, e tinha, aproximadamente, 34 metros (112 pés).

As maiores ondas que atingem a costa sul-sudeste brasileira são do tipo marulho. As principais zonas de geração estão abaixo do paralelo 40° S e lá não são raras as tempestades com ventos de 60 nós (30 m/s) e ondas de 9 m, com períodos próximos a 20 s, como a descrita por FREIRE (1960). Durante o conflito do Atlântico Sul entre a Inglaterra e a Argentina, em 1982, as “péssimas” ou “terríveis” condições de tempo por várias vezes impediram ações militares e acabaram por provocar o afundamento do destróier *Sheffield*, que, avariado, era rebocado (VIDIGAL, 1988). Tais ondulações, porém, têm, na maioria dos casos, direção predominante ENE.

ALVES (1991) mostrou que não há possibilidade das grandes ondas geradas no Pacífico atingirem o lado oeste do Atlântico, como ocorre na costa oeste do continente. MELO FILHO *et al.* (1991) afirmam que embora a costa brasileira e, em consequência, o lado oeste do Atlântico, esteja totalmente exposta a ondas de sudeste, a chegada de ondulações longínquas geradas no oceano Índico é pouco provável, pelas condições adversas de vento e corrente para a propagação.

No entanto, em algumas situações, ressacas de razoável atividade atingem o litoral brasileiro, provocando estragos consideráveis, como no caso descrito por INNOCENTINI & PELLEGATTI FRANCO (1992), CANDELLA *et al.* (1993), CAETANO NETO *et al.* (1996) e INNOCENTINI & CAETANO NETO (1996).

As tempestades ocorridas entre os paralelos 35 e 55, tipicamente, são, portanto, as causadoras das maiores ondas no Atlântico Sul, e quando atingem o litoral sul-sudeste brasileiro tais ondas têm direções entre SW e SE. Porém, é possível que ocorram algumas ondas de amplitudes significativas vindas do quadrante nordeste (SEIXAS, 1997). Um outro exemplo, embora sem registro documental, ocorreu em agosto de 1985, quando uma tempestade com ondas de altura estimada em mais de 2 metros causou a destruição parcial do quebra-mar do cais do Forno, Arraial do Cabo.

O objetivo deste trabalho é estudar alguns casos de estado do mar no Atlântico Sul, utilizando para isso o modelo de geração de ondas proposto por INNOCENTINI & CAETANO NETO (1994) e descrito por PELEGATTI FRANCO (1995). Através da comparação dos resultados com dados da bóia oceanográfica da PETROBRÁS, localizada na bacia de Campos - RJ, e observações visuais obtidas pelos integrantes do projeto Sentinelas do Mar (MELO FILHO, 1993) no litoral leste do estado do Rio de Janeiro, pretende-se, também, avaliar o desempenho do modelo.

Devido à concentração dos dados, será dada maior ênfase aos eventos que atingem o litoral do Rio de Janeiro.

## II - Caracterização do Mar no Atlântico sul

Embora não haja um estudo sistemático do clima de ondas no Atlântico Sul como um todo, alguns trabalhos foram realizados buscando caracterizar regiões da costa brasileira. HOMSI (1978), a partir da análise de 17.000 ondogramas, procurou mostrar as características das ondas nos pontos com coleta de dados pelo Instituto de Pesquisas Hidroviárias (INPH) entre 1962 e 1978; SEVERO DE SOUZA (1988) e GUERRA (1994) estudaram aspectos do clima de ondas da região norte do estado do Rio de Janeiro; MELO FILHO (1991) procura caracterizar qualitativamente o clima de ondas no litoral do estado do Rio de Janeiro; ALVES (1996) faz um estudo preliminar do clima de ondas no litoral de Santa Catarina.

Como anteriormente mencionado, as principais ondas presentes no Atlântico Sul são geradas nas médias e altas latitudes, por tempestades originadas nos centros de baixa pressão que vêm da Antártica, associados às frentes frias.

O deslocamento de uma frente fria se dá em forma de ondas horizontais de grande amplitude, chamadas ondas de Rossby (MEDINA, 1976). Uma onda desse tipo é formada quando ocorre uma perturbação na interface entre duas massas de ar, ou seja, a própria frente. Dependendo da situação, a onda pode crescer até atingir as dimensões observadas nas cartas meteorológicas de superfície (SAUCIER, 1976).

Essas ondas de Rossby deslocam-se de oeste para leste. No hemisfério sul, uma partícula localizada exatamente sobre a frente teria um movimento inicial para NE, tendendo a SE quando da regressão da onda. Em algumas situações, as frentes frias chegam a atingir as regiões nordeste e norte do Brasil (NIMER, 1989).

Os ventos que originam as ondas são formados pelo gradiente de pressão do centro de baixa associado à frente e são tão mais intensos quanto maior for esse gradiente.

Uma vez que os principais fatores que determinam o desenvolvimento das ondas aqui estudadas são a intensidade do vento, sua duração e a pista sobre a qual atua, pode-se dizer que a velocidade de deslocamento da frente fria, o gradiente de pressão a ela associado e seu próprio tamanho vão determinar o campo de ondas que será formado.

As ondas geradas pelas frentes frias têm direção que varia entre SW e SE, atingindo toda a costa sul do país, até Arraial do Cabo, RJ. Embora as tempestades mais intensas estejam geralmente relacionadas com ondas das direções SSW e S, algumas delas, vindas de SE, chegam à costa, com periodicidade aproximada de 10 anos. Em tais circunstâncias, as ondas penetram na Baía de Guanabara, RJ, e acabam atingindo pontos pouco comuns, causando grandes prejuízos. Eventos marcantes desse tipo ocorreram em agosto/88 e maio/97, sendo amplamente noticiados pelos jornais.

Na região sul, os ventos de leste associados ao anticiclone polar originam ondas importantes para a caracterização do espectro médio local. Porém, devido à falta de dados para os períodos escolhidos para simulação, não serão aqui abordados.

As ondas de NE, em geral, estão associadas à circulação induzida pelo centro de alta pressão semi-permanente do Atlântico e são predominantes, em termos de persistência, no litoral ao norte de Arraial do Cabo, RJ. O vento na região é quase constante, chegando a atingir 10 m/s à superfície, durante vários dias consecutivos, nas estações de inverno e primavera, como mostrado na figura II.1. O desenvolvimento das ondas nesse caso é limitado pela pista.

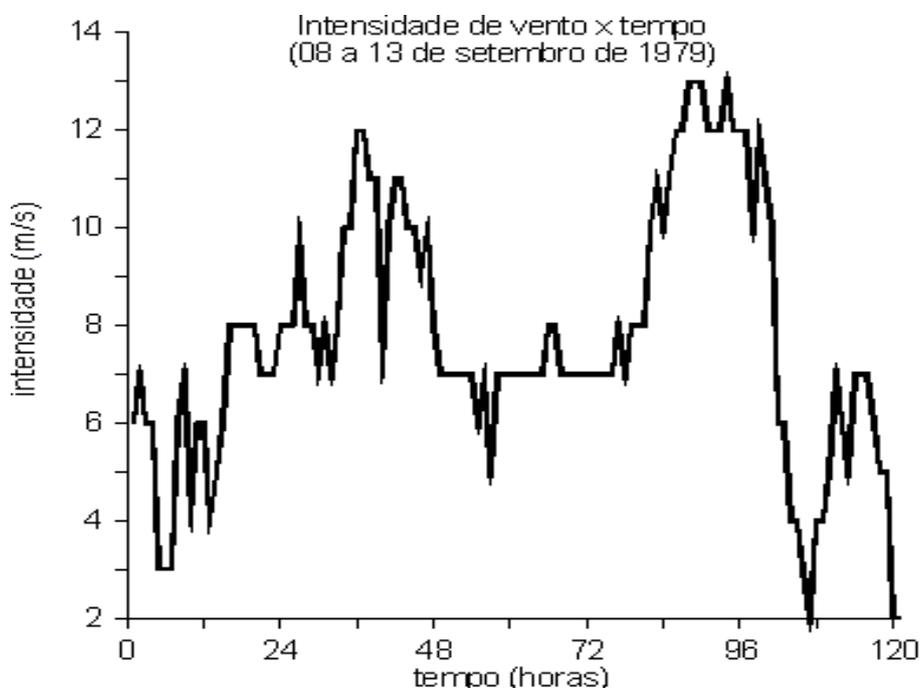


Figura II.1 - Registro da intensidade de vento em Arraial do Cabo, RJ, mostrando a persistência do vento intenso durante vários dias.

Uma situação especial para essa região ocorre na aproximação de uma frente fria. Nesse caso, ocorre um aumento importante no gradiente de pressão, que poderia ser visualizado, em uma carta de pressão ao nível do mar, pelo estreitamento das isóbaras Segundo SEVERO DE SOUZA (1988), o vento gerado pode chegar a 40 m/s à superfície. Nesse caso, a limitação se dá também pela duração, pois tal fenômeno se restringe, em geral, a poucas horas.

A figura II.1 ilustra essa situação. Os dados de vento foram coletados na estação meteorológica do Instituto Nacional de Meteorologia de Arraial do Cabo (estação número 83719; coordenadas 22° 42'S 042° 01'W) e são referentes ao período de 07 (08:00 hr) a 11 (08:00 hr) de julho de 1980. Pode-se notar o aumento da intensidade do vento, ainda na direção NE, a partir da trigésima hora, até um período de calmaria que antecede a mudança da direção para SW. A duração do vento de maior intensidade (da ordem de 40 km/h) é de aproximadamente 30 horas.

A figura II.2 mostra a distribuição da energia cinética para as diversas direções de vento em Arraial do Cabo, calculada por

$$E_c = \frac{1}{2} m U^2 * n$$

onde m é a massa, tomada como unitária, U é a intensidade do vento em m/s e n é o número de ocorrências para cada direção. Os dados coletados entre os anos de 1964 e 1993 e armazenados no Banco Nacional de Dados Oceanográficos (BNDO) da Diretoria de Hidrografia e Navegação (DHN) indicam que, embora o vento leste possa ser até mais freqüente em alguns casos que o nordeste, a energia cinética deste último é predominante, tendo como ápice o mês de setembro. O total da energia devida ao vento nordeste é superior, inclusive, à do vento sudoeste, pelo menos localmente, devido à persistência do vento NE. Conforme ODA (1997), a alteração da direção do vento para a direção leste está relacionado com o efeito de brisa,.

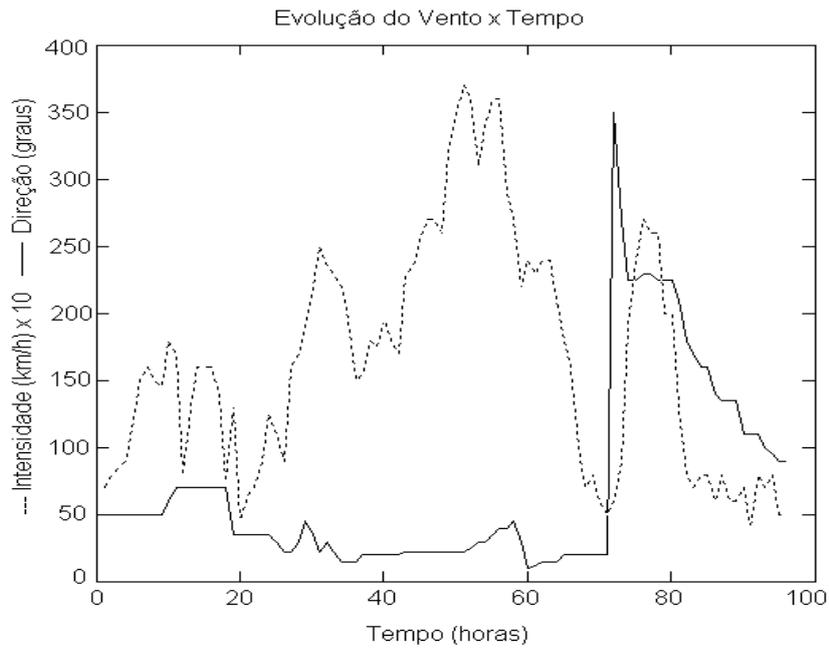


Figura II.2 - Gráfico de intensidade e direção de vento da estação meteorológica de Arraial do Cabo, mostrando a passagem de uma frente fria.

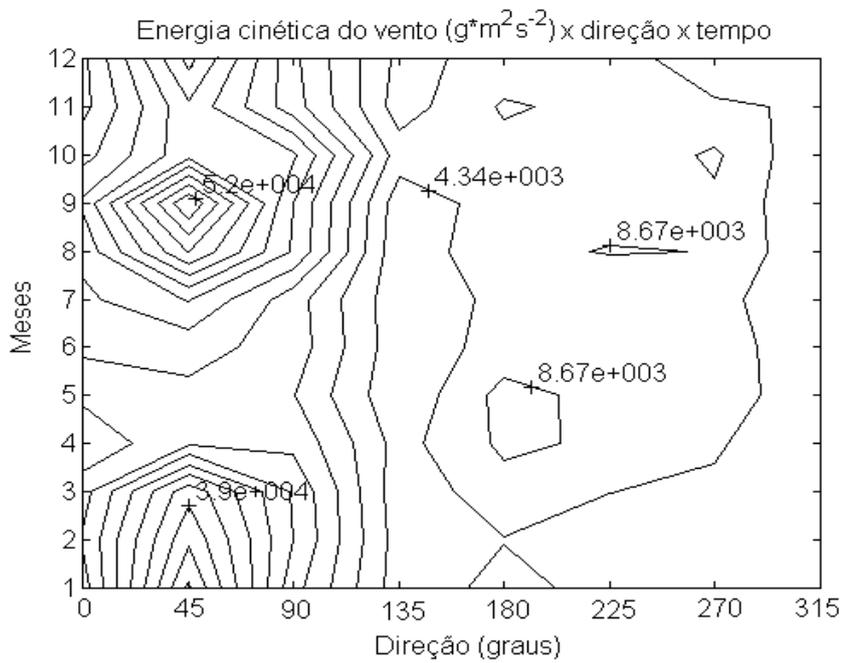


Figura II.3 - Gráfico de energia cinética x direção do vento x mês para a região de Arraial do Cabo, RJ.

No entanto, isso mostra apenas a influência do vento local. PARENTE (1997) mostra que a presença de marulho de direção leste é bastante freqüente na bacia de Campos.

O mar na região da bacia de Campos, onde estava localizada a bóia oceanográfica responsável pela coleta de alguns dos dados aqui utilizados para comparação com as modelagens, apresenta-se de forma bastante complexa, por estar sob influência dos ventos de NE, além de ser exposto às ondas que vêm do quadrante sul e ao marulho próximo de leste. Estudos realizados com os dados de ondas da bóia de Marlim (SEIXAS, 1997; PARENTE, 1997) mostram que é bastante comum a presença de ondas geradas em diversas condições e direções distintas, podendo ocorrer espectros bi, tri e, até mesmo, quadri-modais.

### III - Revisão de Modelagem de ondas

As ondas vêm despertando interesse desde a antigüidade. Aristóteles, Leonardo da Vinci e Benjamin Franklin já estudavam o problema (KOMEN *et al.*, 1994).

Até aproximadamente o início da década de 40, a única forma que os navegantes tinham 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 a força do mar através da fórmula

$$U = 1,87 \cdot B^{3/2} \quad (1)$$

onde U é a intensidade do vento em milhas marítimas por hora (nós) e B é o fator Beaufort que caracteriza o estado do mar. Tal escala é até hoje aceita internacionalmente.

Durante a Segunda Guerra Mundial, o crescimento da importância das forças navais no conflito levou a Marinha dos Estados Unidos a investir em estudos nesse

campo, visando, principalmente, o desembarque de forças anfíbias. 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 (KHANDEKAR, 1989; KOMEN *et al.*, 1994).

Desde então, modelos de previsão de ondas vêm sendo desenvolvidos e utilizados operacionalmente por diversas instituições de pesquisa e organismos internacionais, em especial na Europa, nos Estados Unidos e no Japão. Exemplos atuais são o European Centre for Medium-Range Weather Forecasts - ECMWF (Reino Unido), Fleet Numerical Oceanography Center (EUA), National Oceanic and Atmospheric Administration - NOAA (EUA), British Meteorological Office (Reino Unido), o Royal Netherlands Meteorological Institute (Holanda), o Scripps Institution of Oceanography (EUA), o Istituto per lo Studio della Dinamica delle Grandi Masse (Itália), o Max Planck Institute of Meteorology (Alemanha) e o Geophysical Institute, Tokohu University (Japão) (SWAMP, 1985). Uma listagem detalhada dos programas de coleta de dados e modelagem de ondas em curso em 1990, por exemplo, pode ser encontrada em WMO (1991).

A dependência dos dados de vento faz com que a maioria dos modelos de onda sejam operados por agências meteorológicas. Na verdade, a qualidade dos dados meteorológicos é crucial para que os resultados de onda sejam significativos.

Para forçar o modelo de ondas, deve-se obter campos de vento cronologicamente sucessivos em toda a malha. Como na prática tais campos não podem medidos diretamente, além do que dessa forma só seriam obtidas as condições instantâneas, torna-se necessária a utilização de modelos atmosféricos para esse fim. Nesse caso, as medições também são importantes, sendo utilizadas tanto na calibração, quanto na verificação dos resultados.

No Atlântico Sul, essa situação torna-se crítica, não só por suas dimensões, como também pela ausência de tráfego marítimo transoceânico significativo, capaz de contribuir com observações meteorológicas locais, as chamadas informações *ship*.

ESCOFFIER & PROVOST (1995) examinaram os dados disponíveis para a área delimitada pelos paralelos 55 e 30 S e meridianos 070 e 045 W e verificaram que os dados provenientes de navios são de rotas comerciais junto à costa ou barcos pesqueiros, em geral, em rota para as Falkland, sendo esses últimos ainda são limitados a períodos de bom tempo. Além disso, não existem, até o momento, programas de medição contínua de parâmetros atmosféricos em oceano aberto, como ocorre em outros oceanos.

Uma solução possível é a utilização de dados de vento de modelos atmosféricos globais como, por exemplo, do ECMWF ou do Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), que, por serem de escala global, podem não ter a resolução espacial necessária. Com a aplicação de modelos atmosféricos de área limitada, inicializados com dados dos modelos globais, pode-se obter os campos de vento com maior resolução, detalhando melhor os eventos de meso-escala.

As aplicações de um modelo de ondas, no entanto, não estão restritas apenas à prognose. Forçado por dados pretéritos de vento, coletados por períodos suficientemente longos, os modelos podem auxiliar nos estudos relacionados à erosão costeira e transporte de sedimentos, estimativa da energia, projetos de portos e estruturas costeiras e oceânicas como plataformas de exploração de petróleo (WMO, 1988). Tal técnica é denominada *hindcast*. Outra utilização dessa técnica é a reconstituição de eventos extremos, como furacões ou tempestades (CARDONE *et al.*, 1976), ou peculiares, como no presente estudo.

### III.1 - Tipos de modelos

Os resultados originais de Sverdrup e Munk foram modificados por Bretschneider em uma série de trabalhos (1951, 1952, 1959, 1970, 1973), que deram origem a ábacos que relacionam a pista, a duração e a intensidade do vento com a altura da onda significativa e o período de pico resultantes.

Esses ábacos, no entanto, parte das premissas de intensidade de vento constante e duração e/ou pista ilimitados, o que nem sempre corresponde à realidade. WILSON (1955, 1963) contornou em parte essa dificuldade integrando numericamente diversas pequenas áreas sobre as quais o vento poderia ser considerado constante, criando um método capaz de estimar ondas em um sistema móvel e com velocidade de vento variável. (KHANDEKAR, 1989).

PIERSON *et al.* (1955) desenvolveram um método, denominado PNJ, capaz de prever o espectro das ondas ao invés de apenas parâmetros, descrevendo-o matematicamente através de uma função que relaciona o quadrado da altura das vagas com a frequência. Tal método pode ser considerado como um passo em direção aos modelos espectrais. No entanto, ainda não havia sido desenvolvida uma formulação capaz de descrever a dinâmica da evolução dos espectros (KOMEN *et al.*, 1994).

A primeira tentativa de desenvolvimento de um modelo de previsão de ondas baseado na equação diferencial de transporte de escalares, nesse caso, energia, foi realizada por Gelci *et al.*, em 1957, que utilizou expressões empíricas para a determinação da evolução espectral, devido à falta de teorias adequadas. A partir dos trabalhos de PHILLIPS (1957) e MILES (1957) sobre a transferência de energia entre a atmosfera e o oceano e o estudo de HASSELMANN (1962) sobre a função de transferência não linear de energia foi possível estabelecer uma formulação como a atualmente utilizada (KOMEN *et al.*, 1994).

Modelos de ondas podem diferir em vários aspectos, como a representação do espectro ou a representação das fontes e sumidouros de energia. Uma classificação adotada por vários autores (SWAMP, 1988; WMO, 1988), e aqui seguida, é baseada na determinação do termo de interação não linear ( $S_{nl}$ ).

Nos modelos desacoplados ou de 1ª geração, cada componente do espectro de energia se propaga com sua própria velocidade de grupo, desenvolvendo-se independente das demais, até um nível individual de saturação. Tal nível pode ser

representado pela energia do espectro de um mar plenamente desenvolvido, usualmente o espectro de Pierson-Moscowitz.

A interação não linear é desprezada ou, se parametrizada, pouco significativa, sendo representada de uma forma simples (WMO, 1988).

Modelos dessa classe foram utilizados com sucesso por diversos anos por diversas instituições, incluindo a Marinha americana. A principal fonte de erros desses modelos parece ser a subestimação do crescimento das ondas (KHANDEKAR, 1989), por superestimar a entrada de energia pelo vento e subestimar a interação não linear entre as ondas na região de alta frequência.

Nos modelos de segunda geração, a interação não linear é representada através de parametrizações, o que impede o crescimento independente dos diversos componentes do espectro. Os modelos dessa classe, chamados acoplados, podem ser subdivididos em híbridos e discretos.

Nos modelos híbridos, utiliza-se a característica de que a forma do espectro da região das vagas é quase constante para uma grande variedade de situações de geração, com diferenças apenas nas escalas de frequência e energia (WMO, 1988). Com isso, pode-se representar a evolução das vagas através de um ou mais parâmetros adimensionalizados em função da aceleração da gravidade e intensidade de vento. Por exemplo, a energia pode ser adimensionalizada como

$$\varepsilon = E^t g^2 / U_{10}^4 \quad \text{ou} \quad \varepsilon = E^t g^2 U_*^{-4} \quad (2)$$

onde  $E^t$  é a energia total,  $g$  a aceleração da gravidade,  $U_{10}$  a velocidade do vento a 10 m e  $U_*$  é a velocidade de fricção.

Caso outros parâmetros sejam acrescentados, como, por exemplo, a energia total ( $E^t$ ), a frequência de pico ( $f_p$ ) ou o parâmetro de Phillips ( $\alpha$ ), o desenvolvimento das vagas será dado por um sistema de equações, uma para cada parâmetro (WMO, 1988).

No entanto, o marulho não pode ser descrito dessa maneira, uma vez que seu espectro não possui tais características. Tais ondas são, então, descritas como num modelo de primeira geração.

Os principais problemas nesse tipo de modelo surgem na interação entre vagas e marulho, quando a interação não linear não é nem desprezível, nem dominante (SWAMP, 1985). Isso acontece quando há uma diminuição na intensidade do vento ou uma alteração brusca de sua direção, o que transforma as vagas em marulho. Ou no caso oposto, quando o marulho atinge uma região em que a intensidade do vento é suficientemente alta, tornando-se vagas abruptamente.

Um modelo híbrido poderia ser descrito, portanto, como a combinação entre um modelo paramétrico de vagas e um modelo desacoplado para o marulho (WMO, 1988), tendo como vantagem o baixo custo computacional para operação (JANSSEN *et al.*, 1984).

Um exemplo desse tipo de modelo é o GONO (Golven Noordze), operacionalizado para previsões no Mar do Norte (JANSSEN *et al.*, 1984).

Nos modelos discretos, todo o espectro é representado em frequências discretas, o que, ao menos teoricamente, eliminaria os problemas de interface vagas-marulho, além de mais claro conceitualmente, é de mais simples implementação, devido à maior flexibilidade de representação do espectro das vagas e da uniformidade da representação da região de transição entre os domínios das vagas e do marulho (SWAMP, 1985).

Embora essa representação discreta do espectro seja a principal diferença para os modelos híbridos (KHANDEKAR, 1989), ela pode não ser tão evidente ou vantajosa (SWAMP, 1985; WMO, 1988). O menor número de variáveis utilizados na parametrização da interação não linear em relação ao espectro de ondas pode, inclusive, induzir formas irrealistas do espectro (SWAMP, 1985).

Alguns modelos discretos utilizam como parametrização da interação não linear uma redistribuição de energia baseada em um espectro de forma já determinada,

como, por exemplo, JONSWAP - Joint North Sea Wave Project - (GOLDING, 1983). Outra modalidade de parametrização é uma combinação entre um espectro de desenvolvimento em pista limitada e um espectro exponencial tipo Miles (WMO, 1988).

As principais deficiências dos modelos de segunda geração residem na dificuldade de representação de mares complexos gerados por rápidas alterações na direção do vento (WAMDI, 1988).

Seguindo a proposição do SWAMP Group - Sea Wave Modelling Project - , a evolução dos modelos, isso é, a terceira geração, deveria ser o desenvolvimento de um modelo em que a integração da equação básica de transporte pudesse ser realizada sem restrições quanto à forma do espectro (WAMDI, 1988).

O modelo Exact-NL calcula a integral tridimensional baseado em técnicas computacionais bastante eficientes. No entanto, está restrito a situações simples, em apenas um ponto, não sendo operacionalmente viável devido à grande demanda de tempo computacional (SWAMP, 1988).

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 com o mesmo número de graus de liberdade do espectro e a especificação de uma função representativa da dissipação que feche o balanço de energia (WAMDI, 1988).

A interação não linear, como acima mencionado, é parametrizada, de forma a reduzir o esforço computacional, permitindo sua operacionalização (BANNER & YOUNG, 1994).

A versão para água rasa inclui, ainda, entre outros implementos, termo de fricção no fundo, alteração da expressão da velocidade de grupo, alteração na parametrização do fornecimento de energia pelo vento e efeitos de refração pela variação da profundidade (WAMDI, 1988).

As versões mais recentes utilizam a assimilação de dados de altura de ondas e vento obtidos através de radar altimétrico e observações de espectro bidimensional obtidos por radar de abertura sintética (Synthetic Aperture Radar - SAR), ambos instalados em plataformas orbitais. Tais dados são utilizados para inicialização, controle de qualidade e assimilação em tempo real da modelagem (KOMEN *et al.*, 1994).

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 (BANNER & YOUNG, 1994).

O WAM é utilizado operacionalmente, entre outros, pelo ECMWF e tem obtido sucesso na predição de alturas significativas e períodos (BANNER & YOUNG, 1994; KOMEN *et al.*, 1994).

Um outro modelo que utiliza a mesma forma de cálculo de interação onda-onda proposta por Hasselmann, podendo, por isso, ser classificado como de terceira geração, é o WAVEWATCH. As diferenças principais entre este e o WAM residem nas parametrizações dos termos de fonte e dissipação de energia. O primeiro, baseado em estudos de CHALIKOV & BELEVICH (1993, *apud* TOLMAN & CHALIKOV, 1996), 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 constituintes. Uma para frequências próximas e abaixo da frequência de pico, 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 entre as fontes para o regime correspondente. Os resultados indicam que o desempenho do modelo é excelente 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).

#### IV - Descrição do Modelo Utilizado

O modelo utilizado neste estudo foi desenvolvido por INNOCENTINI & CAETANO NETO (1994) e é descrito em detalhes por PELLEGGATI FRANCO (1995). Será doravante designado por SAWMO (South Atlantic Wave Model), conforme nome adotado pelo autor em 1994.

É um modelo de segunda geração, acoplado discreto, segundo o critério utilizado no capítulo anterior.

A equação governante é a de balanço de energia

$$\frac{\partial E}{\partial t} + \vec{c}_g \cdot \vec{\nabla} E = S \quad (3)$$

onde  $E(\vec{x}, \theta, f, t)$  é a energia em uma componente espectral  $f$  propagando-se em uma direção  $\theta$ , no ponto  $\vec{x}$  e tempo  $t$ ,  $\vec{c}_g$  é a velocidade de grupo da componente e  $S$  representa os processos de ganho e perda de energia dessa componente do ponto de vista de um observador deslocando-se na mesma velocidade (GOLDING, 1982). A dedução detalhada da equação (3) pode ser encontrada em PELLEGGATI FRANCO (1995) e HASSELMANN (1960, **apud** GOLDING, 1982).

Considerando-se a possibilidade de variação de profundidade, o que poderia causar refração e *shoaling*, a expansão apropriada da equação (3) é dada por

$$\frac{dE}{dt} = \frac{\partial E}{\partial t} + \vec{c}_g \circ \vec{\nabla} E = -E \vec{\nabla} \circ \vec{c}_g - \frac{\partial}{\partial \theta} [(\vec{c}_g \circ \vec{\nabla} \theta) E] + S_{in} + S_{ds} + S_{nl} \quad (4)$$

( I )   ( II )   ( III )   ( IV )   ( V )   |----- ( VI ) -----|

onde

$E = E(\vec{x}, \theta, f, t)$  = energia em função das coordenadas, direção, freqüência e tempo

$f =$  freqüência em ciclos/segundo

$\theta$  = direção de propagação

$S_{in}$  = entrada de energia

$S_{ds}$  = dissipação de energia

$S_{nl}$  = interação não-linear

$\bar{\nabla} = m \left( \frac{\partial}{\partial x}, \frac{\partial}{\partial y} \right)$  sendo m o fator de mapa.

A equação indica que a taxa de variação total de energia ( I ) é resultado da taxa de variação local ( II ) mais a energia advectada ( III ), o empinamento (*shoaling*) ( IV ) e a energia refratada ( V ), mais as fontes e sumidouros (VI).

A discretização é por diferenças finitas, sendo utilizadas 36 direções ( $\Delta\theta = 10^\circ$ ) e 13 períodos (1, 2, 3, 4, 5, 6, 7, 8, 10, 13, 16, 20 e 25 s) fixos. O incremento temporal padrão é de 30 min e o incremento espacial pode variar entre 5 e 100 km (INNOCENTINI & CAETANO NETO, 1994).

O modelo é bidimensional e a grade utilizada é do tipo A de Arakawa, onde todas as variáveis são calculadas em todos os pontos (DYKE, 1996).

#### IV.1 - Advecção de Energia

Nesse modelo, optou-se por utilizar um esquema numérico semi-lagrangiano com interpolação bi-quadrática para a advecção. Nesse tipo de esquema numérico, busca-se unir as vantagens dos esquemas eulerianos, que funcionam bem em grades cartesianas regulares, com as dos esquemas lagrangianos, estáveis o bastante para permitir a utilização de intervalos temporais de integração mais longos (STANIFORTH, 1990).

De uma forma simplificada, se aplicado em uma advecção unidimensional, tal esquema pode ser definido como:

$$\frac{dF}{dt} = \frac{\partial F}{\partial t} + \frac{dx}{dt} \frac{\partial F}{\partial x} \quad (5)$$

onde

$$\frac{dx}{dt} = U'(x, t)$$

Se a velocidade de transporte varia, tem que ser ajustada por métodos iterativos. Porém, no caso do transporte de energia das ondas, a velocidade é constante com o tempo e pode ser aproximada como também constante no espaço, principalmente se for considerada condição de água profunda. Assim, o esquema torna-se bastante simples. Considerando-se que não haja perda, a energia que chega em um ponto de grade em um passo de tempo  $t$  qualquer, foi advectada de uma distância igual  $c_g(f) \times \Delta t$ , na direção de propagação. Basta, então, definir o valor dessa energia no ponto de partida. Aqui, é utilizada uma interpolação biquadrática lagrangiana entre os nove pontos mais próximos (CARNAHAM *et al.*, 1969, **apud** PELLEGATTI FRANCO, 1995). A figura IV.1, ilustra a aplicação do método para advectar uma partícula até o ponto P, no tempo  $\Delta t$ .

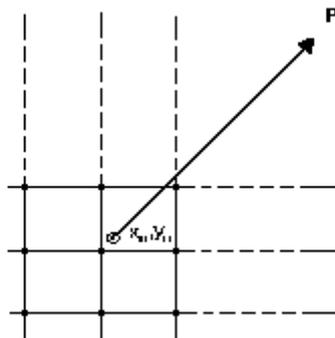


Figura IV.1 - Ilustração dos nove pontos de grade utilizados para interpolação biquadrática no esquema de advecção semi-lagrangiano.

Para emprego desse esquema, deve-se considerar que não haja perda de energia, donde

$$\frac{dE}{dt} = 0 \tag{6}$$

#### IV.II - Empinamento

O empinamento pode ser definido em função da conservação do fluxo de energia quando a propagação se dá em água rasa. Nessas condições, a velocidade de grupo ( $\vec{c}_g$ ) passa a ser função direta da profundidade (h). Assim, a diminuição de h acarreta uma redução de  $\vec{c}_g$ . Para conservar o fluxo de energia, a altura da onda aumenta.

Na teoria linear, isso é válido até bem próximo à costa, quando os efeitos não-lineares tornam-se mais importantes e não podem mais ser desprezados (CAVALERI *et al*, in: KOMEN *et al*, 1994)

O termo de empinamento é dado por

$$\frac{\partial E}{\partial t} = - E \vec{\nabla} \cdot \vec{c}_g \quad (7)$$

e é representado por

$$\frac{\partial E}{\partial t} = - E \left( \frac{\partial c_g}{\partial x} \cos(\theta) + \frac{\partial c_g}{\partial y} \sin(\theta) \right) \quad (8)$$

onde  $\theta$  = direção de propagação, sendo calculado por um esquema de diferenças finitas avançado no tempo e centrado no espaço.

#### IV.III - Termo de Refração

Segundo CAVALERI *et al* (in: KOMEN *et al*, 1994), na maioria dos modelos numéricos de onda o empinamento (shoaling) e a refração angular são referidos como refração simplesmente. Aqui, mostrados separadamente pela forma como são tratados no modelo.

A taxa de variação de energia em uma determinada direção  $\theta$  devido à refração pode ser expressa por

$$\left[ \frac{\partial E}{\partial t} \right]_{\theta} = - \frac{\partial}{\partial \theta} \left[ (\vec{c}_g \cdot \vec{\nabla} \theta) E \right] \quad (9)$$

O esquema de refração é baseado na forma contínua da lei de Snell

$$\frac{\partial}{\partial s}(k \cdot \sin \alpha) = 0 \quad (10)$$

onde

$s$  = caminho do raio de onda (*ray path*) ortogonais às cristas

$k$  = número de onda =  $2\pi/L$  onde  $L$  é o comprimento da onda

$\alpha$  = ângulo entre  $s$  e o gradiente de profundidade

Após desenvolvimento matemático, que pode ser encontrado em PELLEGGATTI FRANCO (1995), chega-se à expressão

$$\bar{c}_g \cdot \bar{\nabla} \theta = - \frac{|\bar{c}_g|}{k} \left[ \frac{\partial h}{\partial x} \sin \theta - \frac{\partial h}{\partial y} \cos \theta \right] \cdot A(k, h) \quad (11)$$

onde

$$A(k, h) = - \frac{h^2 \cdot \operatorname{sech}^2(kh)}{\operatorname{tgh}(kh) + kh \cdot \operatorname{sech}^2(kh)}$$

O termo entre colchetes é resolvido por diferenças finitas centradas e os demais são calculados em função de  $H$  para cada uma das frequências utilizadas pelo modelo.

A formulação completa do termo de refração é dada por (GOLDING, 1983)

$$[\Delta E]_\theta = - \frac{\partial}{\partial \theta} \left\{ (\bar{c}_g \cdot \bar{\nabla} \theta) E \right\} \Delta t = \quad (12)$$

$$= \left\{ \left[ \min \begin{pmatrix} \bar{c}_g \cdot \bar{\nabla} \theta \\ 0 \end{pmatrix} \cdot E \right]_{\theta+\Delta\theta} + \left[ \max \begin{pmatrix} \bar{c}_g \cdot \bar{\nabla} \theta \\ 0 \end{pmatrix} \cdot E \right]_{\theta-\Delta\theta} - \left[ (\bar{c}_g \cdot \bar{\nabla} \theta) \cdot E \right]_\theta \right\} \frac{\Delta t}{\Delta \theta}$$

O esquema é *upstream*, sendo o sentido dado pelo sinal de  $\bar{c}_g \cdot \bar{\nabla} \theta$ . A

estabilidade numérica estará garantida enquanto  $|\bar{c}_g \cdot \bar{\nabla} \theta| \leq \frac{\Delta \theta}{\Delta t}$  (PELLEGGATTI

FRANCO, 1995).

#### IV.IV - Interações Não Lineares

As interações não lineares são a principal responsável pela evolução do espectro na banda das vagas e sua representação constitui-se na diferença básica entre as gerações de modelos de ondas. Segundo HASSELMANN *et al.* (1976), essas interações entre ondas seriam responsáveis não apenas pelo rápido crescimento das ondas da face frontal do espectro, mas também pela forma do espectro, o desenvolvimento do pico de energia e a migração desse pico para as frequências mais baixas. Segundo os mesmos autores, a influência da entrada de energia na taxa de migração do pico de energia é desprezível se comparada com a interação não-linear.

Simplificadamente, o que ocorre é que, na região do espectro próxima ao pico, o ganho de energia é maior que a dissipação e o excesso de energia é transferido através das interações para as baixas e altas frequências (WMO, 1988).

Uma vez que o modelo utilizado é de segunda geração, as interações são parametrizadas. O método empregado foi a redistribuição de energia a partir de uma forma preestabelecida do espectro, utilizando-se para tal o espectro de Kruseman, conforme JANSSEN *et al.* (1981). Esse espectro é bastante semelhante ao espectro JONSWAP, tendo, segundo Janssen, a vantagem de possuir uma forma analítica mais simples, expressa por

$$\bar{E}_V^0 = \begin{cases} 0 & \text{para } f < f_{\min} \\ \frac{\hat{\alpha}g^2}{(2\pi)^4} \cdot \frac{1}{f_p^5} \cdot \frac{f - f_{\min}}{f_p - f_{\min}} & \text{para } f_{\min} < f < f_p \\ \frac{\hat{\alpha}g^2}{(2\pi)^4} \frac{1}{f^5} & \text{para } f_p < f \end{cases} \quad (13)$$

onde  $f_{\min}$  é a frequência mínima do domínio das vagas,  $f_p$  é a frequência de pico e  $g$  a aceleração da gravidade, tomada como  $9,8 \text{ m/s}^2$ . O parâmetro  $\hat{\alpha}$  é dado pela relação

$$\hat{\alpha} = 4,93 \cdot 10^{-3} \xi^{-1,944} \quad (14)$$

e  $\xi$  define o estágio de desenvolvimento do espectro, sendo representado por

$$\xi = \left( \frac{\bar{E}_v}{\bar{E}_{vmax}} \right)^{0,25} \quad (15)$$

onde  $\bar{E}_v$  é a energia contida no espectro das vagas e  $\bar{E}_{vmax}$  a energia do espectro totalmente desenvolvido.

Segundo SANDERS (1981, *apud* INNOCENTINI & CAETANO NETO, 1994),

$\bar{E}_{vmax}$  é descrito empiricamente por

$$\bar{E}_{vmax} = \left( \frac{U_{10}^2 \cdot \hat{\beta}}{4g} \right)^2 \quad (16)$$

onde  $U_{10}$  é a intensidade do vento a 10 m de altitude.  $\hat{\beta}$  é um parâmetro da transferência da energia do vento para as ondas e seu valor varia segundo a estação do ano. As medições de SANDERS (1976, *apud* INNOCENTINI & CAETANO NETO, 1994), realizadas no inverno, indicaram 0,22. Já no experimento JONSWAP (HASSELMANN *et al.*, 1973), realizado durante o verão, o valor encontrado foi de 0,14. Isso ocorre porque, durante o verão, o sistema água-ar é mais estável e a transferência de energia menos eficiente (JANSEN *et al.*, 1984).

A frequência de pico também pode ser definida em função da *idade* do mar (tradução livre para *sea age*) através da relação

$$f_p = \frac{g \cdot 6,89 \cdot 10^{-2} \hat{\beta}^{-0,5} \xi^{-1,376}}{U_{10}} \quad (17)$$

Uma das principais dificuldades encontradas na modelagem de ondas é estabelecer a separação entre o domínio das vagas e do marulho, o que significa, determinar a região do espectro capaz de receber efetivamente a energia do vento. No

SAWMO, foi utilizado um método iterativo, similar ao empregado por GOLDING (1983), que será descrito a seguir.

Inicialmente, é computada a energia máxima da banda das vagas através da equação (15), assumindo-se esse valor como o da energia do espectro, ou seja,  $E_v = E_{vmax}$ . Num segundo passo, são calculados os valores de  $\xi$ ,  $\hat{\alpha}$  e  $f_p$ . O terceiro passo é o cálculo de  $f_{min}$  através da relação

$$\bar{E}_v = \int_{f_{min}}^{\infty} \bar{E}_v^0 \cdot df \cdot d\theta = \frac{\alpha g^2}{(2\pi)^4} \frac{1}{4f_p^4} (3 - 2\mu) \quad (18)$$

onde  $\mu = \frac{f_{min}}{f_p}$

O valor de  $\bar{E}_v$  é obtido numericamente, sendo computada a energia do espectro das vagas ( $f_{min} > f$ ) no domínio  $\theta_v - \pi/2 < \theta < \theta_v + \pi/2$ . De posse desse valor, volta-se ao segundo passo, repetindo o processo até que haja convergência do resultado. Segundo INNOCENTINI & CAETANO NETO (1994), a convergência se dá após duas ou três repetições.

#### IV.IV.I - Espalhamento Angular

Um dos principais problemas dos modelos de segunda geração ocorre nesse item.

A maioria dos modelos utiliza como forma de espalhamento de energia uma função baseada no quadrado do coseno do ângulo entre as direções de propagação da onda e do vento, como, por exemplo

$$E_s = G(\theta) \cdot \bar{E}_v^0 \quad (19)$$

sendo

$$G(\theta) = \begin{cases} \frac{2}{\pi} \cos^2(\theta - \theta_v) & \text{se } |\theta - \theta_v| < \frac{\pi}{2} \\ 0 & \text{de outra forma} \end{cases} \quad (20)$$

Porém, no caso de mudança rápida da direção de vento, como na passagem de frentes frias, haverá uma imediata migração da energia para a direção principal do vento, quando o mais correto deveria ser uma migração gradativa dessa energia.

No modelo SAIL (SWAMP, 1985), um modelo paramétrico de segunda geração, é utilizado um esquema baseado em um espectro de referência, no caso, o de Pierson-Moskowitz com o cálculo de espalhamento de Mitsuuyasu. Quando ocorre uma mudança brusca na direção do vento, os novos espectros gerados pelo modelo são forçados a se ajustar à referência, permitindo que a energia seja distribuída de forma mais aproximada da real.

Em SAWMO, foi proposta uma solução que, embora arbitrária, é capaz de representar a migração da energia de forma comparável às obtidas com experimentos com modelos de terceira geração (INNOCENTINI & CAETANO NETO, 1994).

Para os cálculos são definidos os seguintes parâmetros :

$\bar{E}_a^f(\theta)$  - energia na direção  $\theta$  antes do espalhamento

$\bar{E}_e^f(\theta)$  - energia de vagas a ser espalhada segundo a equação (20)

$\bar{E}_r^f(\theta)$  - energia retida na direção  $\theta$

$\bar{E}_n^f(\theta)$  - energia resultante

Segundo os autores do modelo,  $E_n$  deve satisfazer as seguintes condições :

$\bar{E}_n^f = \bar{E}_r^f + \bar{E}_e^f$  ; a energia resultante é a soma da retida mais a espalhada.

$\bar{E}_r^f \propto |\text{sen}(\theta - \theta_v)|$  onde  $\theta_v$  é direção do vento.

$\bar{E}_r^f \propto \bar{E}_a^f - \bar{E}_e^f$ ; a energia retida será proporcional à diferença entre a inicial e a espalhada.

se  $\bar{E}_e^f > \bar{E}_a^f \rightarrow \bar{E}_r^f = 0$ ; se a energia espalhada for maior que a inicial, nenhuma energia será retida na direção.

se  $\bar{E}_e^f < \bar{E}_a^f \rightarrow \bar{E}_n^f < \bar{E}_a^f$ ; se a energia espalhada for menor que a inicial, a resultante será menor que a inicial.

Dessa forma, chega-se a parametrização :

$$\bar{E}^{f*} = \begin{cases} \bar{E}_e^f & \text{se } \bar{E}_a^f < \bar{E}_e^f \\ \bar{E}_e^f + (\bar{E}_a^f - \bar{E}_e^f) \cdot |\text{sen}(\theta - \theta_v)| & \text{se } \bar{E}_a^f \geq \bar{E}_e^f \end{cases} \quad (21)$$

Para conservar a energia total das vagas  $\left( \bar{E}_v \right)$ ,  $\bar{E}^{f*}$  deve ser normalizada da seguinte forma :

$$\bar{E}_n^f = \frac{\bar{E}^{f*} \cdot \bar{E}_v}{\bar{E}^*} \quad \text{e, finalmente,} \quad E_n = \frac{\bar{E}_v^o \cdot \bar{E}_r^f}{\bar{E}_v} \quad (22)$$

O mesmo princípio deverá ser aplicado para o ajuste da migração de energia para o pico do espectro, uma vez que, a distribuição instantânea ajustada pela forma preestabelecida do espectro, tende a intensificar a energia naquele ponto. Esse procedimento está em fase de implementação no modelo, tendo como diretrizes resultados de observações e de modelos de 3ª geração ( INNOCENTINI & CAETANO NETO, 1994).

#### IV.V - Fontes e Sumidouros de Energia

A parametrização do termo de entrada de energia ( $S_{in}$ ) é uma das principais fontes de erro na modelagem de ondas, inclusive nos modelos de terceira geração.

Segundo KOMEN *et al.* (1994), esses termos são os menos conhecidos dentre os três representativos das fontes de energia.

Segundo BANNER & YOUNG (1995), a *cauda* de frequências mais altas ( $f > 2,5 f_p$ ), em geral, desprezada ou imposta, exerce influência significativa na evolução do espectro. Esse aspecto, porém, ainda não está sendo aplicado nos modelos operacionais.

Os modelos de segunda geração, em geral, utilizam como parametrização da fonte de energia uma forma linear do tipo  $S_{in} = B_M E$ . Exemplos disso são os modelos denominados BMO, SAIL e DNS, testados em SWAMP (1985).

O modelo aqui descrito, assim como o BMO, utiliza a forma

$$S_{in} = \gamma + \beta E(f, \theta) \quad (23)$$

onde  $\gamma$  representa o termo de Philips e  $\beta$  o termo de Miles. O termo de Philips é importante no início da geração, a partir do mar em repouso. Como será visto mais tarde, isso será bastante utilizado nas simulações.

A representação dos termos acima, segundo SNYDER *et al.* (1981, *apud* PELLEGATTI FRANCO, 1995), é dada por :

$$\gamma = \begin{cases} \frac{6 \cdot 10^{-8}}{2\pi f_{max}} U_{10}^2 \cos^2(\theta - \theta_v) & \text{para } f = f_{max} \text{ e } |\theta - \theta_v| < \pi/2 \\ 0 & \text{de outra forma} \end{cases} \quad (24)$$

$$\beta = \begin{cases} C \cdot f \cdot \left( \frac{U_{10} \cdot \cos(\theta - \theta_v)}{c} - 1 \right) & \text{se } U \cdot \cos(\theta - \theta_v) > c \\ 0 & \text{de outra forma} \end{cases} \quad (25)$$

O termo C é dado por

$$C = G \cdot 2\pi\bar{\rho}$$

onde  $\bar{\rho}$  é a relação entre a densidade do ar e da água, tomada como constante e igual a 0,001,  $\theta_v$  é a direção do vento e G um fator de geração.

A dissipação de energia pode ocorrer por várias formas, por oposição de vento, por atenuação do marulho, por atrito com o fundo ou por quebra da onda. Processos de quebra em micro-escala e ação capilar "parasitária" também contribuem para a perda de energia. No entanto, não há conhecimento suficiente atualmente para separar tais perdas (WMO, 1988).

No estágio atual, as duas primeiras não estão incluídas. Segundo YOUNG e SOBEY (1983, *apud* INNOCENTINI & CAETANO NETO, 1994), isso seria válido uma vez que os resultados práticos podem ser considerados desprezíveis.

A dissipação por atrito com o fundo é dada por

$$S_{bf} = -\frac{\Gamma}{g^2} \frac{\omega^2}{\sinh^2 kh} \quad (26)$$

onde  $\Gamma = \text{constante} = 0,0038 \text{ m}^2\text{s}^{-3}$  e h é a profundidade local, conforme encontrado em WAMDI, 1988.

No entanto, para os propósitos aqui pretendidos, esta não é importante, visto que a perda de energia por atrito só poderá ser notada quando da passagem do trem de ondas por extensas plataformas rasas e em malhas numéricas de menor dimensão.

O termo de dissipação por quebra de ondas também é objeto de controvérsias na modelagem de ondas, não tendo sido encontrada uma forma de representação adequada (BANNER & YOUNG, 1994).

Dentre as várias representações existentes para esse termo, optou-se por utilizar a mesma utilizada por HASSELMANN *et al.* (1973) para a modelagem da quebra de ondas ou dos chamados carneirinhos

$$S_{ds} = D \cdot f^2 \cdot E(f, \theta) \cdot \left( \frac{E}{E} \right)^{0,25} \quad (27)$$

Os parâmetros C e D são ajustados para reproduzir a curva de crescimento limitado por duração dada por SANDERS (1976, *apud* INNOCENTINI & CAETANO NETO, 1994), na qual a altura significativa é representada por

$$H_s = \frac{U_{10}^2}{g} \tanh \left( 6,1 \cdot 10^{-4} \left( \frac{g \cdot t}{U_{10}} \right)^{0,75} \right) \quad (28)$$

Tais parâmetros foram calibrados para intensidades de vento de 5, 10, 15, 20 e 25 m/s e os relativos às demais intensidades obtidos por interpolação linear.

#### V - Teste com o modelo

O modelo SAWMO já foi testado em algumas situações idealizadas (INNOCENTINI & CAETANO NETO, 1994) e realistas (INNOCENTINI & PELLEGGATI FRANCO, 1992; INNOCENTINI, 1995a, 1995b).

Para verificação da capacidade do modelo, foi realizado um teste teórico de geração e propagação de ondas. Em uma malha com as dimensões de 55 pontos de latitude e 73 pontos de longitude,  $\Delta x = \Delta y = 50$  km, foi idealizada uma área de geração de 6 x 11 pontos (250 x 500 km), conforme mostra a figura V.1.

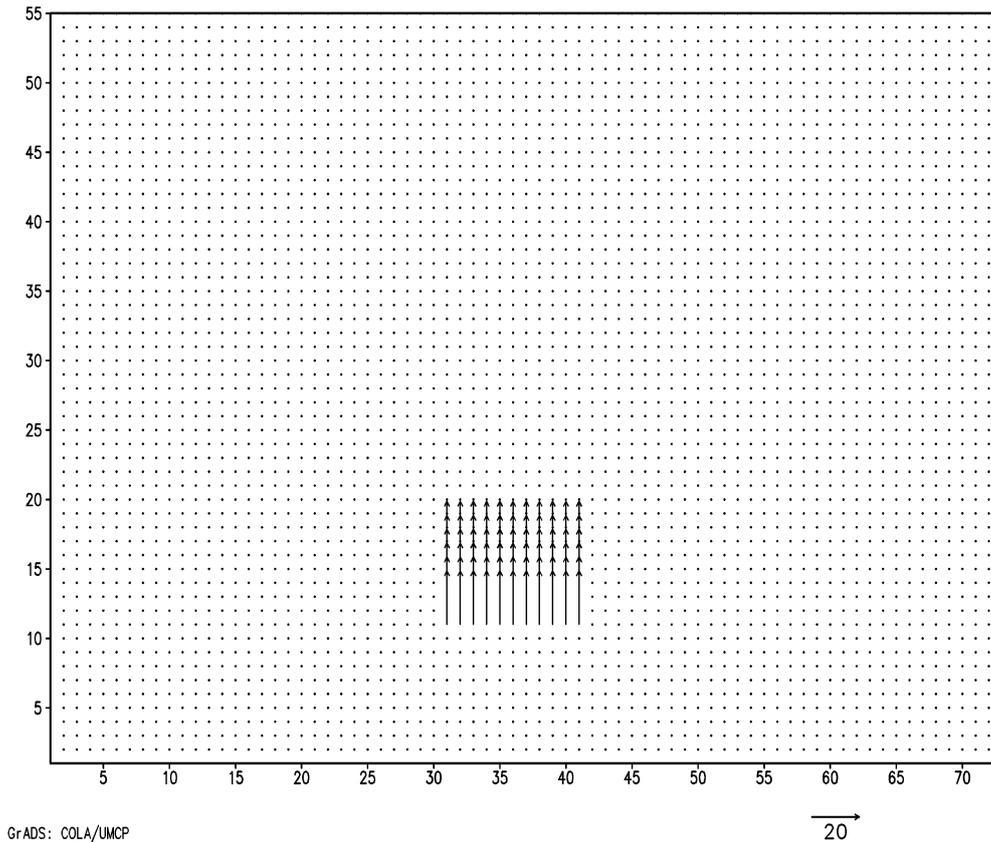


Figura V.1 - Grade para experimento teórico, mostrando a posição da zona de geração retangular estacionária.

O campo de vento foi determinado constante e com intensidade de 20 m/s dentro da zona de geração e calmaria fora dessa área. Nas fronteiras foram consideradas derivadas zero de energia, ou seja,  $\frac{\partial E}{\partial x_i} = 0$ . As forçantes foram mantidas por 96 horas e, em seguida mantidas nulas por mais 96 horas, até o final da simulação.

A profundidade em toda a malha foi de 1000 m para evitar a interferência de fenômenos como empinamento (shoalling), refração e dissipação de energia por atrito com o fundo.

Os objetivos do teste são verificar a capacidade de geração de ondas pelo modelo, comparando os resultados com os obtidos no experimento JONSWAP através

das fórmulas de CARTER (1982), e a propagação das características do marulho através da malha proposta.

No teste inicial, verificou-se que, com a discretização original de períodos (vide cap. IV), os resultados não representavam a evolução do período de pico de forma satisfatória, pelo pequeno número de períodos na banda do marulho ( $T > 10$  s). Considerando que o período de pico é um parâmetro fundamental na caracterização do estado do mar, optou-se por aumentar o número de períodos na modelagem, passando para 19 (1, 2, 3, 4, 5, 6, 7, 8, 9, 10, 11, 12, 13, 14, 15, 16, 18, 20 e 25 seg.). A escolha dos períodos foi motivada pelas observações visuais e análise dos dados da bóia de Marlim. A maior ocorrência de períodos de pico está na faixa entre 4 e 14 segundos, poucas vezes acima. O período de 25 seg. foi colocado como valor extremo, já que a energia nessa banda do espectro é bastante pequena na região.

Essa modificação, no entanto, implicaria em alteração dos coeficientes C e D, determinantes nas curvas de crescimento de onda significativa. Como já visto no capítulo IV - item IV.IV, a reprodução da curva de crescimento da onda significativa é obtida pelo balanceamento do termo de geração ( $C = G \cdot 2\pi\bar{p}$ ) com o termo de dissipação D. A alteração do número de períodos implica também na variação da energia total adicionada, obrigando a um novo ajuste do termo de dissipação para manutenção do aspecto da curva. Porém, mesmo com as alterações, as curvas permaneceram ajustadas, com exceção daquela relativa à intensidade de vento de 25 m/s, onde o crescimento da altura significativa foi cerca de 5 % maior. Isso pode ser considerado aceitável, visto que tal situação só ocorreria em situações extremas (mar totalmente desenvolvido para vento de 25 m/s) e pouco prováveis.

Outro ponto importante relativo à modificação introduzida diz respeito ao desempenho do modelo. Uma vez que a principal variável de cálculo é a matriz quadridimensional  $E(x,y,\theta,f)$ , onde  $x$  e  $y$  são as posições na grade,  $\theta$  a direção de propagação e  $f$  a frequência, aumentar o número dessa última variável significa

umentar também a quantidade básica de operações. No caso dos parâmetros utilizados, passa-se de 1.879.020 para 2.746.260 operações por passo de tempo, o que significa um acréscimo de 46 % no tempo de processamento. Isso torna o modelo *pesado* computacionalmente, exigindo maior quantidade de memória e mais velocidade de processamento para mantê-lo operacional.

A figura V.2 (a, b, c) mostra, respectivamente, os campos de altura significativa ao final de 96, 120 e 196 horas de simulação. Pode-se notar que há um núcleo de alturas máximas localizado na fronteira da área de geração no final do período de geração (96 h). O valor de 6,75 m foi o máximo atingido durante todo o processo.

Com 120 horas, nota-se que o núcleo de máximos de altura, com valor de, aproximadamente, 4 m, está próximo à metade da grade, ou seja, após o final do vento, as maiores alturas estão relacionadas com a propagação do marulho.

Ao final do experimento, com 196 horas, praticamente todo o campo tende ao repouso novamente, com alturas máximas de 1,1 m e períodos baixos na fronteira superior. No entanto, as alturas significativas são pequenas o bastante para ser, na prática, desprezadas.

As distorções nas isolinhas dos gráficos são causadas pela interpolação do programa gráfico e pela discretização da grade.

Nas figuras V.3 e V.4, respectivamente, pode-se observar a evolução da altura significativa e do período de pico em pontos localizados sobre a longitude 36 da malha. O período de pico típico na zona de geração e proximidades foi de 12 s e para o restante da malha, 11 s. Como esperado, as maiores alturas estão mais próximas da zona de geração, onde o espalhamento da energia ainda é pequeno.

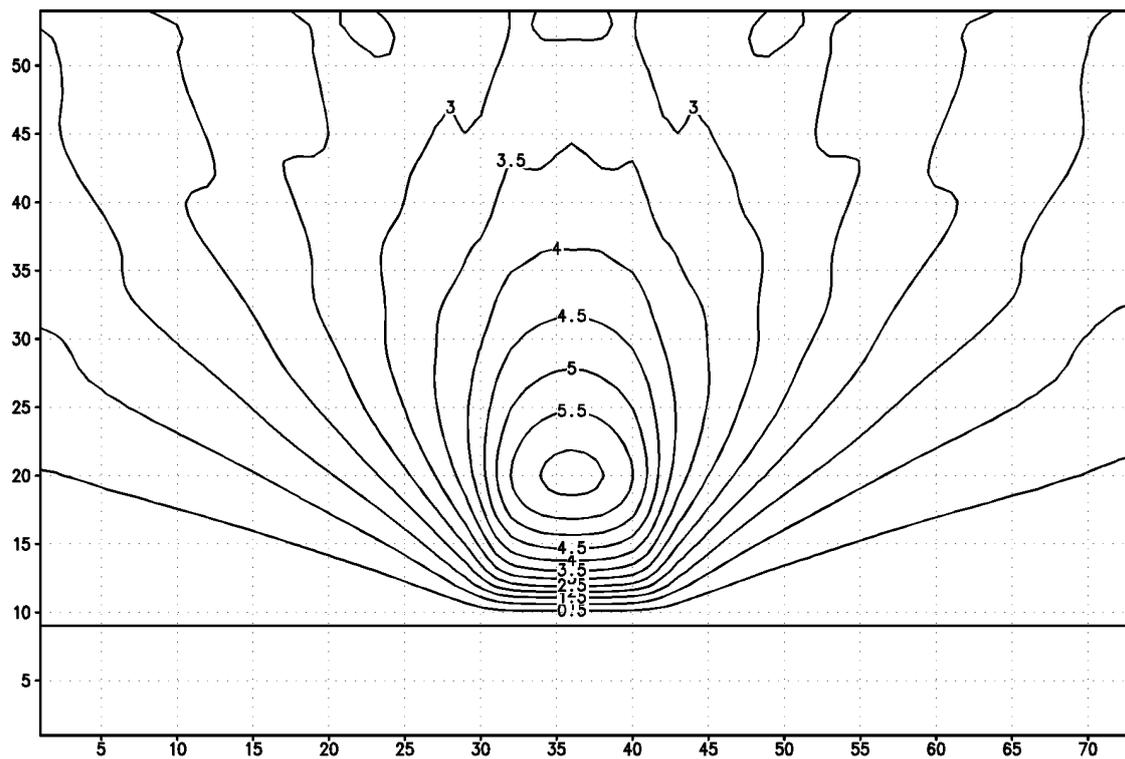


Figura V.2a - Evolução da altura significativa após 96 h

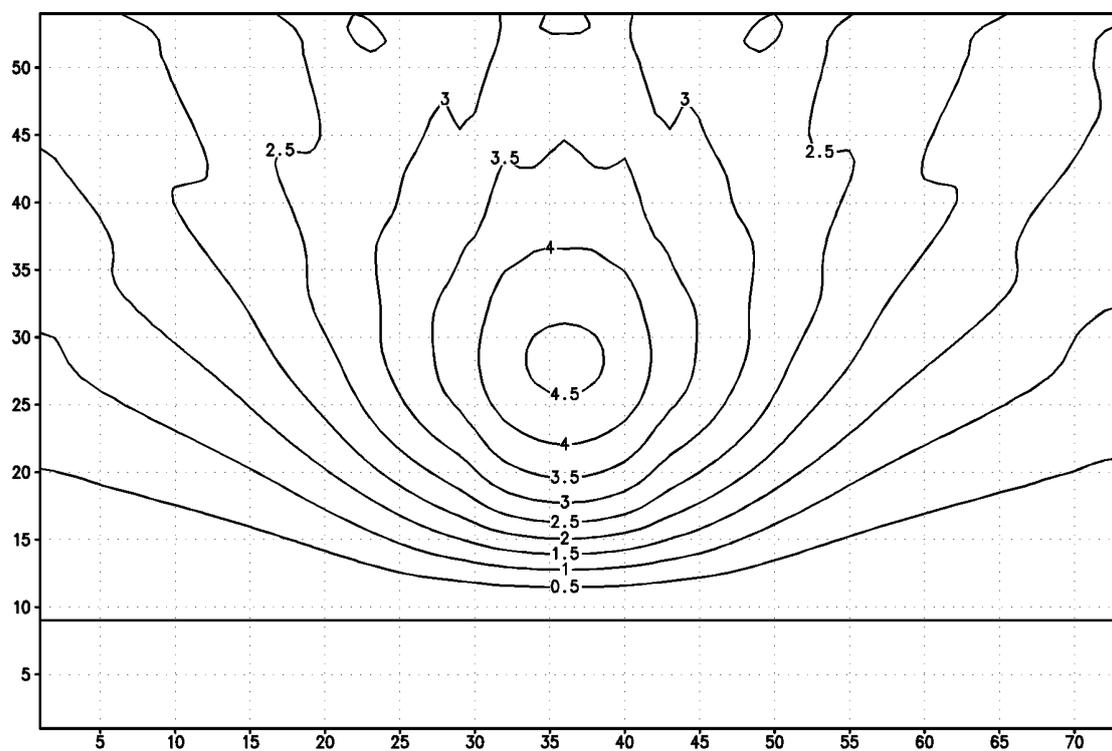


Figura V.2b - Evolução da altura significativa após 120 h.

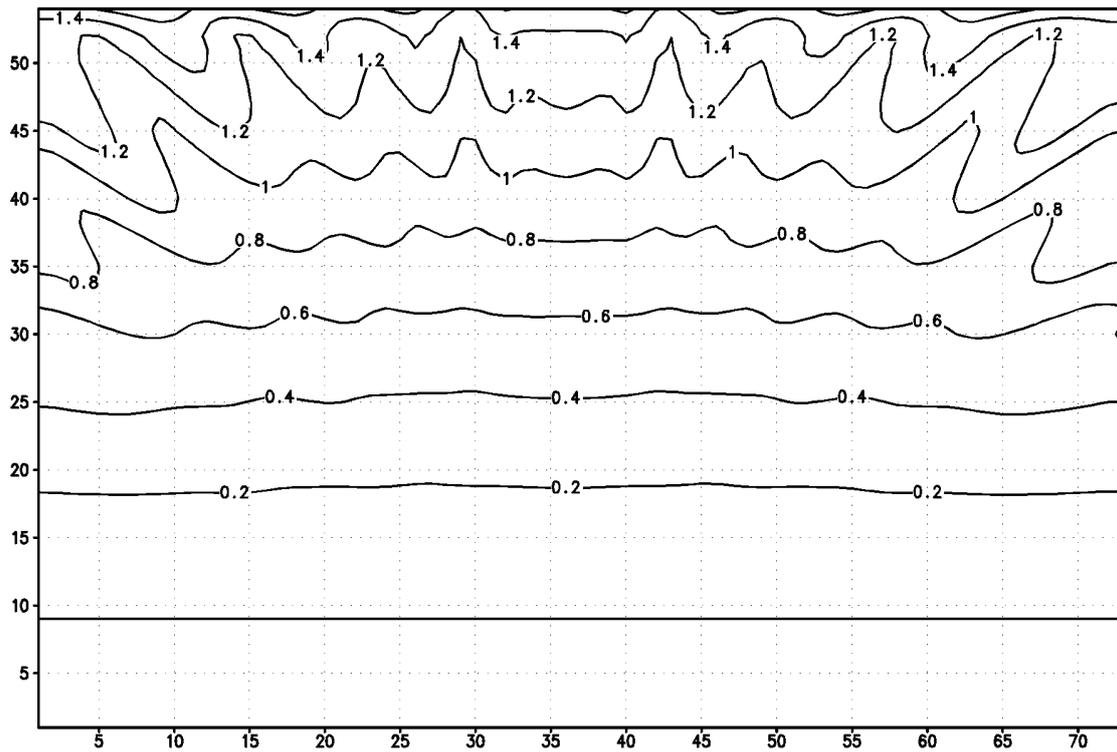


Figura V.2c - Evolução da altura significativa após 196 h.

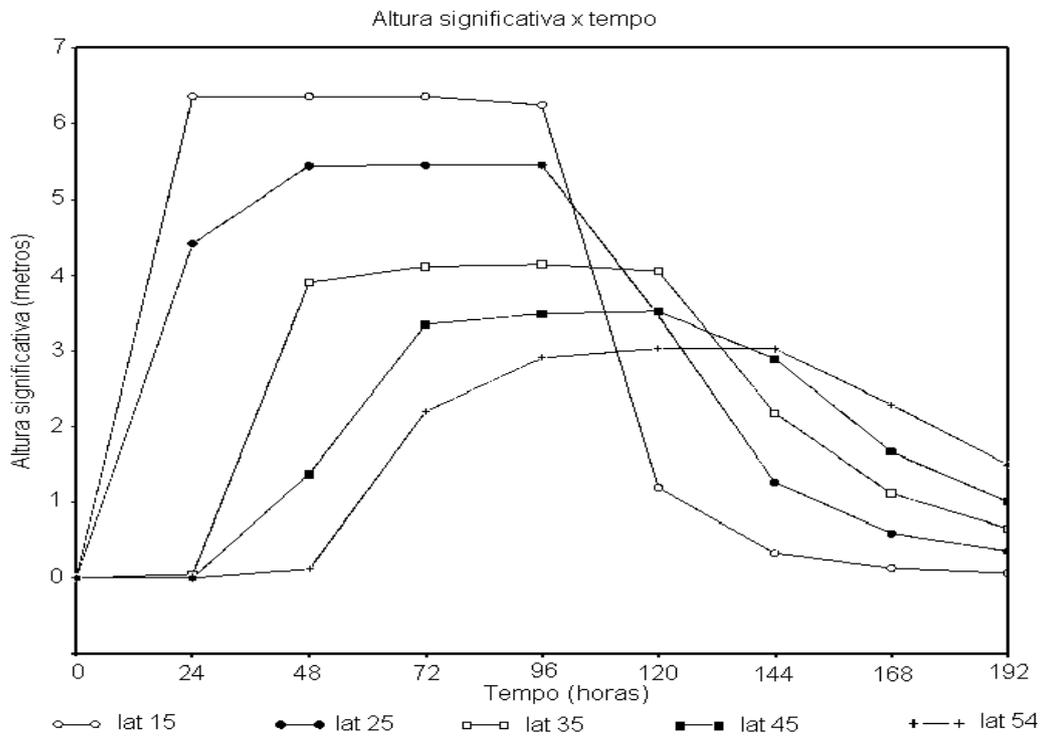


Figura V.3 - Evolução da altura significativa ao longo da longitude 36 da malha utilizada para o teste.

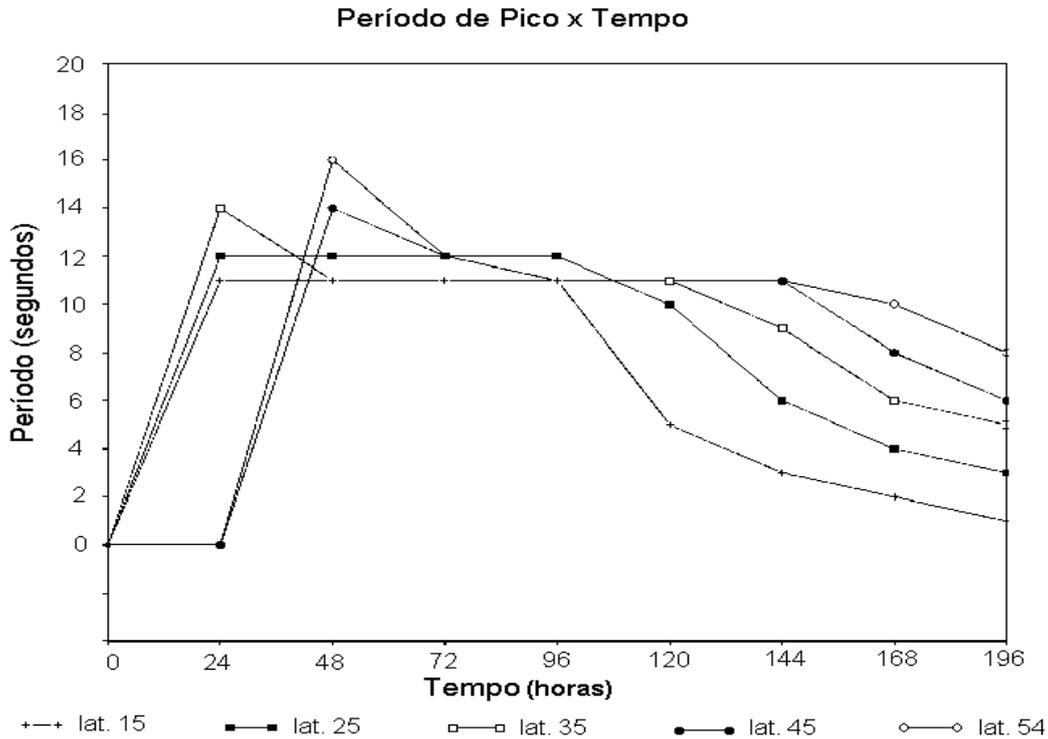


Figura V.4- Evolução do período de pico ao longo da longitude 36 da malha utilizada para o teste.

Percebe-se que o modelo tende a desenvolver rapidamente as ondas, devido à calibragem dos parâmetros de crescimento e dissipação, na qual é empregada a curva empírica de Sanders (eq. 28). Para efeito de comparação, pode-se utilizar as curvas derivadas por CARTER (1982) a partir dos dados do experimento JONSWAP, dadas por :

$$H_s = 0,0163 * X^{\frac{1}{2}} * U_{10} \quad \text{para limitação por pista}$$

$$H_s = 0,0146 * Dr^{\frac{5}{7}} * U_{10}^{\frac{9}{7}} \quad \text{para limitação por duração}$$

onde X é a pista em km, U a intensidade do vento em m/s e Dr a duração do vento em horas. Tais equações são válidas unicamente para o domínio das vagas. Por terem sido derivadas dos dados de JONSWAP, essas curvas são para mar em desenvolvimento, visto que o fator de amplificação de pico (*peak enhancement factor*) médio ( $\gamma$ ) para aquele conjunto de dados é igual a 3,3, quando um mar plenamente

desenvolvido teria aquele valor igual a 1. A pista, no experimento citado, foi de apenas 160 km, sendo o restante da curva uma extrapolação. (CARTER, 1982).

A figura V.5 mostra a comparação entre a altura significativa prevista pelo modelo e aquela prevista por CARTER (1982) em função da pista. Os dados modelados foram obtidos em outro experimento, sob as mesmas condições, excetuando-se o comprimento da área de geração.

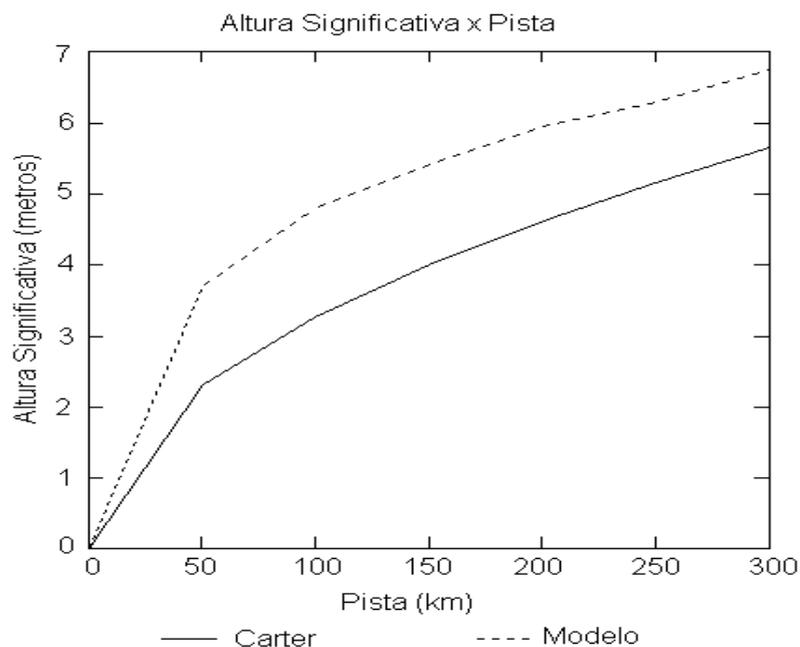


Figura V.5 - Comparação entre a evolução da altura significativa x pista, segundo o modelo e as fórmulas de CARTER (1982) para uma pista de 300 km.

Na figura V.6 (a, b, c, d), pode-se perceber que as curvas de Sanders divergem bastante das obtidas por CARTER (1982) para diversas intensidades de vento. Nota-se que, quanto mais intenso o vento, mais acentuada é a diferença, especialmente no trecho inicial de crescimento. As curvas de Sanders têm um comportamento assintótico, o que não acontece com a forma parabólica das curvas de Carter. Isso significa que, em casos de eventos de duração ou pista extremamente longas, as equações de Carter geraria ondas ainda maiores. No entanto, com vento de 20 m/s, seria necessária uma pista de, aproximadamente, 1250 km para que a curva de Carter

gerasse ondas da mesma altura que as previstas por Sanders. Tais eventos, no entanto, não são comuns.

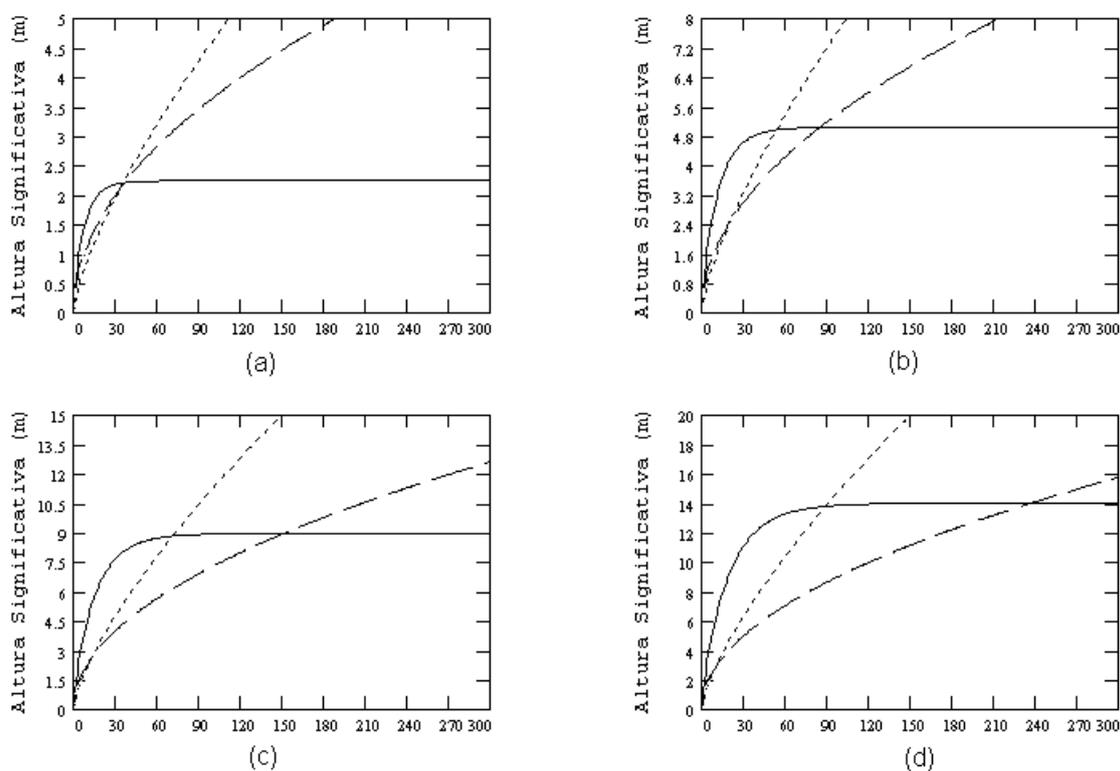


Figura V.6 - Gráficos das curvas de crescimento da onda significativa segundo Sanders (linha contínua) e Carter (tracejado pequeno - limitada por duração ; tracejado maior - limitada por pista) para intensidades de vento de 10 (a), 15 (b), 20 (c) e 25 (d) m/s. As unidades do eixo das abcissas valem, respectivamente, meia hora para as curvas limitadas por duração e 5 km para as limitadas por pista.

## VI - Simulações

Segundo KHANDEKAR (1989), uma condição importante para uma apropriada avaliação de modelos de ondas é a disponibilidade de medições de estado do mar e das condições atmosféricas relacionadas. No mar Mediterrâneo, por exemplo, que possui uma área pequena se comparada ao oceano Atlântico Sul, existem diversos pontos de coleta de dados meteorológicos e oceanográficos. Aliado a isso, a ausência de marulho permite que a relação entre o vento local e o estado do mar seja direta, o

que facilita o ajuste do modelo para esse tipo de onda. Essas características o tornam um ótimo local para testes com modelos de ondas

Embora existam medições instrumentais de ondas no Brasil desde 1962 (HOMSI, 1978), poucas campanhas tiveram longa duração, a maioria é em águas rasas e praticamente não há superposição de períodos de coleta de dados.

Neste trabalho, optou-se por utilizar, para seleção de casos significativos, os dados coletados pela bóia oceanográfica da PETROBRAS, localizada no campo de extração de petróleo de Marlim, na bacia de Campos, litoral norte do estado do Rio de Janeiro, com coordenadas geográficas 22° 31' 48"S e 40° 02' 38"W, tomando-se como base a análise realizada pelo software do próprio equipamento, por SEIXAS (1997) e PARENTE (1997) para o ano de 1992. A medição de ondas, nesse caso, é realizada através de um sistema conhecido como *pitch and roll* para determinação das direções e um acelerômetro vertical para altura. Foram também coletados, dados de direção de vento e correntes, com frequência de coleta de 3 horas.

Foram também utilizados os dados de ondas coletados por integrantes do projeto Sentinelas do Mar, Pedro Kupfer na praia de Itaúna, em Saquarema, RJ, e Márcio Farias de Abreu e pelo autor em Arraial do Cabo, RJ. O projeto Sentinelas do Mar (MELO FILHO, 1993) é baseado na observação visual e os observadores coletam diariamente dados de altura e período de ondas, direção e intensidade de vento local e corrente litorânea. Segundo MELO FILHO (1993), a altura de onda estimada visualmente por um observador experiente corresponde, aproximadamente, a altura significativa medida por instrumentos e pode fornecer uma boa estimativa qualitativa do estado do mar.

A praia de Itaúna, Saquarema, está localizada na Região dos Lagos, litoral do estado do Rio de Janeiro, voltada diretamente para o sul. Sendo uma praia aberta, recebe ondulações de todo o quadrante sul, estando porém protegida das ondas do quadrante norte.

Já o canto esquerdo da Praia Grande, em Arraial do Cabo, está voltado para SW. Devido à sua conformação, não recebe ondas nem de NE, nem de SE.

A partir da análise dos dados, foram selecionados dois casos para simulação. O primeiro, destaca-se pela ocorrência de ondas de longo período ( $T_p = 18$  s). No segundo, um *mar local* gerado pelo vento NE, com HS próximo de 3,5 m.

Neste capítulo serão descritas as simulações realizadas para os dois eventos considerados, bem como os dados e as técnicas utilizadas.

#### VI.I - Campos de vento

Os campos de vento, provenientes de análises do European Center for Midrange Weather Forecast (ECMWF), são referentes a dois horários (00:00 e 12:00 HMG) e possuem, originalmente, resolução de 2,5 graus (aproximadamente 150 milhas náuticas ou 277,8 km).

Os dados originais foram interpolados espacial e temporalmente, para se adequarem aos experimentos. A interpolação temporal foi do tipo linear, enquanto a espacial foi obtida segundo a projeção geográfica utilizada, no caso a de Mercator.

Como forma de verificação, os campos de vento foram comparados com as meteoromarinhas editadas pela Diretoria de Hidrografia e Navegação (DHN). Tais cartas são confeccionadas diariamente no horário correspondente às 12:00 HMG e dão uma idéia razoável da situação meteorológica sinótica do Atlântico sul.

#### VI.II - Inicialização do Modelo de Ondas

Uma vez que não se dispõe de campos de ondas que possam ser utilizados na inicialização do modelo, essa foi obtida pela integração de 9 horas, partindo-se de um estado do mar em completo repouso, forçado pelo campo inicial de vento. Tal procedimento foi utilizado com sucesso por INNOCENTINI *et al.* (1994) e ROCHA (1995), levando-se, porém, em consideração que as ondas geradas anteriormente à inicialização, especialmente o marulho, não estará presente no campo inicial.

Nessa situação, o termo de Philips ( $\gamma$ ), referido no capítulo 5, torna-se extremamente importante.

#### VI.III - Caso 1 - Ondas do Quadrante Sul

Um evento meteorológico ocorrido em março de 1992 gerou ondas de período de pico de 18 segundos, bastante longos e pouco comuns.

O início do período de modelagem é às 00:00 HMG do dia 18 de março, estendendo-se até às 12:00 HMG do dia 28 do mesmo mês.

As dimensões da grade utilizada são 89 pontos de longitude por 99 pontos de latitude, com incremento espacial de 50 km. A projeção é a de Mercator, tendo como paralelo padrão o de 35° S.

O ponto diagnóstico para o qual serão gravados os dados da série temporal tem posição 22° 25' S e 039° 53' W.

O domínio espacial vai do ponto de coordenadas 55° S 070° W ao ponto 15° 04' S 024° 18' W.

##### VI.III.I - Descrição da evolução meteorológica

Uma vez que não estão disponíveis outros campos, como pressão atmosférica, umidade, etc, a descrição é baseada no campo de vento, o que não permite maior detalhamento. Porém, como o vento é a principal forçante em questão, a forma apresentada é suficiente para a finalidade a que se destina.

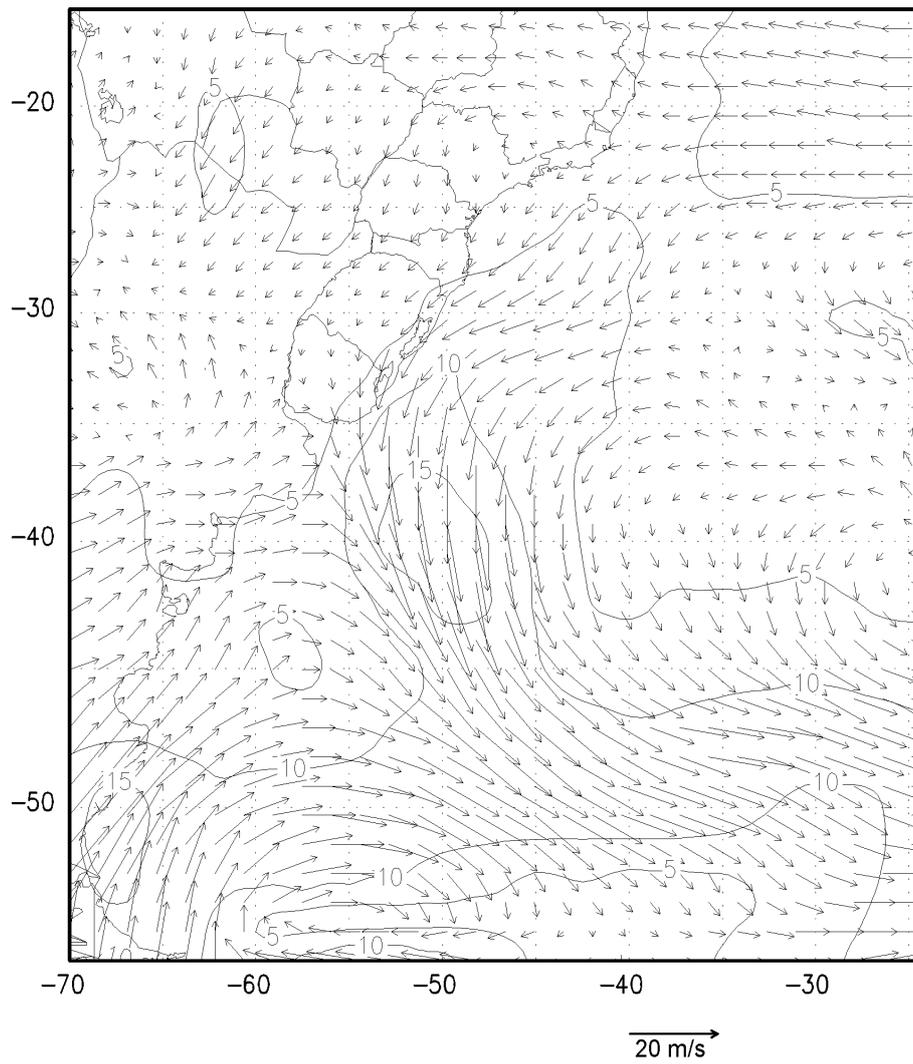
O campo inicial de vento, utilizado para inicialização do estado do mar, conforme mencionado no item VI.2, apresenta um centro de baixa pressão localizado, aproximadamente, nas coordenadas 55° S 070° W, caracterizado pela circulação horária dos ventos. Na região de interação entre esse centro e o centro de alta, ocorre uma intensificação do vento, tendo porém direção sudeste, ou seja, produzindo ondas para fora do domínio de integração. O lado esquerdo do centro de baixa, no entanto, forma uma pista significativa com direção sudoeste e intensidade máxima em torno de

15 m/s. A extensão da pista vai desde a Patagônia (sul da área modelada) até as proximidades do estuário do Prata (fig. VI.1).

Após 12 horas, o centro de baixa se desloca para NE, gerando ventos de 20 m/s, mantendo a pista. A frente fria está localizada na altura do Rio Grande do Sul (fig. VI.2).

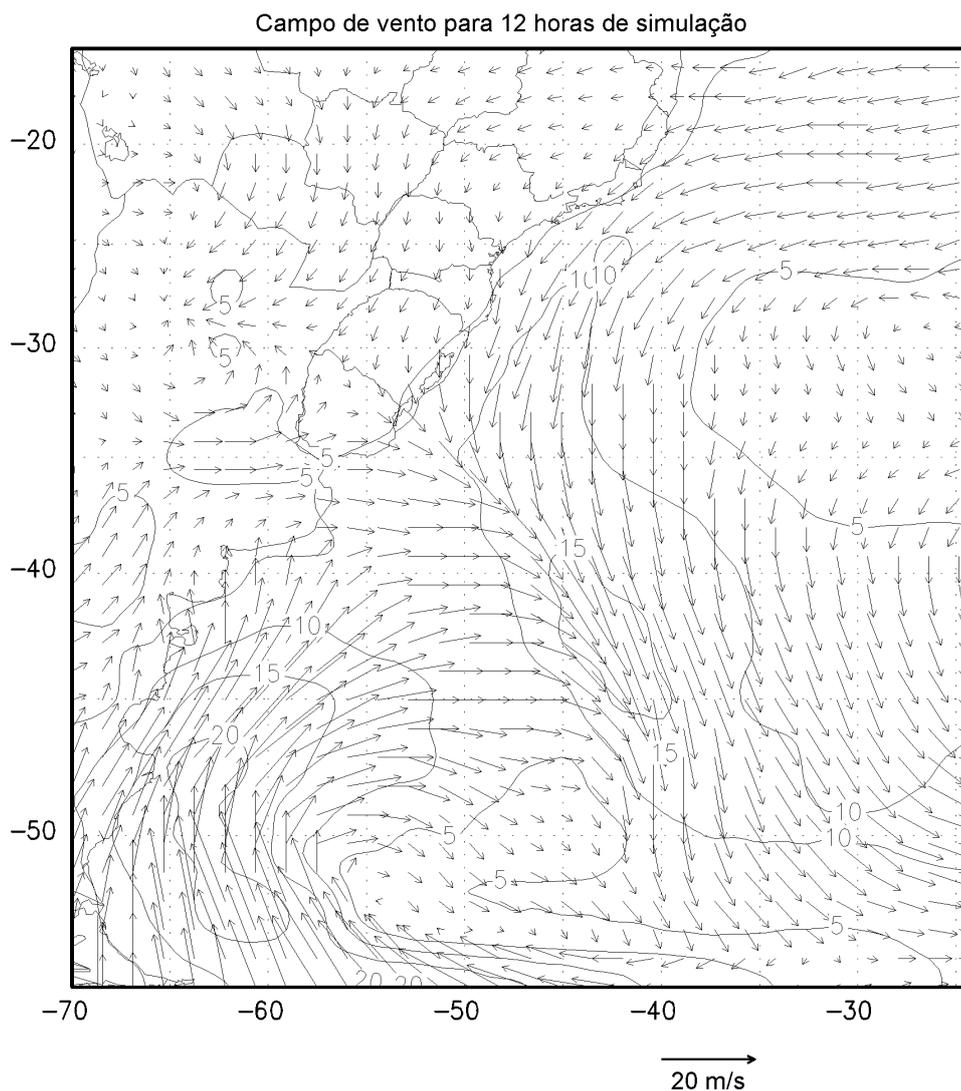
Após 24 horas, isso é, 00:00 HMG do dia 22, o centro de baixa deslocou-se na direção ENE, estando localizado na posição 50°S 050° W. A frente fria está localizada na altura da divisa entre Santa Catarina e Rio Grande do Sul. A pista de geração estende-se até o Rio Grande do Sul, com ventos de 20 m/s, agora com direção principal SSW. O Anticiclone semi-estacionário do Atlântico tem seu centro próximo ao paralelo 30, gerando ventos de 10 m/s na região onde está localizada a bóia oceanográfica e na costa leste do Rio de Janeiro, o que reforça a afirmativa citada no capítulo II. Acima do Espírito Santo o vento predominante é de leste (fig. VI.3).

Campo de vento para hora inicial de simulação



GrADS: COLA/UMCP

Figura VI.1 - Campo de vento inicial para a modelagem do caso 1.



*Figura VI.2 - Campo de vento referente a 12 horas de simulação.*

Trinta e seis horas após o início da modelagem (fig. VI.4), o centro de baixa já se desloca com direção sudeste e a frente fria tende a ir para ENE, fora da região de estudo. O interessante nesse ponto é que os ventos induzidos pela circulação do centro de alta localizado sobre o continente - posição  $42^{\circ}$  S  $068^{\circ}$  W - contribuem para o alargamento da pista, que agora se estende até Santa Catarina, com largura de quase 1.000 km.

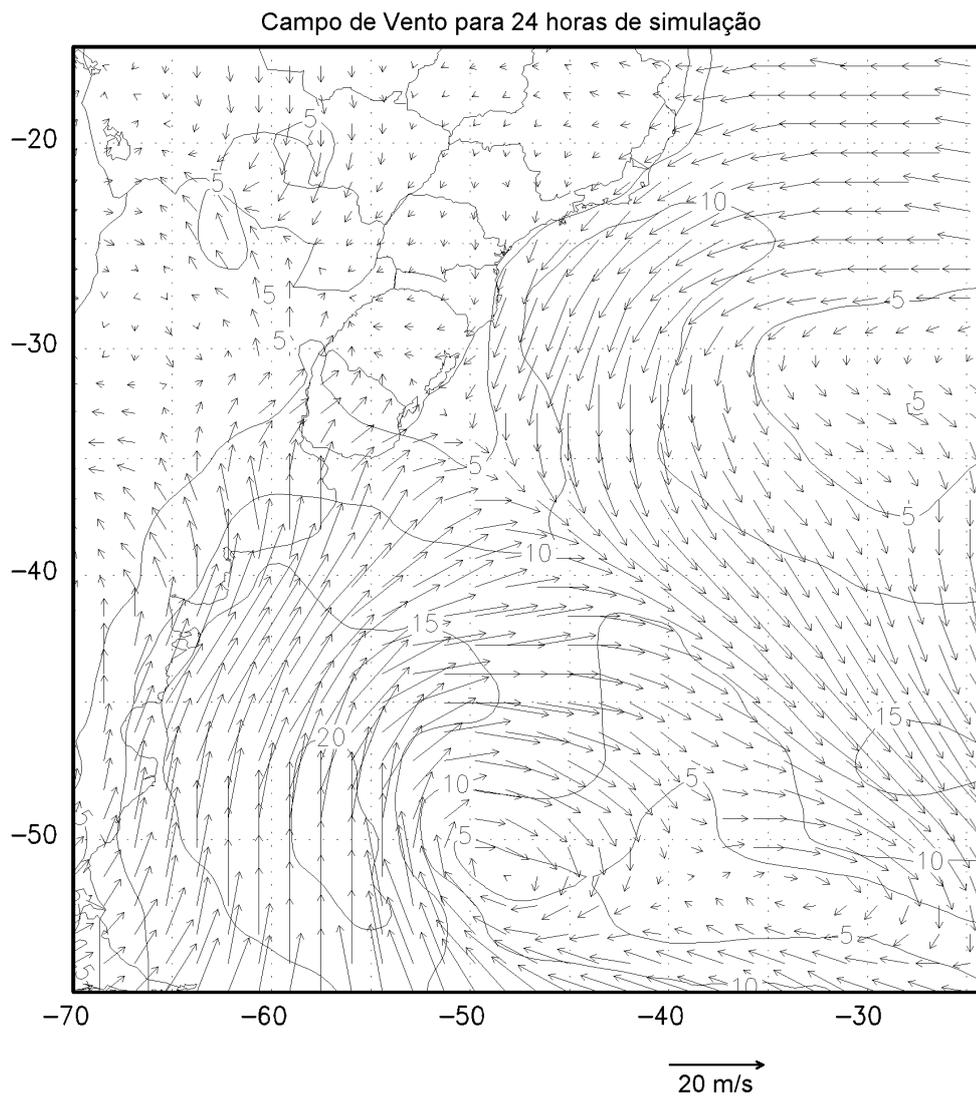
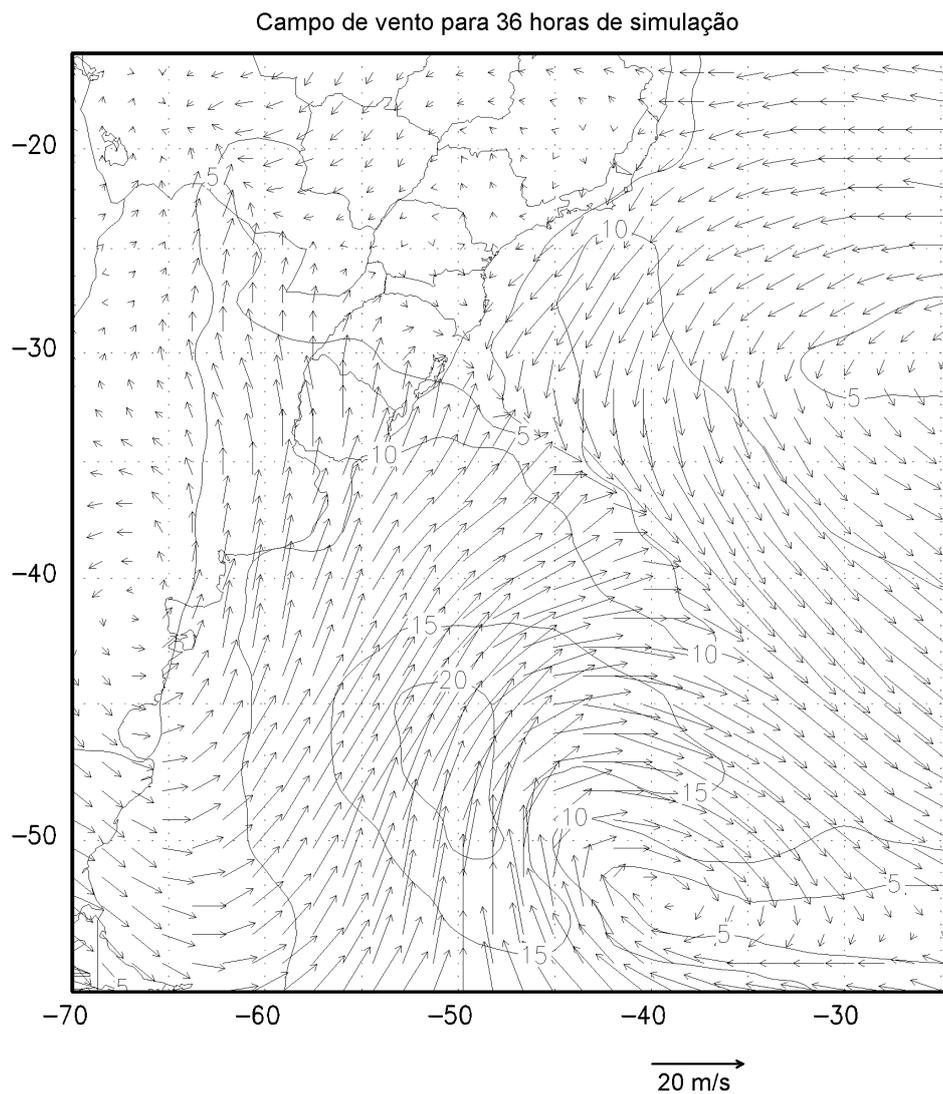
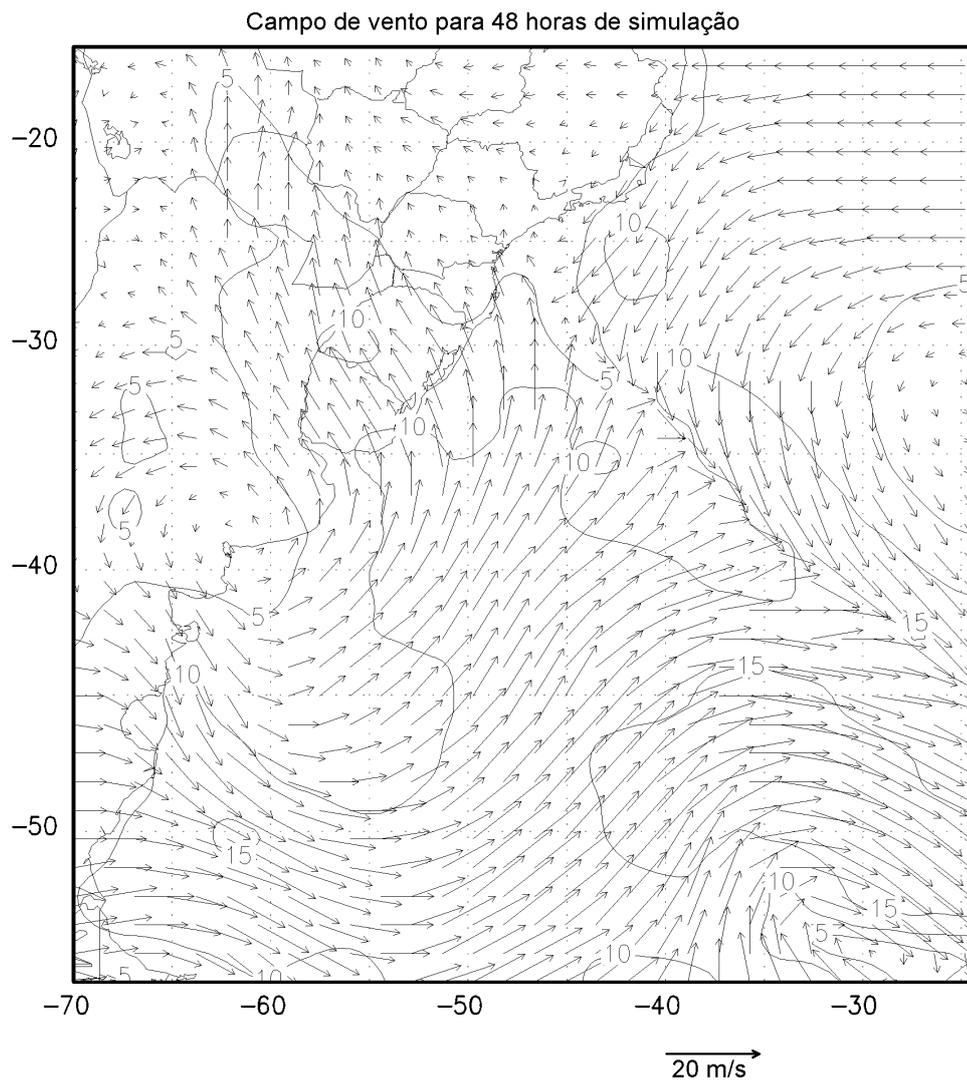


Figura VI.3 - Campo de vento para 24 horas de simulação.



*Figura VI.4 - Campo de vento para 36 horas de simulação, mostrando a pista aumentada pelos ventos originados pelo centro de alta pressão.*

À 00:00 HMG do dia 23, 48 horas após o início da modelagem, o centro de baixa está praticamente fora do domínio, sendo a circulação imposta pelo centro de alta, agora próximo à costa da Argentina. No entanto, ainda existe pista, embora com menor extensão, com direção NNE. A frente fria continua com rumo NE (fig. VI.5).

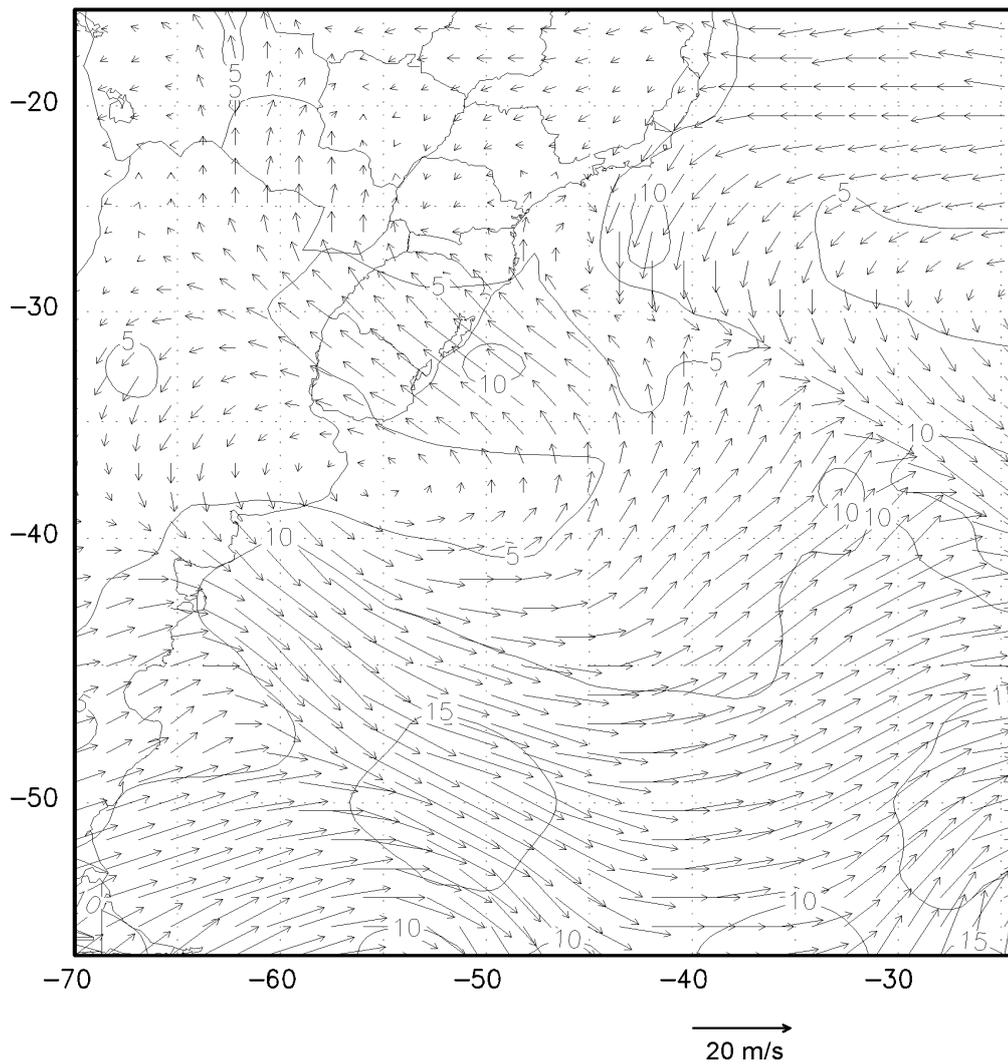


*Figura VI.5 - Campo de vento para 48 horas de simulação.*

Após 60 horas, o centro de baixa pressão já está fora do campo de integração e os ventos oriundos da circulação associada à alta dominam a parte sul do domínio. A frente fria começa a se afastar da costa e se dissipar. É possível notar o aparecimento de outra frente fria na fronteira sul. O vento predominante nos estados do sul do país é de SE (fig. VI.6).

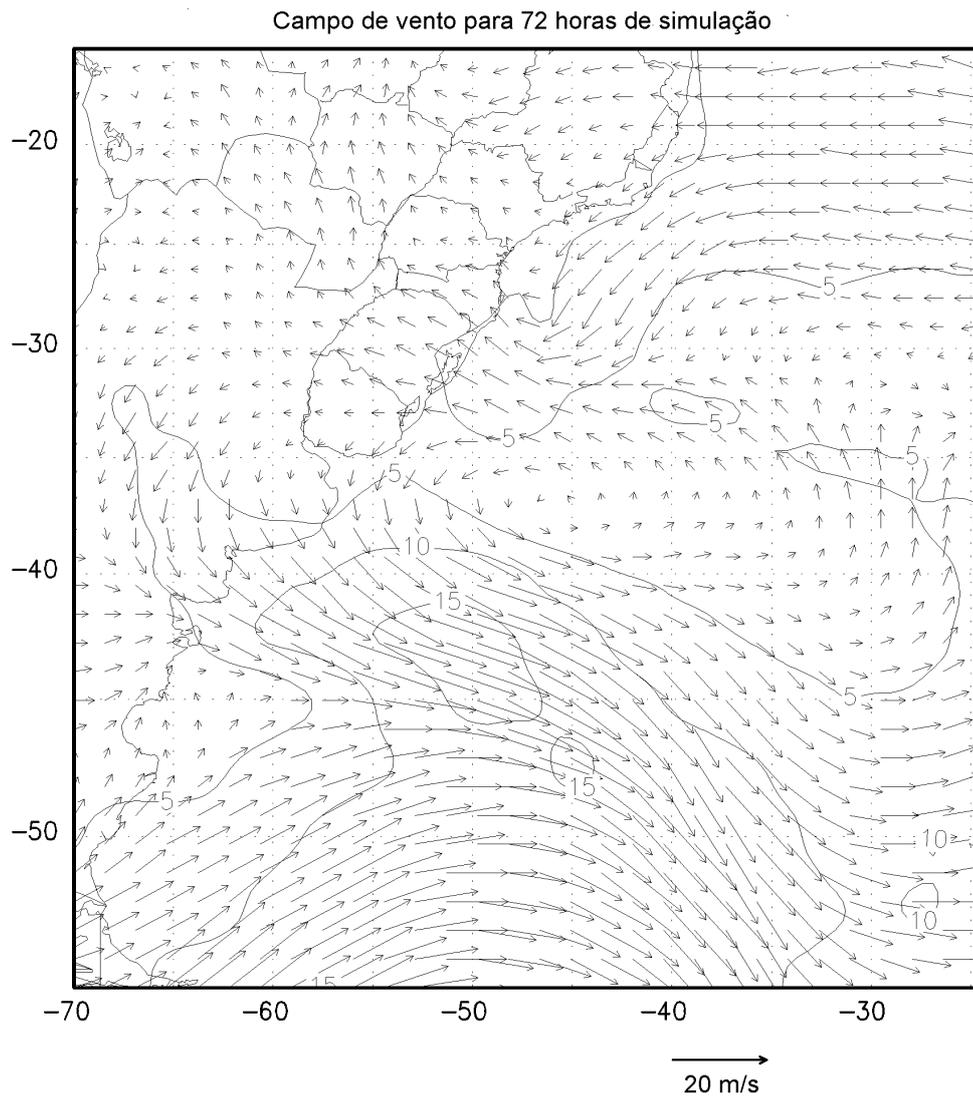
Após 72 horas, nota-se que a frente fria está praticamente dissipada. A partir desse ponto, a evolução da meteorologia da área não mais influi no evento oceanográfico analisado (figura VI.7).

Campo de vento para 60 horas de simulação



GrADS: COLA/UMCP

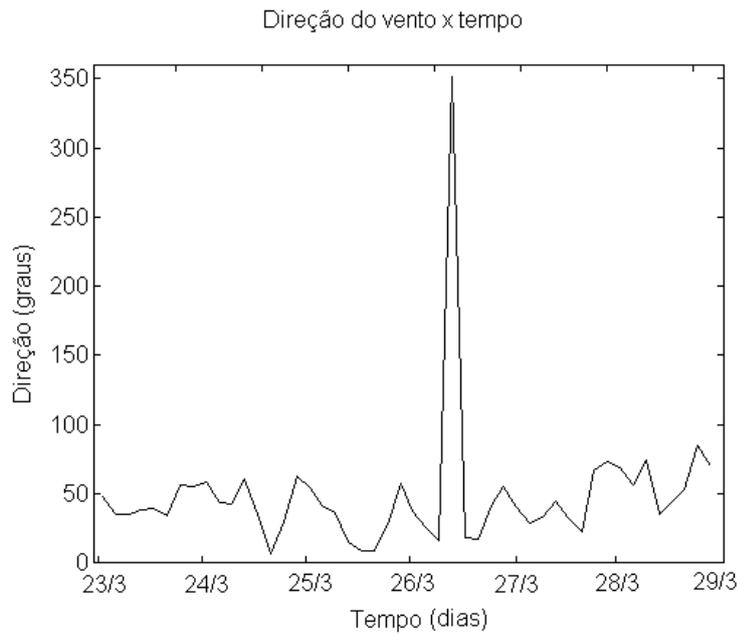
Figura VI.6 - Campo de vento para 60 horas de simulação, onde se nota a dissipação da frente fria que originou o evento estudado.



GrADS: COLA/UMCP

*Figura VI.7 - Campo de vento para 72 horas de simulação. A partir desse ponto, o vento ao sul do domínio não mais influencia as ondas no ponto de monitoramento.*

A frente não passou sobre o ponto de coleta de dados e, com isso, o vento não *rondou* para o quadrante sul. Isso pode ser comprovado na figura VI.8, que mostra o registro de ventos da bóia oceanográfica, a partir das 22:00 HMG do dia 22 de março.



*Fig. VI.8 - Registros de vento da bóia oceanográfica de Marlim, mostrando direção média NE durante todos os dias. Isso indica que a frente fria não chegou a esse ponto.*

#### VI.IV - Caso 2 - Ondas do Quadrante NE

No mês de dezembro, ocorreram as ondas com maior altura do quadrante NE de todo o ano de 1992, conforme o registro da bóia de Marlim, com altura significativa chegando aos 3 m. Tais ondas são geradas pela circulação do anticiclone subtropical do Atlântico Sul e têm pista relativamente curta, se comparada à verificada na simulação anterior.

O período de simulação vai de 00:00 HMG do dia 8 às 12:00 HMG do dia 12 de dezembro.

As dimensões da grade utilizada são 99 x 99 pontos, com incremento espacial de 50 km. A projeção e o padrão são os mesmos da simulação anterior.

O ponto diagnóstico para o qual foram gravados os dados da série temporal tem posição 22° 31' S e 039° 53' W.

O domínio espacial vai do ponto de coordenadas  $50^{\circ} \text{ S}$  ,  $070^{\circ} \text{ W}$  ao ponto  $07^{\circ} \text{ S}$  ,  $019^{\circ} 11' \text{ W}$ .

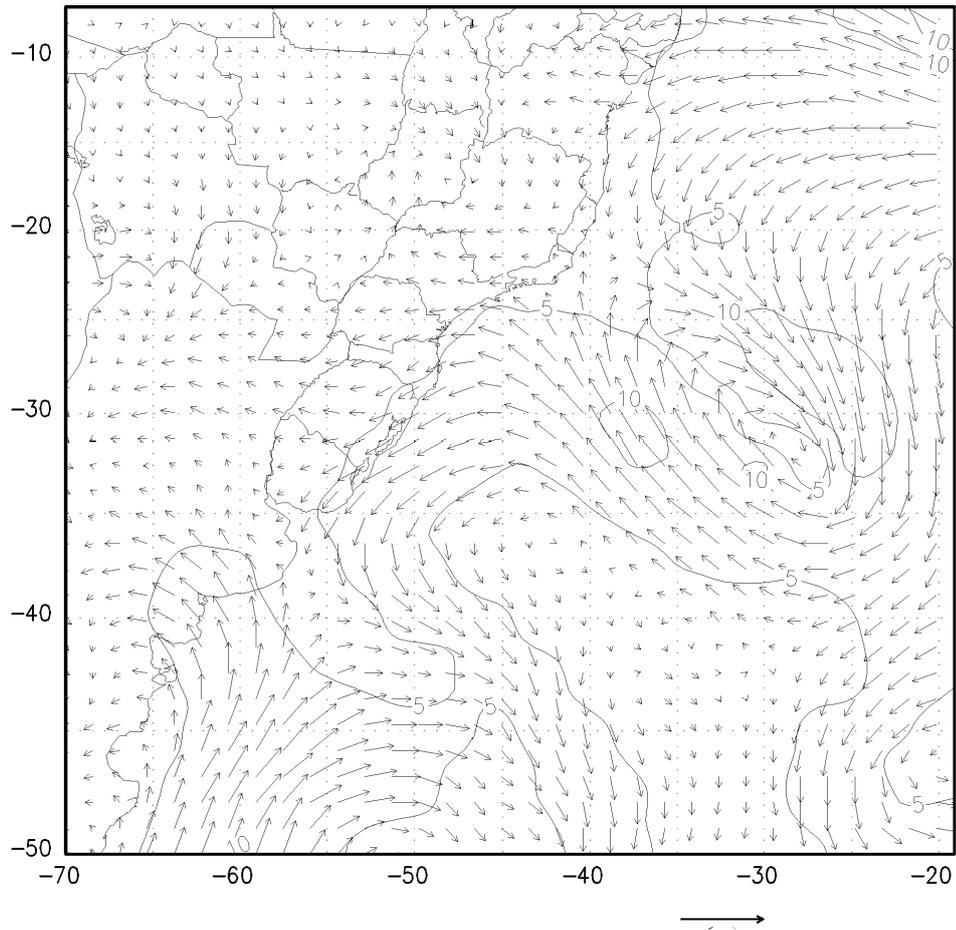
#### VI.IV.I - Descrição da Evolução Meteorológica

Uma vez que as ondas nas quais se tem interesse neste experimento têm como área de geração uma região próxima ao local do ponto de coleta de dados, a meteorologia do restante da malha não tem grande influência sobre os resultados. Dessa forma, a descrição da evolução do campo de vento não terá o detalhamento da anterior.

Após a passagem de uma frente fria, com 30 horas de simulação (figura VI.9), o centro de baixa pressão localizado sobre o continente tende a se intensificar, o que pode ser notado no aumento da circulação horária do vento, com 60 horas de simulação (figura VI.10). Essa intensificação provoca um aumento do gradiente de pressão entre esse centro e o anticiclone do Atlântico, o que é traduzido em maior intensidade de vento do quadrante NE (figura VI.11).

Ao final do período, a intensificação do cavado localizado a leste da grade induz um centro de baixa pressão, que se desloca para sudeste, ao mesmo tempo que diminuem os ventos de NE (figura VI.12).

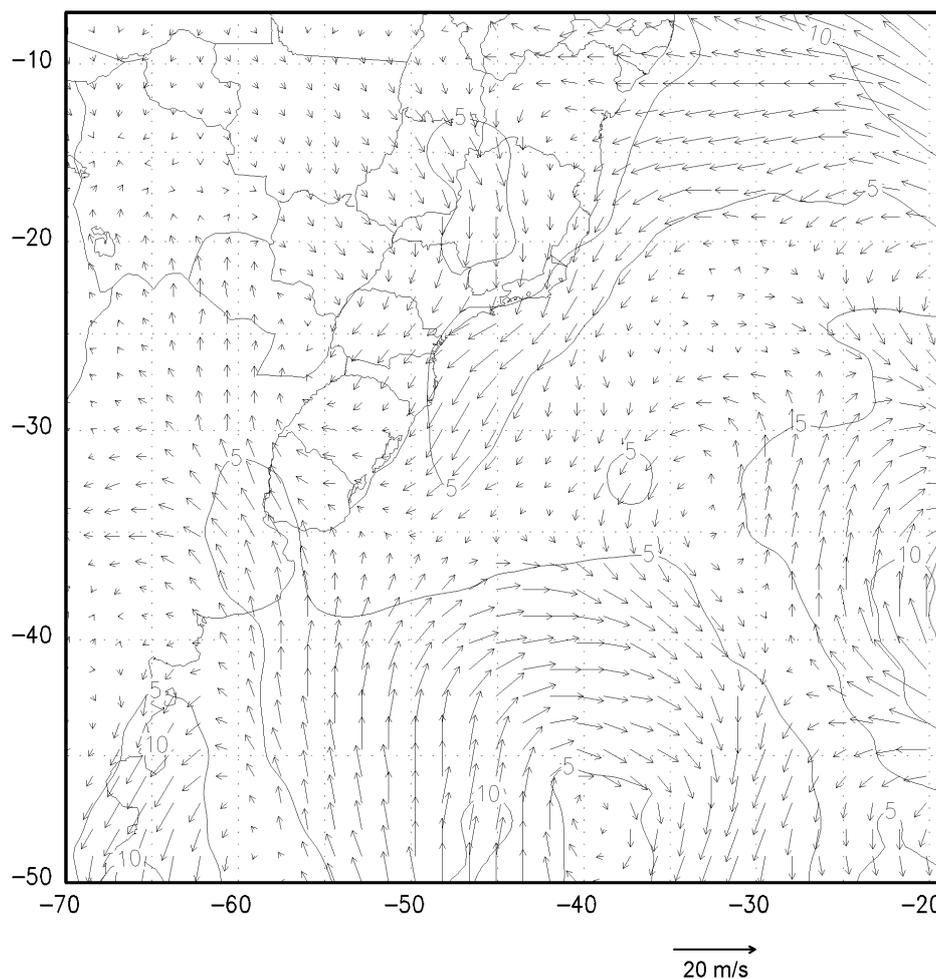
Campo de vento para 30 horas de simulação



GrADS: COLA/UMCP

Figura VI.9 - Campo de vento referente a 30 horas de simulação, notando-se o final da passagem de uma frente fria pela região sudeste.

Campo de vento para 60 horas de simulação



GrADS: COLA/UMCP

*Figura VI.10 - Campo de vento referente a 60 horas de simulação, mostrando a intensificação da circulação ciclônica sobre o continente.*

Campo de vento para 78 horas de simulação

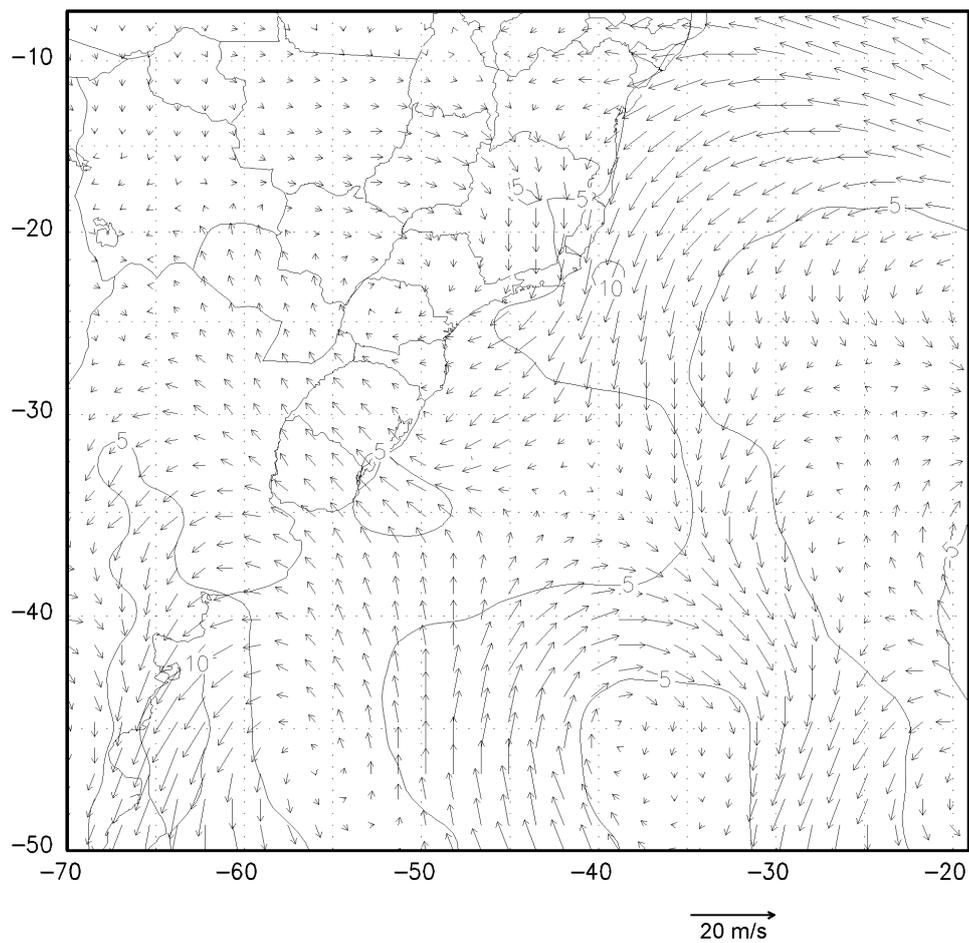
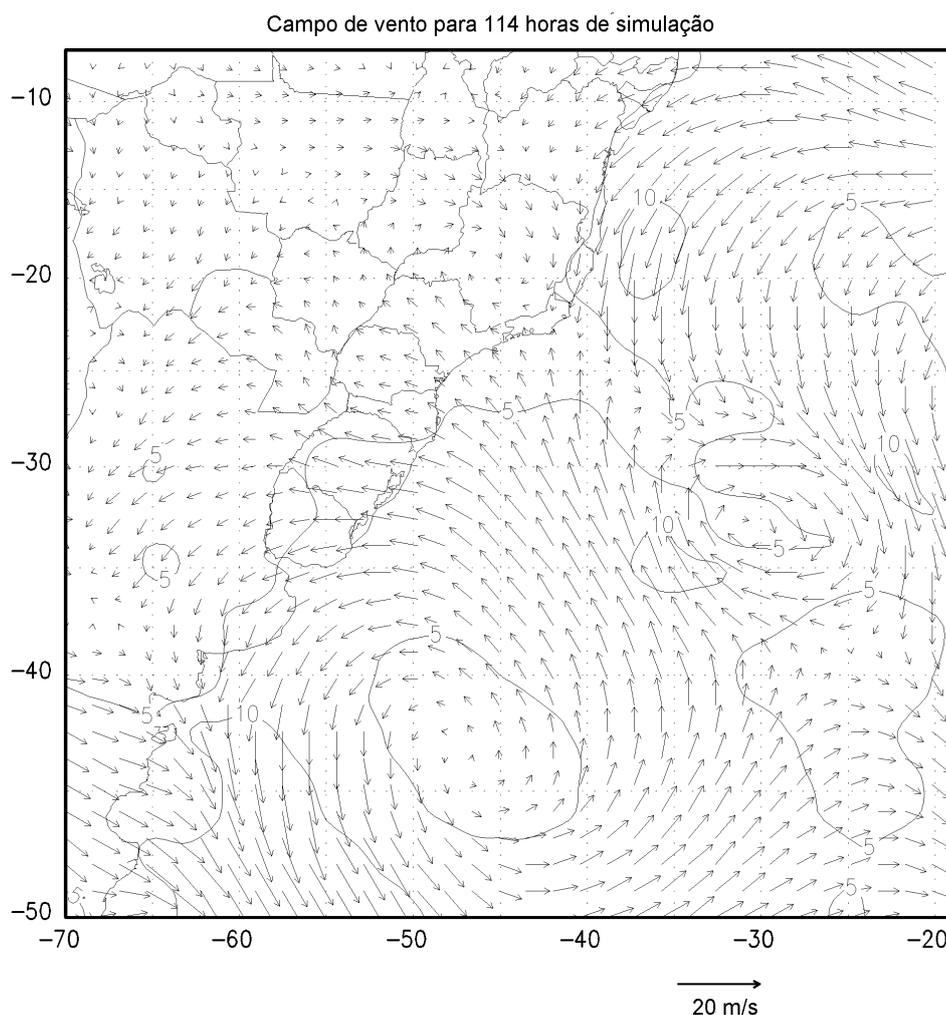


Figura VI.11 - Campo de vento referente a 78 horas de simulação mostrando o aumento da intensidade do vento nordeste.



GRADS: COLA/UMCP

*Figura VI.12 - Campo de vento referente a 114 horas de simulação, exibindo o centro de baixa pressão a leste do domínio formado a partir da intensificação de um cavado.*

## VII - Resultados e Discussão

Na avaliação dos resultados de modelos de ondas, os parâmetros mais empregados para comparação com dados medidos são a altura significativa ( $H_s$ ), o período de pico ( $T_p$ ) e a direção principal de propagação ( $D_p$ ) (KHANDEKAR, 1989). Caso sejam disponíveis diversos pontos de coleta, o vento utilizado no modelo deve ser também comparado. No presente estudo, a intensidade de vento só foi comparada no caso 2, pela própria natureza do evento e pela indisponibilidade de dados em outros pontos.

Na avaliação dos resultados, serão utilizados os seguintes parâmetros estatísticos, onde  $Mo$  representa o dado modelado e  $Me$ , o medido:

- coeficiente de correlação linear (DAVIS, 1987)

$$r = \frac{\sum_{i=1}^n Mo_i \cdot Me_i - \frac{\left( \sum_{i=1}^n Mo_i \cdot \sum_{i=1}^n Me_i \right)}{n}}{\sqrt{\left\{ \sum_{i=1}^n Mo_i^2 - \frac{\left( \sum_{i=1}^n Mo_i \right)^2}{n} \right\} \cdot \left\{ \sum_{i=1}^n Me_i^2 - \frac{\left( \sum_{i=1}^n Me_i \right)^2}{n} \right\}}} \quad (29)$$

- erro médio quadrático (KHANDEKAR, 1989)

$$rms = \sqrt{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (Mo_i - Me_i)^2} \quad (30)$$

- índice de espalhamento (KHANDEKAR, 1989)

$$ie = \frac{rms \cdot 100}{\overline{Me}} \quad (31)$$

- erro médio (KHANDEKAR, 1989)

$$em = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (Mo_i - Me_i) \quad (32)$$

### VII.1 - Caso 1

Os dados de onda disponíveis - bóia da PETROBRAS em Marlim e observações visuais em Saquarema e Arraial do Cabo -, mostram que realmente ocorreu um evento caracterizado por períodos longos, embora as alturas significativas não tenham sido extremas. As figuras VII.1 e VII.2 mostram a evolução da altura significativa e do período de pico para as três localidades.

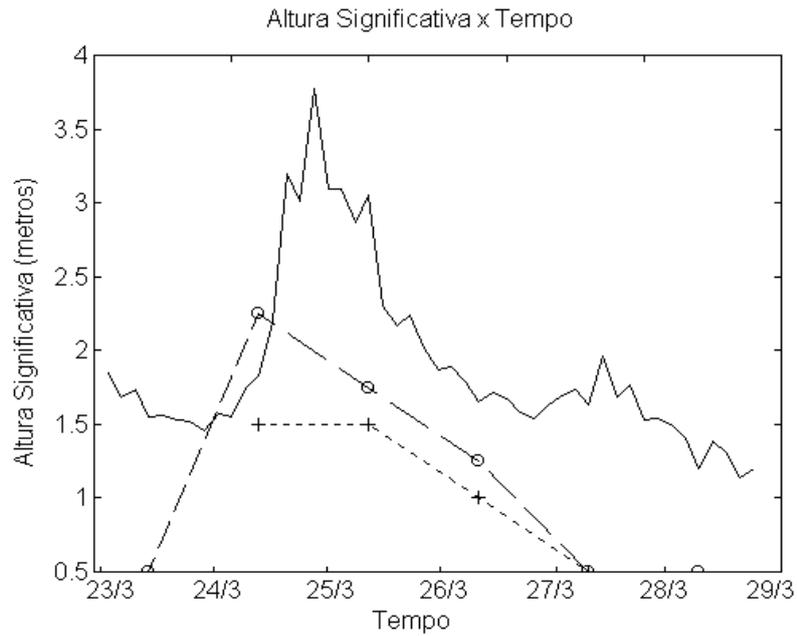


Figura VII.1 - Evolução da altura significativa x tempo em Marlim (linha cheia), Arraial do Cabo (tracejado curto e símbolo "+") e Saquarema (tracejado longo e símbolo "o") entre 23 e 29 de março de 1992.

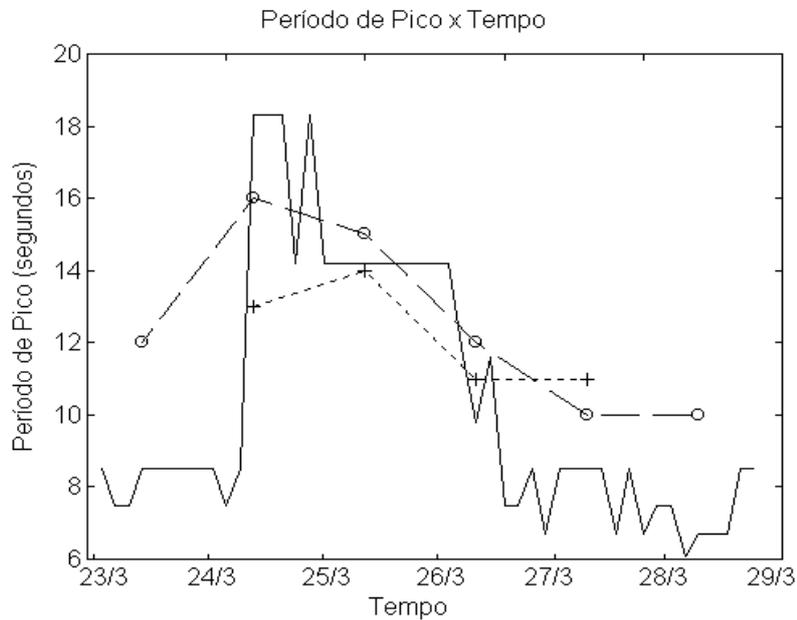


Fig. VII.2 - Evolução do período de pico em Marlim (linha cheia), Arraial do Cabo (tracejado curto e símbolo "+") e Saquarema (tracejado longo e símbolo "o") entre 23 e 29 de março de 1992.

As diferenças entre os valores podem ser creditadas à metodologia utilizada, principalmente freqüência de observações. No entanto, nota-se que existe coerência no crescimento da altura significativa e aumento do período de pico, bem como na posterior regressão.

As figuras VII.3 e VII.4 mostram as variações das alturas significativas e dos períodos de pico medidos e modelados ao longo do tempo de simulação.

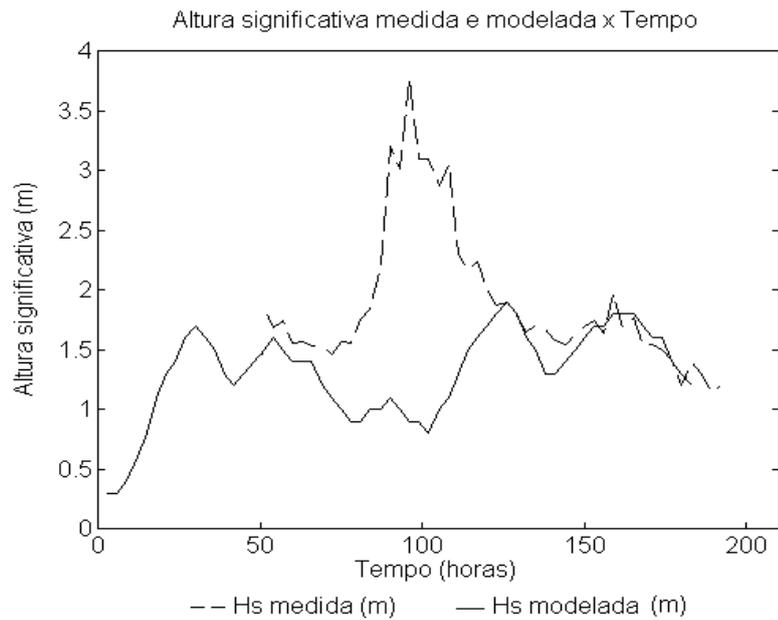
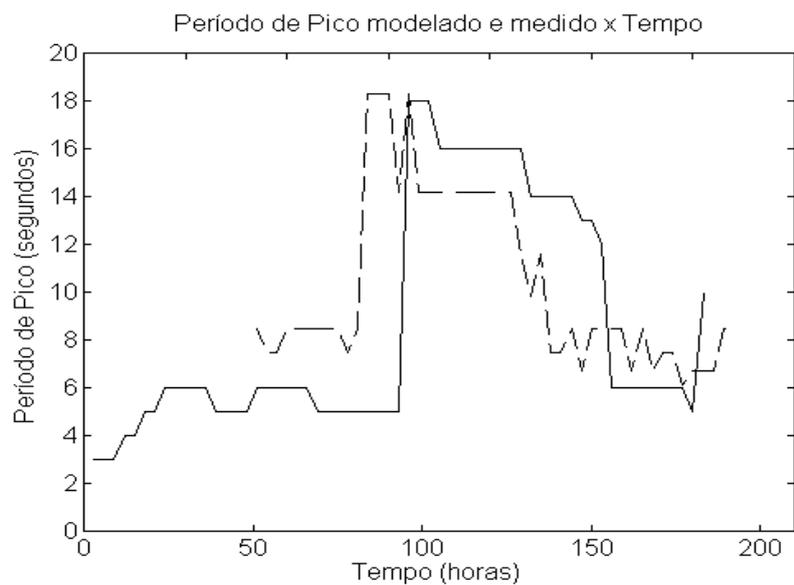


Figura VII.3 - Evolução da altura significativa medida (tracejado) e modelada (linha cheia) ao longo do tempo no ponto de monitoramento.



*Figura VII.4 - Evolução do período de pico medido (tracejado) e modelado (linha cheia) ao longo do tempo no ponto de monitoramento.*

Verifica-se que, embora o período de pico tenha sido bem representado, tanto em valores absolutos, quanto em duração do evento, a menos de uma defasagem de cerca de 9 horas, as alturas praticamente não têm correspondência.

Observando-se a figura VII.5, nota-se a formação de ondas com período superior a 14 s (assinaladas em escuro) e verifica-se que as isolinhas de altura relacionadas com essas ondas não ultrapassam 1,5 m. A extensão do domínio espacial até o paralelo 70 S (não mostrada), não alterou os resultados, indicando que, ao menos para os campos de vento utilizados, a área de geração do evento analisado não foi limitada pelas fronteiras de integração. Dessa forma, a diferença parece ter sido causada já na área de geração, provavelmente pela subestimativa da intensidade de vento ou mesmo de sua localização, o que deve ter sido ainda mais agravado pela utilização de dados interpolados espacial e temporalmente. Novos testes deverão ser realizados para esclarecer esse aspecto.

As figuras VII.6, VII.7, VII.8 e VII.9 mostram a evolução da frente de ondas ao longo da costa até atingir a região da bacia de Campos.

Na figura VII.6, verifica-se que as ondas em torno das ilhas Falkland chegam a atingir 5 metros, sendo ainda maiores em outros passos de tempo de modelagem não mostrados.

Nas figuras, a latitude e a longitude são dadas em pontos de grade, considerando-se as origens no vértice inferior esquerdo. Como já mencionado, os espaçamentos horizontal e vertical são de aproximadamente 50 km.

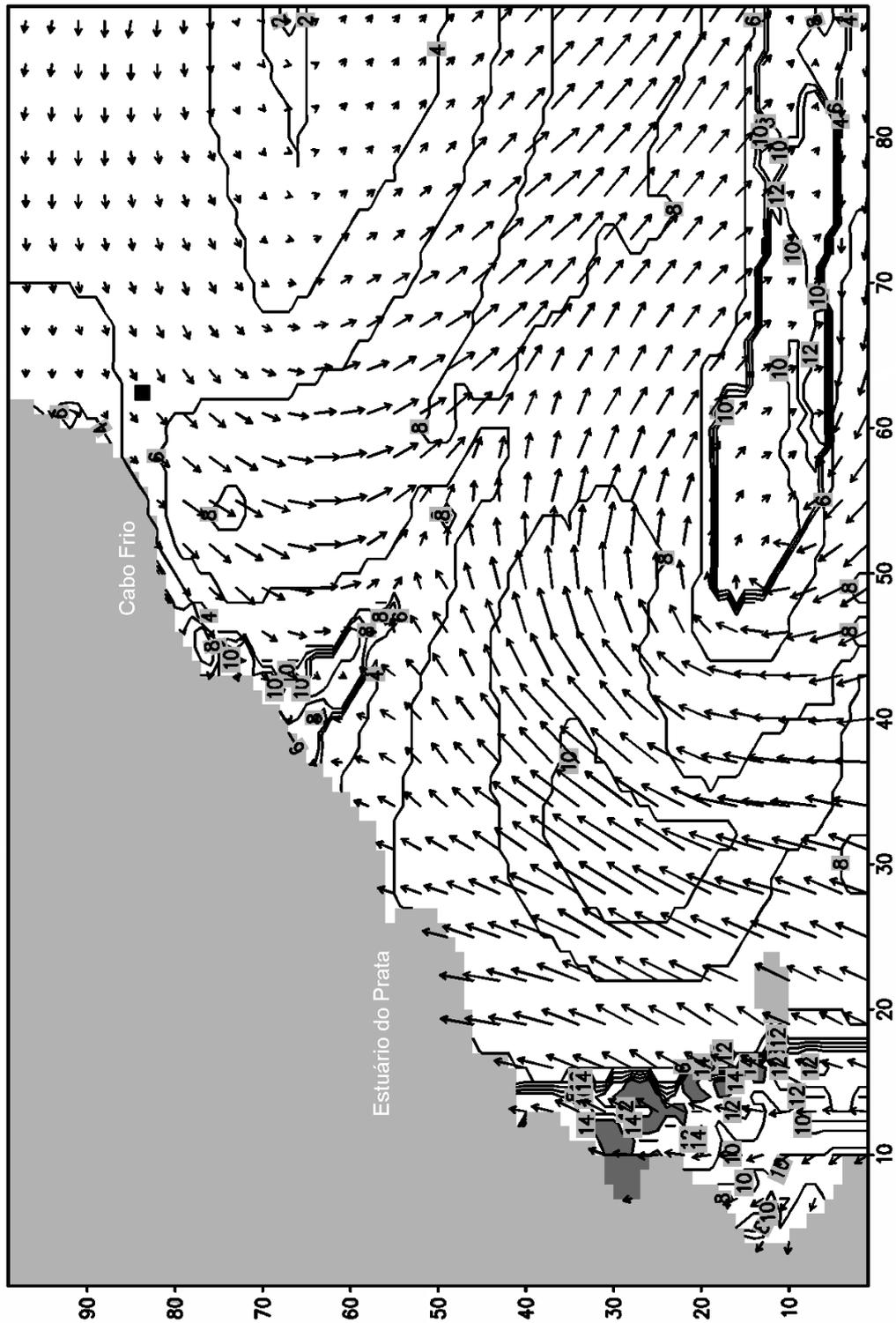


Figura VII.5 - Isolinhas de período de pico e contornos preenchidos (mais escuros) com períodos maiores que 14 segundos, para 39 horas de simulação, mostrando o início da formação das ondas componentes do evento estudado. As setas indicam a direção principal de propagação e os comprimentos são proporcionais às alturas significativas. O retângulo preto, um pouco acima de Cabo Frio, marca o ponto de monitoramento da simulação.

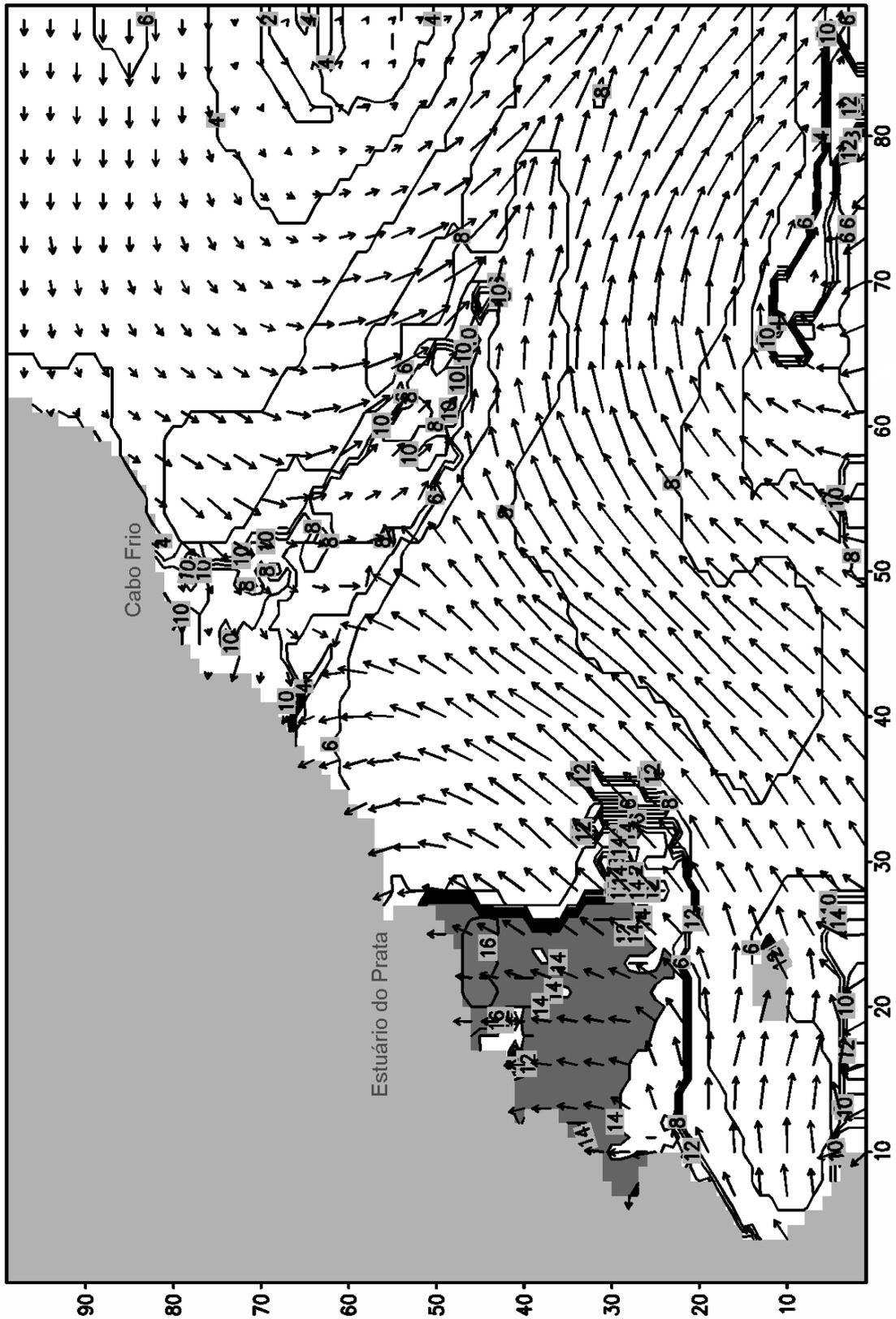


Figura VII.6 - Evolução da frente de ondas, caracterizada por períodos maiores que 14 segundos (área escurecida), para 51 horas de simulação. Pode-se perceber a evolução das maiores ondas na direção ENE sem atingir a costa.

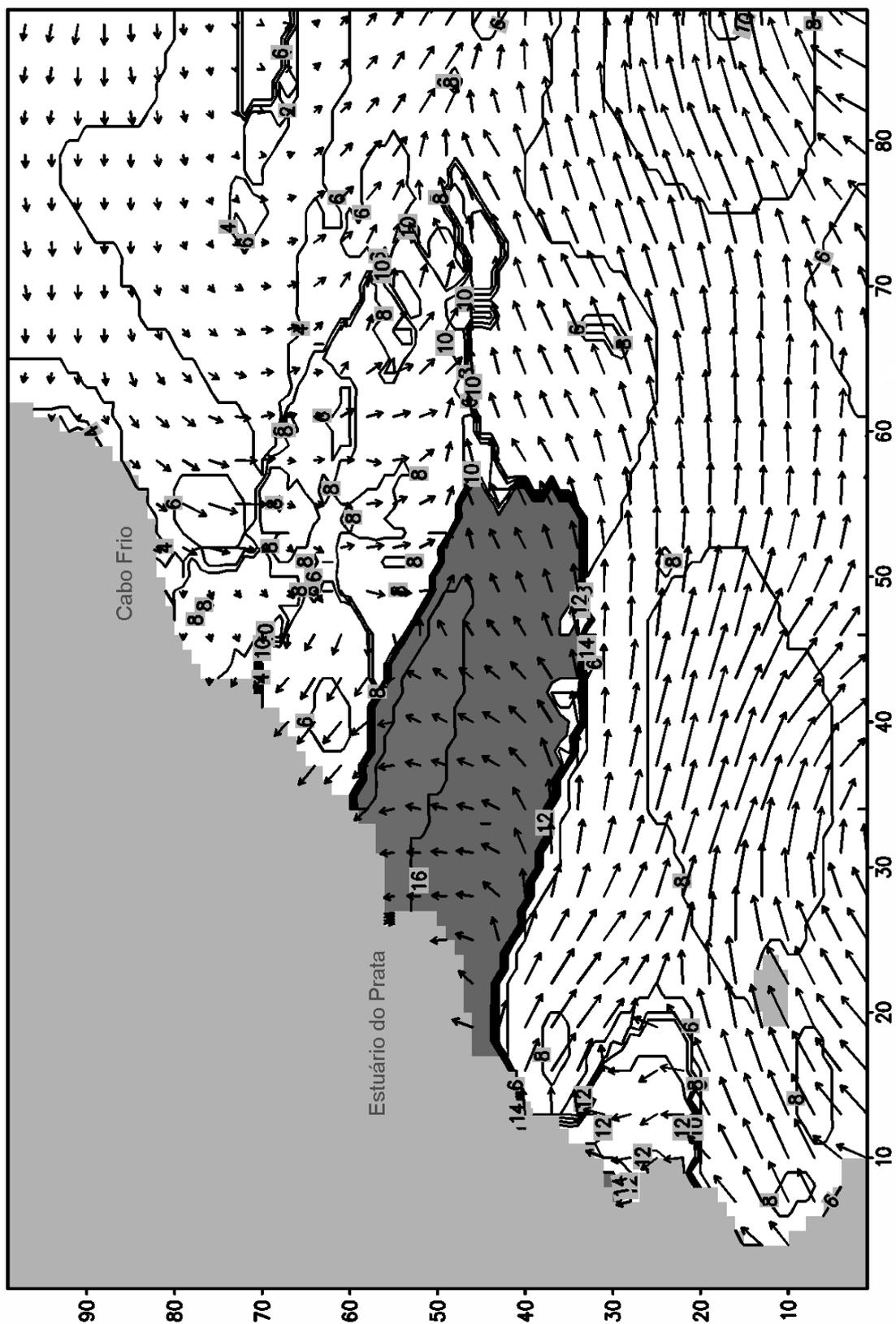


Fig. VII.7 - Posicionamento da frente de ondas após 66 horas de simulação.

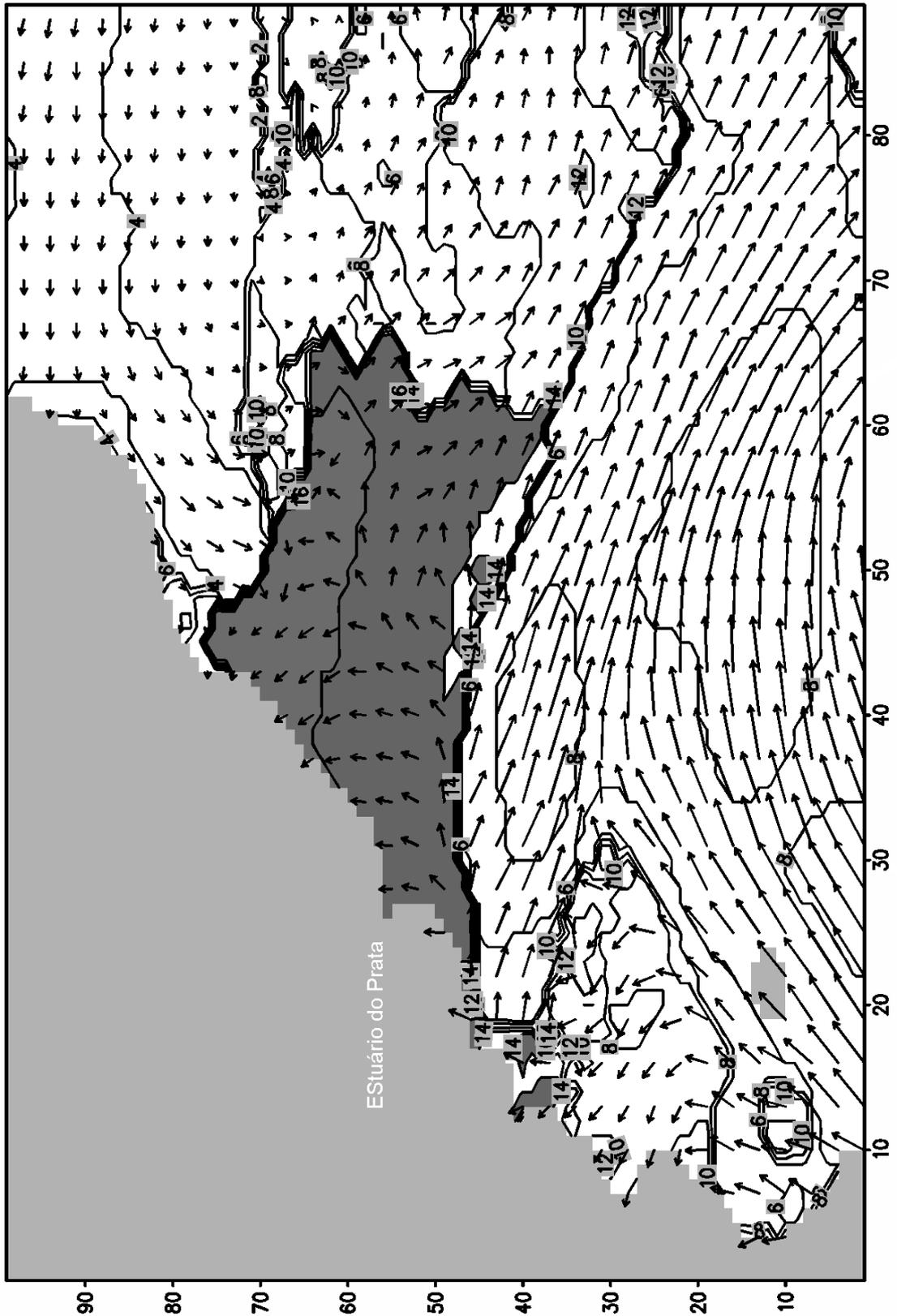


Figura VII.8 - Posicionamento da tempestade após 81 horas de simulação.

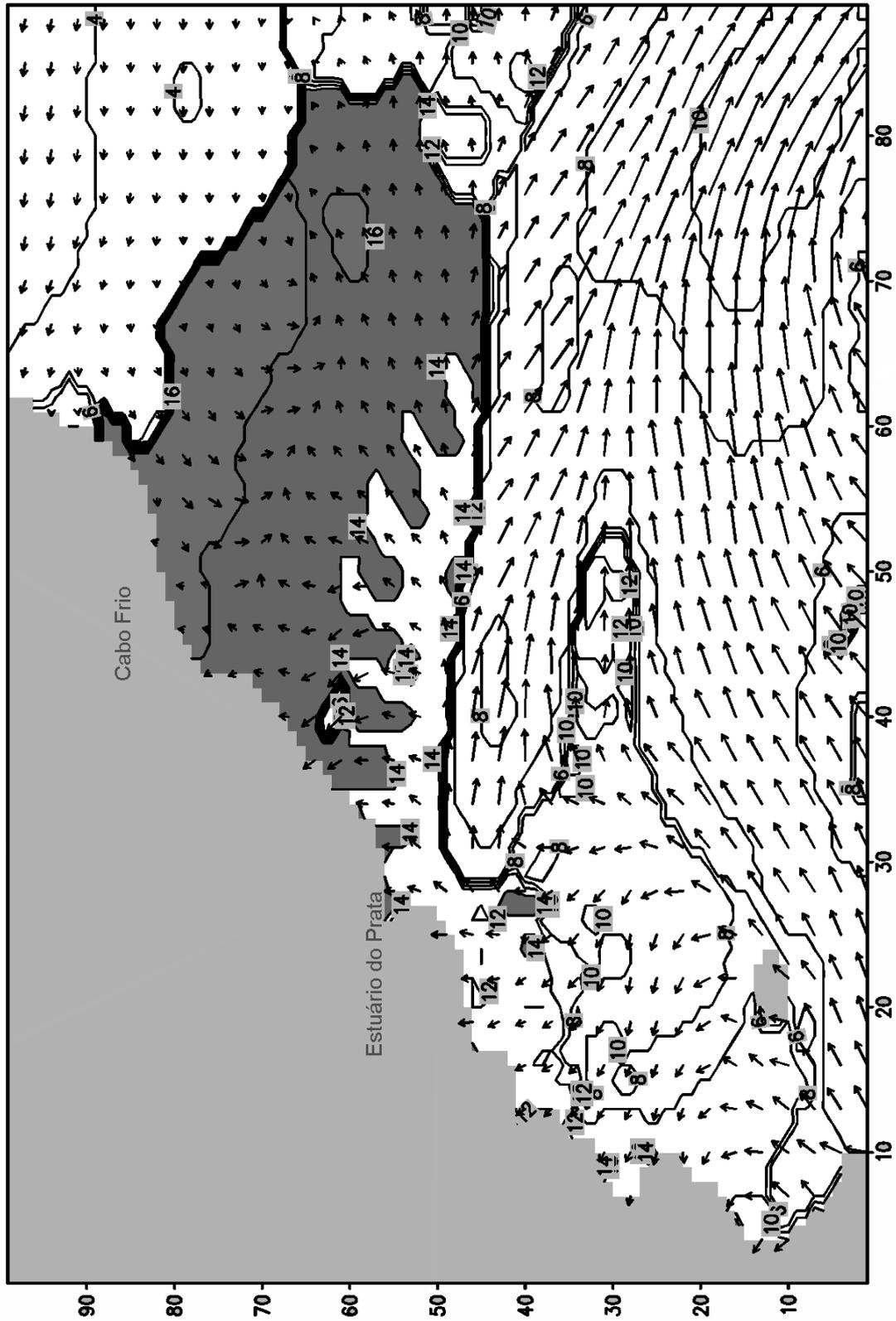
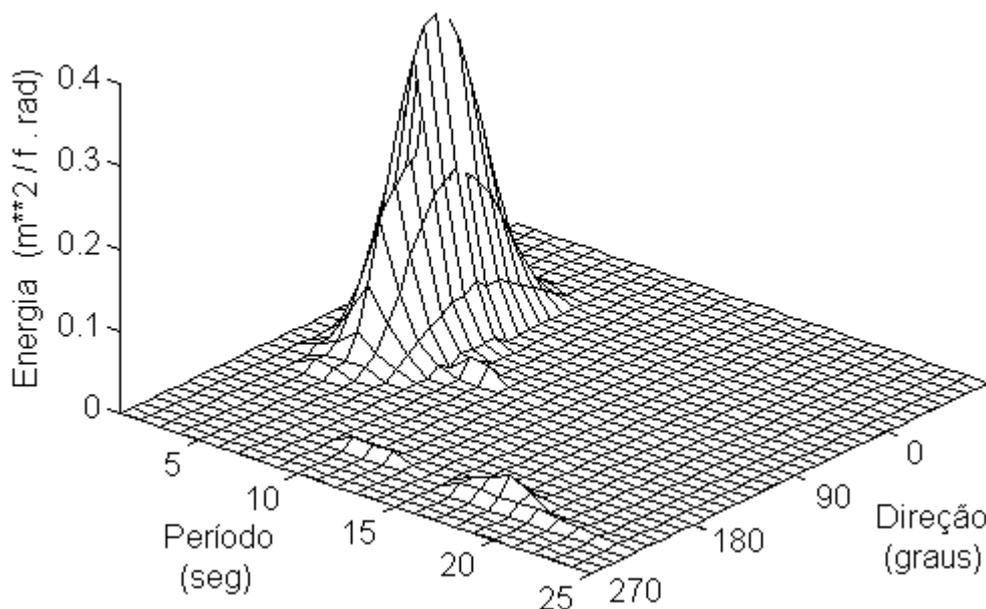


Figura VII.9 - Plotagem da frente de ondas ao atingir a região do ponto de monitoramento após 96 horas de simulação.

Segundo os dados modelados, a energia total, incluindo do chamado mar local, era bastante baixa quando da chegada das ondas com períodos mais altos, com 87 horas de simulação (figura VII.10).



*Figura VII.10 - Espectro direcional para o ponto de monitoramento com 87 horas de simulação, mostrando o início da chegada da energia do quadrante sul, centrada na direção 230°.*

As figuras VII.11 e VII.12 mostram, respectivamente, os espectros direcionais do momento com maior energia do quadrante sul e o final da passagem das ondas do evento, caracterizado pela presença de pouca energia espalhada em diversas frequências.

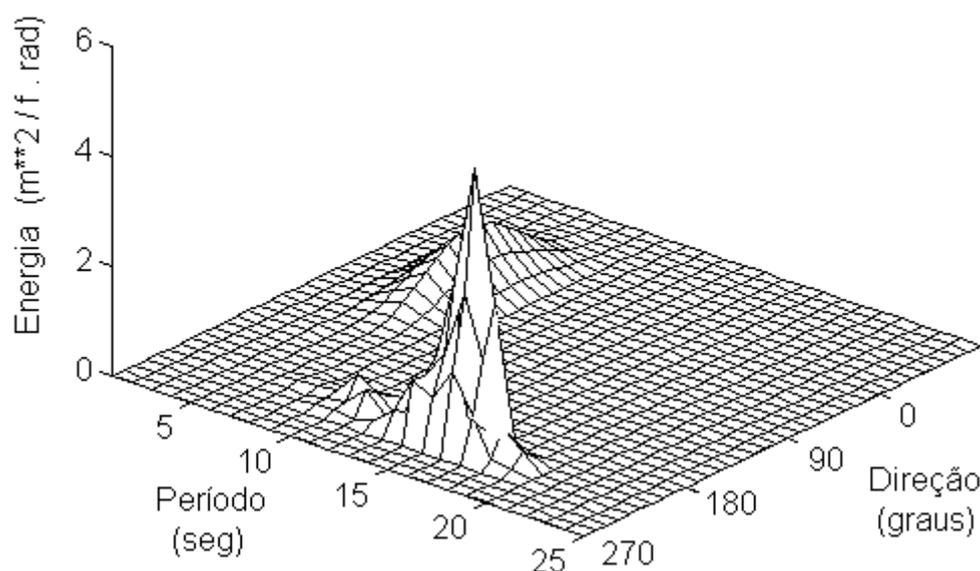


Figura VII.11 - Espectro direcional para 117 horas de simulação, mostrando o momento com maior energia vinda do quadrante sul.

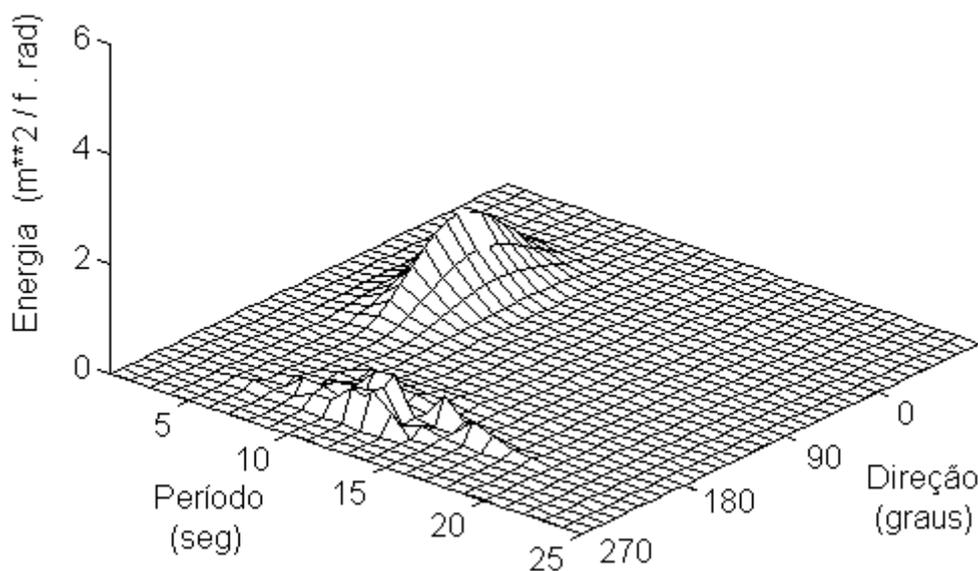


Figura VII.12 - Espectro direcional para 156 horas de simulação mostrando a fase final do evento modelado.

Um evento com características semelhantes, isso é, ondas de longo período com chegada dispersiva, sem a passagem da frente fria, foi observado visualmente por MELO FILHO em 1991 (revista Fluir, março 1992 ), na cidade do Rio de Janeiro.

O coeficiente de correlação linear entre as duas séries de períodos de pico é de 0,95, o que comprova o acerto da modelagem desse parâmetro.

Pela figura VII.5, pode-se estimar que a distância da zona de geração até o ponto de monitoramento é de cerca de 3000 km. A propagação é considerada em água profunda se a profundidade local é maior que a metade do comprimento relativo ao período de onda encontrado, nesse caso 18 segundos

$$L_{18} = 1.56 * T^2 \approx 505 \text{ m} / 2 \approx 202,5 \text{ m}$$

o que é bem menor que a profundidade da malha (1.000 m).

Assim, pode-se utilizar as aproximações

$$c = 1,56 * T \quad \text{e} \quad c_g = C*0,5 \quad \therefore \quad c_g \approx 50 \text{ km/h.}$$

Chega-se, então, ao tempo de propagação (t)

$$t = 3000/50 = 60 \text{ horas}$$

o que é compatível com os resultados obtidos com o modelo.

Utilizando-se a metodologia descrita em MELO FILHO *et al.* (1995), para análise da chegada dispersiva de ondas, pode-se calcular a distância do ponto de monitoramento para a área de geração. Dessa forma,

$$X_d = \frac{g * \Delta t}{4 * \pi * \Delta f} \tag{33}$$

onde  $X_d$  é distância em metros,  $\Delta t$  a diferença em tempo na chegada das freqüências de pico em segundos e  $\Delta f$ , a variação da freqüência de pico ( $\text{Hz}^{-1}$ ).

Pelos dados medidos, a variação de freqüência de pico de 0,0546 Hz (período = 18,3 s) para 0,0862 Hz (período = 11,6 s) se dá em 129.600 s (36 horas). Aplicando-se os valores na equação, obtém-se  $X_d \approx 3.200 \text{ km}$ , resultado compatível com a modelagem.

É interessante notar nas figuras VII.5 e VII.6 que as maiores ondas geradas, que chegam a até 7 m, tendem a se deslocar para ENE, não atingindo a costa brasileira. Isso pode ser freqüentemente observado em simulações com o modelo da NOAA, disseminadas em redes de comunicação.

## VII.2 - Caso 2

A figura VII.13 mostra a comparação entre as alturas significativas previstas pelo modelo e o mesmo parâmetro medido pela bóia de Marlim. Devido à direção das ondas, não houve registro visual em Saquarema, nem em Arraial do Cabo.

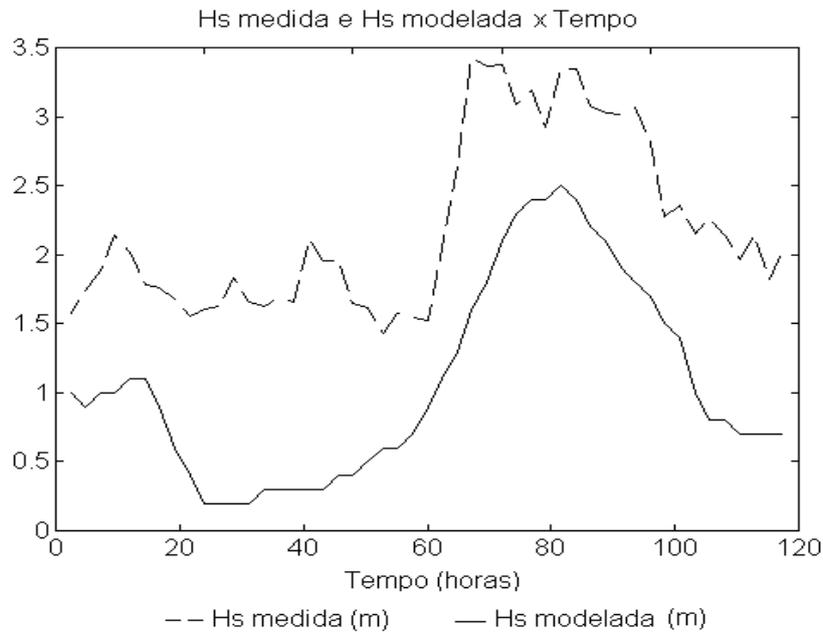
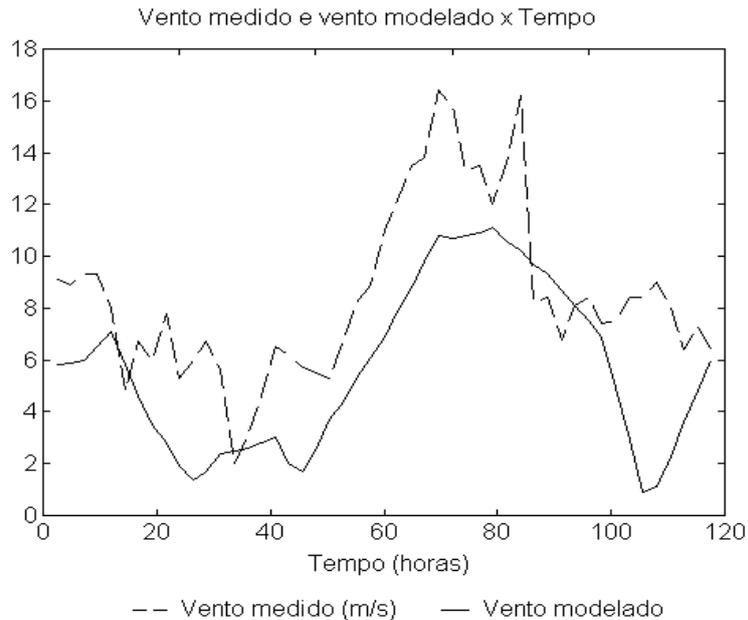


Figura VII.13 - Comparação entre a evolução das alturas significativas medidas e modeladas.

Nota-se que as alturas modeladas chegam a ser, aproximadamente, um metro menores que as medidas. Porém, comparando-se o vento utilizado na modelagem e o vento medido, ambos tomados no ponto de monitoramento (figura VII.14), percebe-se que o primeiro é menor praticamente durante todo o tempo.



*Figura VII.14 - Comparação entre o vento medido e modelado no ponto de monitoramento.*

A figura VII.15 mostra o diagrama de espalhamento para as alturas significativas previstas e medidas, bem como a reta de regressão traçada a partir dos conjuntos de pontos. O coeficiente de correlação linear para as séries é igual a 0,892, indicando boa correlação entre os valores. O erro médio quadrático foi de 1,2 m, o índice de espalhamento igual a 54,7 e o erro médio de -1,14 m. A fase inicial da modelagem é a principal fonte de erros, visto que o marulho presente em Marlim nesse período não foi gerado e propagado pelo modelo, devido à data de inicialização. Mesmo assim, tais resultados são compatíveis com os encontrados em KHANDEKAR (1989) e KHANDEKAR & LALBEHARRY (1996).

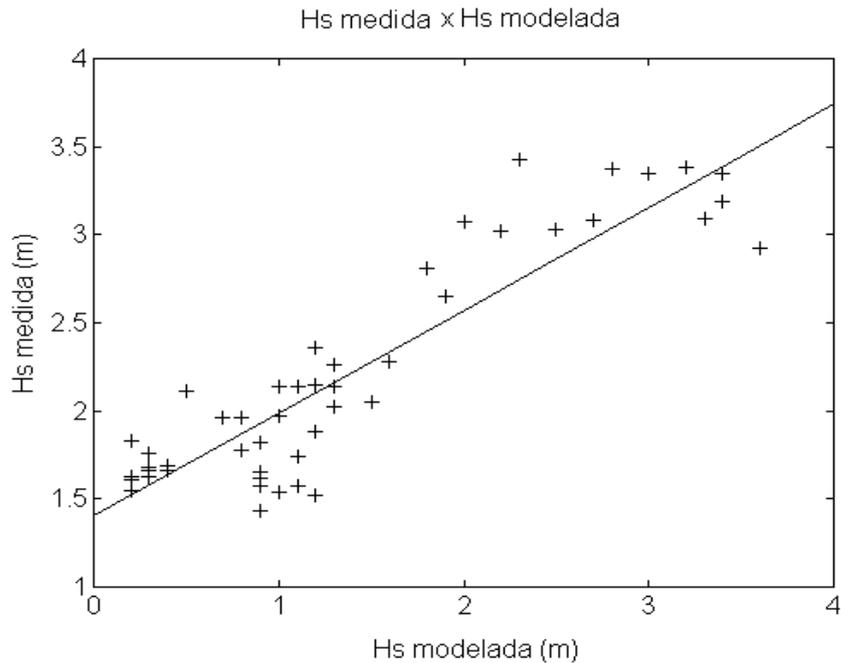


Figura VII.15 - Diagrama de espalhamento e reta de regressão entre alturas significativas modeladas e medidas para o ponto de monitoramento na simulação de dezembro de 1992.

Mesmo lembrando que o estado do mar em uma região não é reflexo apenas do vento local e que o ponto de monitoramento da modelagem não é exatamente coincidente com a posição da bóia, se considerarmos que os campos de vento mantêm uma relação aproximadamente igual para, pelo menos, a região próxima, verifica-se que as diferenças entre as alturas significativas modelada e medida parecem estar mais associadas às defasagens dos campos de vento.

A figura VII.16 mostra a plotagem do diagrama de espalhamento, bem como a reta de regressão linear entre os dois conjuntos de dados de vento. O coeficiente de correlação linear é menor que para Hs, sendo igual a 0,772. ZAMBRESKY (1987, *apud* KOMEN, 1989), em um estudo de avaliação do modelo de terceira geração WAM em diversas localidades, utilizando dados de vento com maiores coeficientes de correlação, obteve menores coeficientes com relação a Hs. Durante o projeto CASP - Canadian Atlantic Storms Program -, os coeficientes de correlação obtidos foram menores, tanto para vento, quanto para Hs (KHANDEKAR, 1989).

O índice de espalhamento e o erro médio quadrático são, respectivamente, 41,899 e 3,577, estes um pouco mais elevados que os de Zambresky.

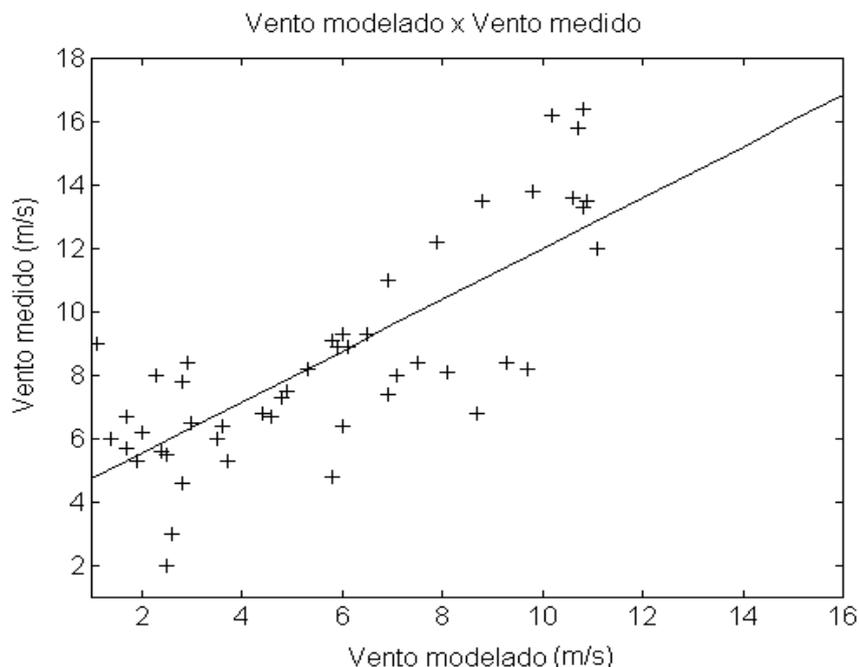


Figura VII.16 - Diagrama de espalhamento entre o vento modelado e o medido e reta de ajuste linear entre os dois conjuntos de dados.

Já para período de pico (figura VII.17), as diferenças são relativamente pequenas e as curvas confirmam tratar-se do mesmo evento.

É interessante notar que o pico de maiores alturas significativas está associado a períodos relativamente baixos, mais comumente relacionados com o chamado mar local ou mar de vagas, reforçando a afirmativa mencionada anteriormente.

As figuras abaixo mostram o espectro direcional de ondas para 54, 63 e 81 horas de simulação, respectivamente. Na figura VII.18, não existem ondas do quadrante NE, apenas alguma energia com período de pico em torno de 13 segundos e direção principal  $180^\circ$ . Na figura VII.19, começa o desenvolvimento do mar de NE, ocorrendo, porém um espectro bimodal, já que ainda existem ondas do quadrante sul. Na figura VII.20, é mostrado o momento com maior energia do mar local, sendo novamente um espectro unimodal, com  $D_p$  igual a  $20^\circ$ .

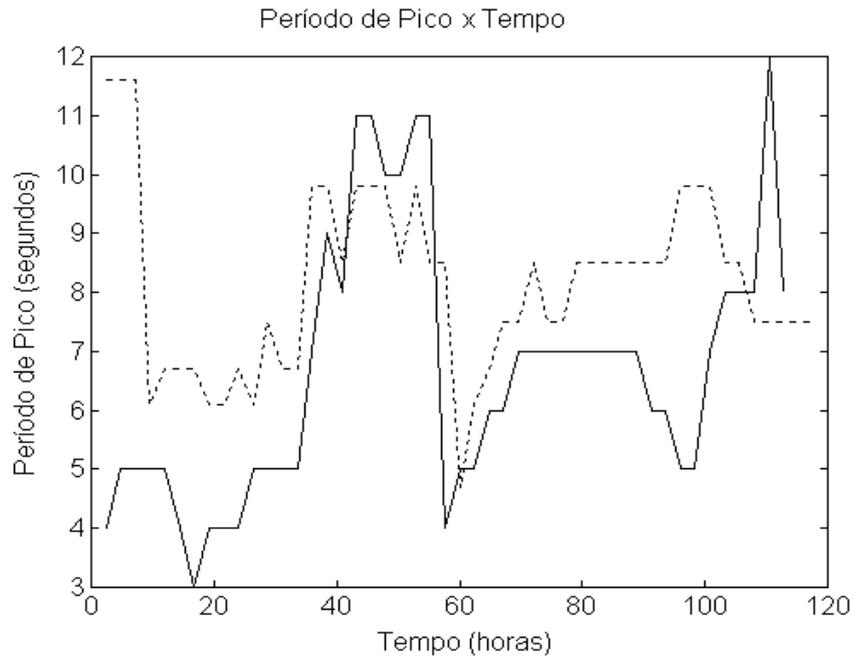


Figura VII.17 - Comparação entre o período de pico previsto (linha cheia) e medido (tracejada) no ponto de monitoramento.

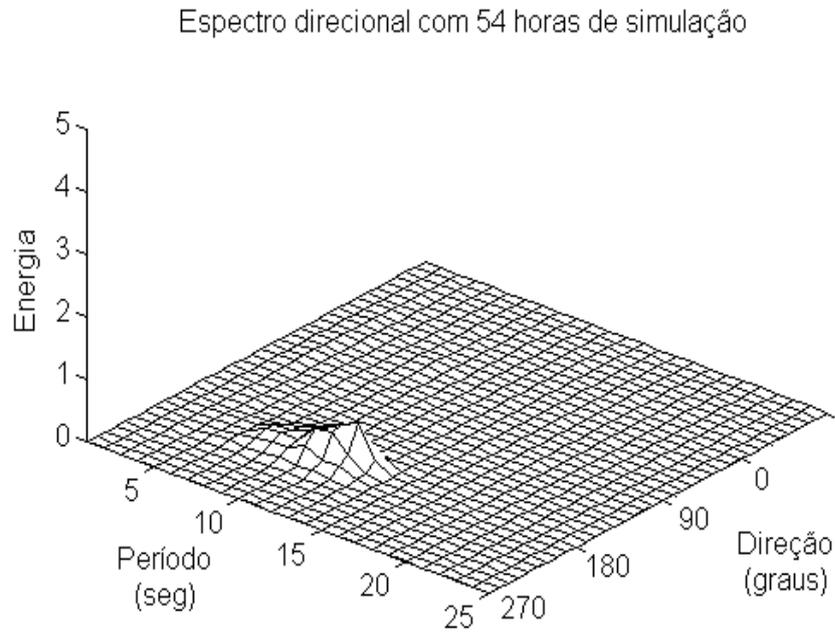


Figura VII.18 - Representação tridimensional da distribuição da energia, mostrando um espectro unimodal com direção principal 180° e período de pico de 12 s.

Espectro direcional com 63 horas de simulação

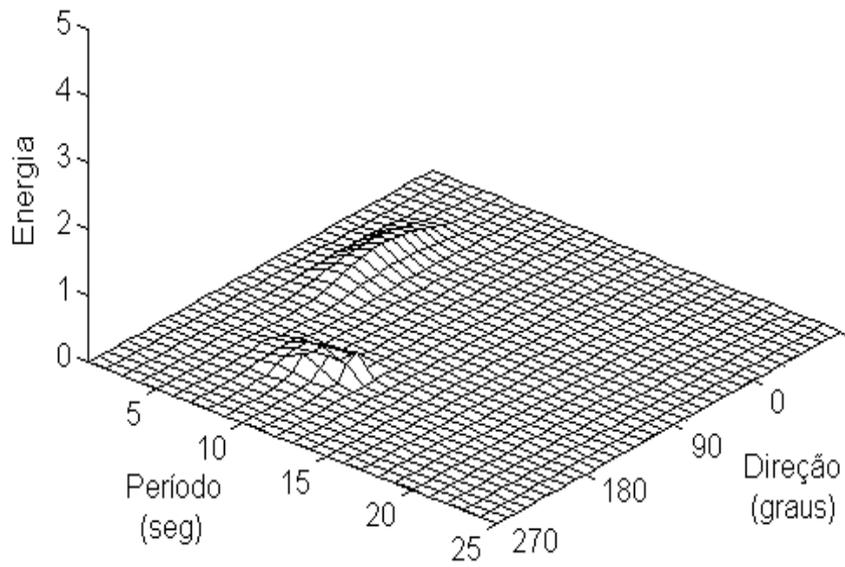


Figura VII.19 - Representação tridimensional da distribuição da energia, mostrando um espectro bimodal com direções principais  $170^{\circ}$  e  $20^{\circ}$  e períodos de pico de 12 s.

Espectro direcional com 81 horas de simulação

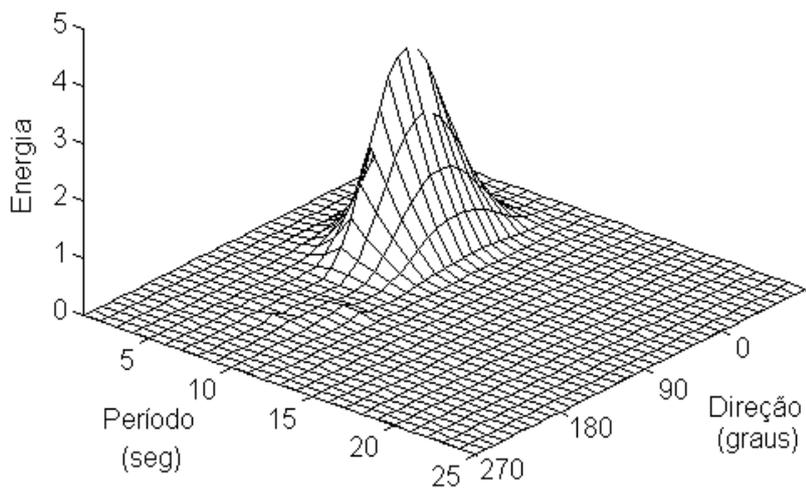


Figura VII.20 - Representação tridimensional da distribuição da energia, mostrando um espectro unimodal com direção principal  $20^{\circ}$  e período de pico de 7 s.

As direções principais de propagação das ondas modeladas, que podem ser estimadas nas figuras VII.18, VII.19 e VII.20, são compatíveis com as medições, conforme pode ser observado na figura VII.21.

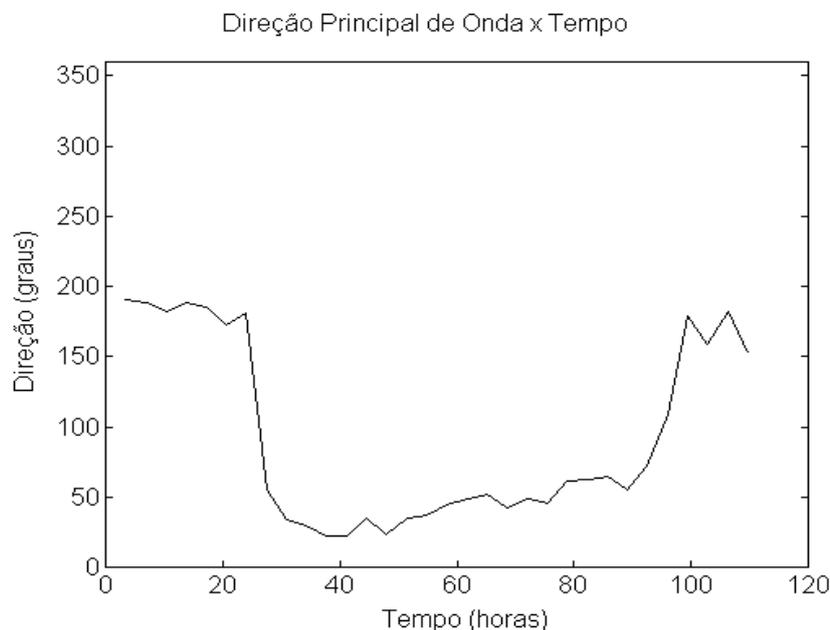


Fig. VII.21 - Evolução da direção principal de onda x tempo medida em Marlim, a partir das 10:00 HMG do dia 09/12/92.

A evolução do espectro modelado é compatível com a obtida por PARENTE (1997) ao analisar os dados da bóia de Marlim através da técnica denominada *Directional Analysis with Adaptive Techniques (DAAT)*.

A tabela 1 mostra um quadro comparativo entre os parâmetros estatísticos obtidos nos dois casos modelados e os obtidos por outros autores em avaliações de modelos de ondas.

### VIII - Conclusões

O desempenho do modelo SAWMO pode ser considerado satisfatório na reprodução dos parâmetros de onda significativa e período de pico para as simulações de mar local. Embora CAVALERI (In: KOMEN, 1994) cite como inaceitáveis erros de 10-20 % na maioria dos casos, alguns aspectos têm que ser levados em consideração.

Tabela 1 - Comparação entre os índices de correlação das simulações (caso 1 e caso 2) e aqueles encontrados na literatura.

	Altura Significativa				Período de Pico				Vento			
	Corr. Linear	RMS	I. E.	Erro Médio	Corr. Linear	RMS	I. E.	Erro Médio	Corr. Linear	RMS	I. E.	Erro Médio
Caso 1	-0,65	0,97	0,51	-0,51	0,95	1,78	0,15	-1,28	-	-	-	
Caso 2	0,89	1,2	0,54,	-1,14	0,33	2,72	0,33	-1,51	0,77	3,58	0,41	-2,84
K&L (inverno)	0.88	0.71	0.29	-	-	-	-	-	0.77	3.18	0.39	-
K&L (primav.)	0.80	0.65	.046	-	-	-	-	-	0.71	2.99	0.54	-
K&L (verão)	0.78	0.83	0.49	-	-	-	-	-	0.65	2.84	0.50	-
K&L (outono)	0.82	1.18	0.36	-	-	-	-	-	0.70	3.66	0.51	-
Z (Havaí)	0.78	0.47	0.22	-0.28	0.54	1.99	0.21	-0.01	0.82	1.2	0.18	-0.4
Z (Alasca)	0.91	0.67	0.22	-0.22	0.67	1.92	0.18	-0.70	0.87	2.0	0.27	0.5
Z (EUA)	0.83	0.66	0.37	-0.38	0.66	1.44	0.19	-0.71	0.83	1.9	0.30	0.1
Z (Atl. NE)	0.85	0.82	0.29	-0.40	-	-	-	-	0.81	2.4	0.28	-0.5

K&L - Khandekar & Lalbeharry (1996)

Z - Zambrsky (1989, apud Khandekar, 1989)

Inicialmente, apenas um ponto foi utilizado na comparação dos resultados. Além disso, o ponto de grade utilizado como monitoramento não coincidia com a localização da bóia, embora as distâncias fossem da ordem de 30 km. Apenas como um exemplo, o experimento SWADE (Surface Waves Dynamics Experiment), descrito sucintamente por GRABER *et al.* (In: KOMEN *et al.*, 1996), foi desenvolvido por dezenas de pesquisadores, teve a duração de 6 meses e contou com várias bóias meteorológicas e ondógrafos, além de informações meteorológicas de diversos centros de previsão. O espaçamento de grade utilizado no WAM nesse experimento variou 1 a 0,25° (111 a 28 km, aproximadamente).

Ainda assim, os resultados mostraram-se consistentes, apesar dos problemas inerentes à comparação entre dados de ondas modelados e medidos. FELDHAUSEN *et al.* (1973, apud KHANDEKAR, 1989) obtiveram coeficientes de correlação semelhantes com dados coletados no Atlântico Norte.

Na simulação de marulho de origem distante (caso 1), a principal diferença residiu na altura da onda significativa no ponto de monitoramento, já que o período de pico foi representado de forma satisfatória. Nesse caso, o problema pareceu estar relacionado com o vento utilizado na geração.

A inicialização do modelo com um campo de ondas é fundamental para sua operacionalização. O primeiro caso estudado mostra que, se o modelo fosse inicializado "a frio" a cada 3 dias, não mostraria a chegada do marulho gerado no extremo sul do continente, já que este demorou cerca de 60 horas entre a origem e o ponto de medição.

A propagação da energia é simulada através de pontos de grade ao invés de grandes círculos, como ocorre na natureza e está implementada nos modelos de 3ª geração (KOMEN *et al.*, 1996). Isso talvez tenha influência na quantidade de energia que é advectada para a costa. Nas figuras mostradas, pode-se verificar que o modelo é capaz de gerar ondas de grande amplitude, porém sem que as mesmas venham a

atingir o litoral. Experimentos comparativos com modelos de terceira geração poderiam mostrar se realmente existe alguma diferença

O aumento do número de períodos utilizados na modelagem mostrou-se importante para melhor especificar o estado do mar, mesmo à custa do esforço computacional. Este poderia ser reduzido com o aumento do incremento angular. O WAM, por exemplo, opera com 25 freqüências e apenas 12 direções, em sua versão global, o que poderia ser implementado também em SAWMO.

Ao utilizar-se um dado de vento, utiliza-se uma média para o período considerado, no caso do atual trabalho, 3 horas, sem levar em consideração variações de alta freqüência. Tais variações, tanto na direção, quanto na intensidade, influem na geração e desenvolvimento das ondas (CAVALERI, *in*: KOMEN *et al.*, 1996) e essa é, com certeza, uma causa significativa de imprecisão.

Um dos principais problemas encontrados não só neste trabalho, mas em todos os outros deste tipo, é a confiabilidade e precisão dos dados de vento. Ainda que as análises do ECMWF sejam consideradas de boa qualidade, sendo utilizadas operacionalmente em quase todo mundo, não existem dados suficientes para comparação no Atlântico Sul. ESCOFFIER & PROVOST (1995) verificaram discrepâncias entre as análises do ECMWF e dados medidos, ainda que utilizando médias diárias e séries de 5 anos. Além disso, o espaçamento da malha original utilizada ( $2,5^\circ$  contra  $1,25^\circ$  no trabalho de ESCOFFIER e PROVOST) não permite captar fenômenos de meso-escala e a interpolação nem sempre produz os melhores resultados (HOLT & CAVALERI, *in*: KOMEN *et al.*, 1996). Aliado a isso, os dados tinham freqüência de 12 horas, o que implica em um alisamento causado pela interpolação. A opção mais correta seria a utilização de modelos atmosféricos de área limitada, como utilizado por ROCHA (1995) e CAETANO NETO *et al.* (1996) em experimentos com este mesmo modelo de ondas. Tal prática, no entanto, necessita de uma grande quantidade de dados de inicialização, em vários níveis, o que nem sempre é disponível.

O ajuste dos parâmetros de geração e dissipação de energia através de outra curva de crescimento da onda significativa que não a de Sanders seria interessante como forma de reduzir a velocidade de crescimento do mar na modelagem. Embora as curvas de Carter não sejam as ideais, por não incluírem o estágio do mar totalmente desenvolvido, deve haver, na literatura, alguma outra formulação que possa ser empregada.

A adoção de um procedimento que permita a assimilação de dados em tempo real é um procedimento que vem sendo empregado com sucesso na operação dos modelos de onda. Certamente, a operacionalização de SAWMO para previsão deveria passar por essa etapa para melhora do desempenho. Porém, mais uma vez esbarra-se na falta de dados locais para tanto. A assimilação de dados coletados por satélite pode vir a ser uma boa opção para suprir essa deficiência.

#### IX - Bibliografia

ALVES, J. H. G. M., 1991, *Estudos sobre a Ocorrência de Ondulações Longínquas na costa da Cidade do Rio de Janeiro*, Monografia de Estágio Orientado I, Departamento de Oceanografia, UERJ, Rio de Janeiro, RJ, Brasil.

\_\_\_\_\_, 1996, *Refração do Espectro de Ondas Oceânicas em Águas Rasas : Aplicações à Região Costeira de São Francisco do Sul*, SC, Tese de Mestrado, Universidade Federal de Santa Catarina, Florianópolis, SC, Brasil.

BANNER, M. L. & YOUNG, I. R., 1994, "Modeling Spectral Dissipation in the Evolution of Wind Waves. Part I : Assessment on Existing Model Performance", *J. Phys. Oceanogr.*, 24, pp.1550-1571.

BARBER, N. F. & URSELL, F., 1948, "The generation and propagation of Ocean Waves and Swell", *I. Phil. Trans.*, A240, pp. 527-560.

- BARNETT, T. P. & WILKERSON, J. C., 1967, "On the Generation of Ocean Waves as Inferred from Airborne Radar Measurements of Fetch-Limited Spectra", *J. Marine Research*, 25, pp. 292-328.
- CAETANO NETO, E. S.; INNOCENTINI, V. & ROCHA, R. P., 1996, "Um Sistema de Previsão de Tempo e Ondas Oceânicas para o Atlântico Sul". *Rev. bras. oceanogr.*, 44(1), pp. 35-46.
- CANDELLA, R. N., CAETANO NETO, E. S & INNOCENTINI, V., 1993, "Sistema de Previsão de Ondas - SISPRON", **in:** *Anais do X Congresso da ABRH*, pp. 407-415, Gramado, RS, Brasil, novembro.
- CARDONE, V. J., PIERSON, W. J. & WARD, E. G., 1976, "Hindcasting the Directional Spectra of Hurricane-Generated Waves", *J. Pet. Tech.*, 28, pp. 384-394.
- CARTER, D. J. T., 1982, "Prediction of Wave Height and Period for Constant Wind Velocity Using the JONSWAP Results", *Ocean Engng*, v. 9(1), pp. 17-33.
- DAVIS, J. C., 1985, *Statistics and Data Analysis in Geology*, New York, John Wiley & Sons, Inc..
- DYKE, P., 1996, *Modelling Marine Processes*, Londres, Prentice Hall.
- EARLE, M. D., BUSH, K. A. & HAMILTON, G.D., 1984, "High-Height Long-Period Ocean Waves Generated by Severe Storm in the Northeast Pacific Ocean during February 1983", *J. Phys. Oceanogr.*, 14, pp. 1286-1299.
- ESCOFFIER, C. & PROVOST, C., 1995, "Wind Forcing over the Southwest Atlantic: Comparison between Observations and ECMWF Analyses", *Mon. Wea. Rev.*, v. 123, pp. 1269-1287.
- FREIRE, J. L., 1960, Um Ciclone Extra-Tropical do Atlântico Sul". **In:** *Anais Hidrográficos*, tomo XVIII, pp. 235-260, Rio de Janeiro, RJ.

- GUERRA, M. A. J., 1994, *Propagação de Ondas de Superfície*, Dissertação de Mestrado, Instituto Oceanográfico, USP, São Paulo, SP, Brasil.
- GOLDING, B., 1983, "A Wave Prediction System for Real-Time Sea State Forecasting", *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 109, pp. 393-416.
- HASSELMANN, K., BARNETT, T. P., BOUWS, CARLSON, H., CARTWRIGHT, D. E., ENKE, K., EWING, J. A., GIENAPP, H., HASSELMANN, D. E., KRUSEMAN, P., MEERBURG, A., MÜLLER, P., OLBERS, D. J., RICHTER, K., SELL, W. & WALDEN, H., 1973, "Measurements of Wind-Wave Growth and Swell Decay during the Joint North Sea Wave Project (JONSWAP)", *Dtsch. Hydrogr. Z.*, A(8)12.
- HASSELMANN, K., ROSS, D. B., MÜLLER, P. & SELL, W., 1976, "A Parametric Wave Prediction Model", *J. Phys. Oceanogr.*, 6, pp. 200-228.
- HOMSI, A., 1978, "Wave Climate in Some Zones Off the Brazilian Coast", **In:** Proceedings of the 16th Coastal Engineering Conference, ASCE/Hamburg, Germany, pp. 115-133.
- INNOCENTINI, V., 1995a, "A Tempestade GORBUSH : Comparação entre as ondas geradas por WAM e SAWMO". **In:** Resumos do I Seminário sobre Ondas e Marés Oceânicas, Arraial do Cabo, RJ, Brasil.
- INNOCENTINI, V., 1995b, *Sistema de Previsão de Ondas - Documentação de WAVE.F*, IPMet/UNESP, Nota Técnica 01/95, 4 volumes.
- INNOCENTINI, V. & CAETANO NETO, E. S., 1994, *The SAWMO Model : An Improved Second Generation Wave Model Applied to the South Atlantic*, IPMet/UNESP, Nota Técnica 01/94, 40 pp.
- INNOCENTINI, V. & CAETANO NETO, E. S., 1996, "A Case Study of the August 1988 South Atlantic Storm: Numerical Simulation of Wave Activity", *Weather and Forecasting*, v. 11, pp. 78-88.
- INNOCENTINI, V. & PELLEGGATTI FRANCO, D. M., 1992, Numerical Experiments of an Ocean Wave Model for South Atlantic", **In:**

Proceedings of 3rd International Workshop on Wave Hindcasting and Forecasting, Montreal, Canada.

JANSSEN, P. A., KOMEN, G. J. & VOOGT, W. J. P., 1984, An operational coupled hybrid wave prediction model", *J. Geophys. Res.*, 89, pp. 3635-3654.

KHANDEKAR, M. L., 1989, *Operational Analysis and Prediction of Ocean Wind Waves*, New York, Springer-Verlag.

KHANDEKAR, M. L. & LALBEHARRY, R., 1996, "An Evaluation of Environment Canada's Operational Ocean Wave Model Based on Moored Buoy Data", *Weather and Forecasting*, vol. 11(2), pp. 137-152.

KOMEN, J. G.;CAVALERI, L.;DONELAN, M.; HASSELMAN, K.; HASSELMAN, S. & JANSSEN, P. A. E. M., 1994, *Dynamics and Modelling of Ocean Waves*, London, Cambridge Press.

MEDINA, M., 1976, *Meteorologia Basica Sinoptica*, Madri, Espanha, Ed. Paraninfo.

MELO FILHO, E., 1993, "The Sea Sentinels Project : Watching Waves in Brazil". **In:** Proceedings of 8th Symposium on Coastal and Ocean Management (Coastal Zone), American Society of Civil Engineering, pp. 505-517.

MELO FILHO; ALVES, J. H. G,de M.; JORDEN, V.; ZAGO, F. & DIAS, W. S. S., 1995, "Instrumental Confirmation of the Arrival of North Atlantic Swell to the Ceará Coast" **in:** Proceedings Fouth International Conference on Coastal and Port Engineering in Developing Countries (COPPEDEC IV), v. III, pp. 1984-1996, Rio de Janeiro, RJ, Brasil..

MELO FILHO, E., PARENTE, C. E. & ROSMAN, P. C. C., 1991, *Considerações sobre o Clima de Ondas na Costa da Cidade do Rio de Janeiro*. **in:** Solução Conjunta dos Problemas de erosão na Praia de Ipanema-

- Leblon e qualidade de água na Lagoa Rodrigo de Freitas, Segundo Relatório de Acompanhamento, COPPETEC, ET-170173.
- NIMER, E., 1989, *Climatologia do Brasil*, 2 ed, IBGE, Rio de Janeiro, RJ, Brasil.
- ODA, T. O., 1997, *Influência da Ressurgência Costeira sobre a Circulação de Brisa na região de Cabo Frio - RJ: Estudos Observacionais e de Modelagem*, Dissertação de Mestrado, INPE, São José dos Campos, SP, Brasil.
- PARENTE, C. E., 1997, *Contribuições ao Conhecimento das Ondas na Costa Brasileira*, Tese de Doutorado, COPPE, UFRJ, Rio de Janeiro, RJ, Brasil.
- PELLEGATTI FRANCO, D. M., 1995, *Um Modelo de Previsão de Ondas de Superfície do Mar Geradas pelo Vento*. Dissertação de Mestrado, INPE, São José dos Campos, SP, Brasil.
- ROCHA, R. P., 1995, Eventos Meteorológicos e Ondas Oceânicas sobre o Atlântico Sul : Estudo Numérico". *in: Resumos do I Seminário sobre Ondas e Marés Oceânicas*, IEAPM, Arraial do Cabo, RJ, Brasil.
- SAUCIER, W. J., 1955, *Princípios de Análise Meteorológica*, Rio de Janeiro, Ao Livro Técnico.
- SEIXAS, N. A. B., 1997, *Espectro Direcional da Bacia de Campos, RJ*, Tese de Doutorado, Observatório Nacional. (título provisório).
- SEVERO DE SOUZA, M. H., 1988, *Clima de Ondas ao Norte do Estado do Rio de Janeiro*. Tese de Mestrado, COPPE/UFRJ, Rio de Janeiro, RJ, Brasil.
- STANIFORTH, A., 1990, "Semi-Lagrangian Schemes for Atmospheric Models: A Review". *in: ICTP/WMO Workshop on Extra-Tropical and Tropical Limited Area Modelling*.
- SWAMP Group, 1985, *Ocean Wave Modeling*, New York, Plenum Press.

- TOLMAN, H. L. & CHALIKOV, D., 1996, Source Terms in a Third-Generation Wind Wave Model", *J. Phys. Oceanogr.*, 26, pp. 2497-2518.
- VIDIGAL, A. A. F., 1988, "Conflito no Atlântico Sul", *Revista Marítima Brasileira*, 108, nº 1/3.
- WAMDI GROUP, 1988, "The WAM Model - A Third Generation Ocean Wave Prediction Model", *J. Phys. Oceanogr.*, 18 n.12, pp. 1775-1810.
- WORLD METEOROLOGICAL ORGANIZATION, 1988, *Guide to Wave Analysis and Forecasting*, Pub. 702, Geneva, Switzerland,
- 
- \_\_\_\_\_ , 1991, Reports for 1989 to 1990 on Wave Measurements Techniques, Numerical Wave Models and Intercomparisons, Marine Meteorology and Related Oceanographic Activities, Report No. 12, supplement No. 3.