

JOSÉ HENRIQUE GOMES DE MATTOS ALVES

**REFRAÇÃO DO ESPECTRO DE ONDAS OCEÂNICAS EM ÁGUAS RASAS:
APLICAÇÕES À REGIÃO COSTEIRA DE SÃO FRANCISCO DO SUL, SC.**

Dissertação submetida ao corpo docente do Curso de Pós Graduação em Engenharia Ambiental, Universidade Federal de Santa Catarina, como parte dos requisitos necessários à obtenção do Grau de Mestre em Ciências em Engenharia Ambiental, Área de Uso e Proteção de Ambientes Costeiros.

Orientador: Prof. Eloi Melo Filho, Ph. D.

FLORIANÓPOLIS, SC - BRASIL

JULHO DE 1996

REFRAÇÃO DO ESPECTRO DE ONDAS OCEÂNICAS EM ÁGUAS RASAS:
APLICAÇÕES À REGIÃO COSTEIRA DE SÃO FRANCISCO DO SUL, SC

JOSÉ HENRIQUE GOMES DE MATTOS ALVES

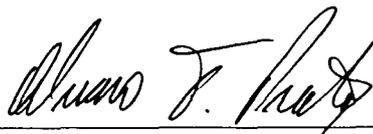
Dissertação submetida ao corpo docente do Programa de Pós Graduação em Engenharia Ambiental da Universidade Federal de Santa Catarina como parte dos requisitos necessários para a obtenção do grau de

MESTRE EM CIÊNCIAS EM ENGENHARIA AMBIENTAL
na Área de Uso e Proteção de Ambientes Costeiros.

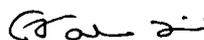
Aprovada por:



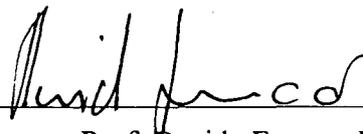
Prof. Eloi Melo Filho, Ph.D. (Presidente)



Prof. Álvaro Toubes Prata, Ph.D



Prof. Enise Maria Salgado Valentini, D.Sc.



Prof. Davide Franco, Dr.

FLORIANÓPOLIS, SC - BRASIL

JULHO DE 1996

ALVES, J. H. G. M.

REFRAÇÃO DO ESPECTRO DE ONDAS OCEÂNICAS EM ÁGUAS RASAS: APLICAÇÕES À REGIÃO COSTEIRA DE SÃO FRANCISCO DO SUL, SC

Florianópolis, /07/1996

xviii, 89 p., 29,7 cm, figuras em cores, (CPGEA/UFSC, M. Sc., Engenharia Ambiental, 1996).

Dissertação - Universidade Federal de Santa Catarina

1. Ondas Oceânicas. 2. Refração de Ondas em Águas Rasas 3. Oceanografia Física.

I. CPGEA/UFSC II. Título (Série)

Tornei-me estranho a minhas crenças, tudo a meu redor se fez estranho, tudo veio a ser solidão. Foi quando vi crescer a árvore sob a qual hoje encontro sombra, a árvore do futuro

F. W. Nietzsche

A José Alberto, raiz, e Fábio Henrique, futuro.

AGRADECIMENTOS

Foi uma dessas visões que a maioria das pessoas não conta para ninguém que me levou, há cerca de seis anos, ao estudo das ondas oceânicas. Observando o mar de uma praia Carioca pude ver que a matemática aprendida durante a graduação em Oceanografia permitiria, de alguma forma, que me aproximasse de uma compreensão menos hostil da natureza.

Acredito que Deus tenha me mostrado esse caminho que hoje busco alimentar com criatividade. A Ele e à Sua personificação em Carlos Roberto, meu Pai, e Sylvia Amélia, minha Mãe, agradeço antes de todos, pois me deram persistência, lucidez e fé para tornar um esforço que fora completamente destruído por um incêndio num trabalho que é hoje um projeto de vida.

Foi o Edu, amigo e colega do Projeto Sentinelas do Mar, quem me indicou o caminho para transformar minha visão do mar em realidade. Ele me disse: “tem um *brother* que voltou da Califórnia e que acabou de tirar o *Ph. D. em ondas*. Ele é *fera*”. O *brother* era o Professor Eloi Melo Filho, um amigo a quem aprendi a admirar não só por ser mesmo *fera* no tema de minha dissertação, mas por ter me mostrado que este caminho tem de fato um coração.

Atrás da orientação do Professor Eloi saí do Rio, cidade maravilhosa, deixando para trás um meio mestrado em Engenharia Costeira, até Florianópolis, a Ilha da Magia. Lá no Rio adquiri o conhecimento teórico básico para estudo das ondas. Aqui em Floripa pude transformar esse conhecimento em algo que, para mim, se aproxima da arte. Dedico, portanto, agradecimentos especiais aos professores, funcionários e bolsistas da COPPE/UFRJ e do CPGEA/UFSC.

A amizade é o maior valor que podemos possuir; a lealdade e a coerência, as maiores virtudes que adquirimos; e a honestidade, o melhor presente para nossa consciência. Por isso, agradeço a todos os amigos que me viram ir *daqui-prali e delá-pracá* sem perder a fé e o companheirismo.

É meu dever citar aqui alguns desses amigos que contribuíram diretamente para meu trabalho durante o mestrado. Cronologicamente agradeço a Ana, Mariza Tavares, Luiz Carlos, Enise Valentini, Rogério Candella, Waldemar Junior, Vagner, Masato, Maurício Gobbi, Nei Seixas, Caroline Fisch, César Ribeiro e Davide Franco. Em particular, agradeço ao Dr. William O'Reilly, da Universidade da Califórnia em Berkeley, pelo valoroso apoio teórico oferecido.

Finalmente, agradeço ao pessoal da DIPREX/SEPRON/CENPES e da DIDEC/SEREC, ambas divisões da PETROBRÁS, pela concessão da bolsa de estudos que possibilitou minhas atividades em Florianópolis. Também agradeço ao CNPq pela concessão da bolsa que me manteve durante o primeiro ano de Mestrado na COPPE/UFRJ.

SUMÁRIO

LISTA DE FIGURAS	ix
LISTA DE TABELAS	xiv
LISTA DE SÍMBOLOS	xv
RESUMO	xvii
ABSTRACT	xviii
1 INTRODUÇÃO	1
2 ASPECTOS DA CAMPANHA DE MEDIÇÕES E DO CLIMA DE ONDAS	6
2.1 CLIMA DE ONDAS DO VERÃO E OUTONO DE 1996	8
2.1.1 LESTADA	15
2.1.2 ONDULAÇÕES DE SUDESTE	17
2.1.3 VAGAS DE LESTE-NORDESTE E SUL-SUDESTE	23
3 TRANSFORMAÇÃO DO ESPECTRO DIRECIONAL DEVIDO A REFRAÇÃO	30
3.1 FUNÇÕES GOVERNANTES DA REFRAÇÃO ESPECTRAL	32
3.2 DETERMINAÇÃO DO ESPECTRO DIRECIONAL EM ÁGUAS RASAS	40
3.3 RETRO-REFRAÇÃO DO ESPECTRO DIRECIONAL	45
4 DETERMINAÇÃO DO CAMPO DE ONDAS PRÓXIMO À COSTA	51
4.1 DESCRIÇÃO DO MODELO NUMÉRICO	51
4.2 AVALIAÇÃO DA METODOLOGIA UTILIZADA.....	53
4.3 DETERMINAÇÃO DA DISTRIBUIÇÃO ESPACIAL DE ENERGIA	56
5 CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES	61
APÊNDICE A: REPRESENTAÇÃO ESPECTRAL DO CAMPO DE ONDAS	64

APÊNDICE B: MODELO NUMÉRICO DE REFRAÇÃO ESPECTRAL	68
ANEXO I: FUNÇÕES GOVERNANTES DA REFRAÇÃO ESPECTRAL: FIGURAS COMPLEMENTARES AO CAPÍTULO 3	76
ANEXO II: ESPECTROS DIRECIONAIS DE ENERGIA: FIGURAS COMPLEMENTARES AO CAPÍTULO 3	81
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	86

LISTA DE FIGURAS	PAG.
FIGURA 1.1 - LOCALIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDOS	1
FIGURA 1.2 - REPRESENTAÇÃO ESQUEMÁTICA DA METODOLOGIA PROPOSTA	2
FIGURA 2.1 - VISTA GERAL DA REGIÃO OCEÂNICA DE SÃO FRANCISCO DO SUL	6
FIGURA 2.2 - ESPECTRO DIRECIONAL DE ENERGIA COM PRINCIPAIS PARÂMETROS INDICADOS	8
FIGURA 2.3 - POSIÇÃO MÉDIA DOS CENTROS DE AÇÃO ATMOSFÉRICOS	9
FIGURA 2.4 - SÉRIES TEMPORAIS DE ALTURAS SIGNIFICATIVAS E PERÍODOS DE PICO PARA TODAS AS MEDIÇÕES DISPONÍVEIS	11
FIGURA 2.5 - HISTOGRAMAS DE FREQUÊNCIAS RELATIVAS DE DIREÇÕES DOMINANTES, PERÍODOS DE PICO E ALTURAS SIGNIFICATIVAS PARA TODAS AS MEDIÇÕES	13
FIGURA 2.6 - DISTRIBUIÇÃO DE PROBABILIDADES DE OCORRÊNCIA CONJUNTA DE ALTURAS SIGNIFICATIVAS (HS) E PERÍODOS DE PICO (TP) EM TODAS AS DIREÇÕES	14
FIGURA 2.7 - DISTRIBUIÇÃO DE PROBABILIDADES DE OCORRÊNCIA CONJUNTA DE ALTURAS SIGNIFICATIVAS (HS) E PERÍODOS DE PICO (TP). LESTADA COM ORIGEM NO SETOR LESTE	15
FIGURA 2.8 - DISTRIBUIÇÃO DE PROBABILIDADES DE OCORRÊNCIA CONJUNTA DE ALTURAS SIGNIFICATIVAS (HS) E PERÍODOS DE PICO (TP). LESTADA COM ORIGEM EM LESTE-SUDESTE	16
FIGURA 2.9A - CARTAS SINÓTICAS DE PRESSÃO À SUPERFÍCIE DOS DIAS 25 A 30 DE ABRIL DE 1996	18
FIGURA 2.9B - CARTAS SINÓTICAS DE PRESSÃO À SUPERFÍCIE DOS DIAS 1 A 6 DE MAIO DE 1996	19
FIGURA 2.10 - DISTRIBUIÇÃO DE PROBABILIDADES DE OCORRÊNCIA CONJUNTA DE ALTURAS SIGNIFICATIVAS (HS) E PERÍODOS DE PICO (TP). ONDULAÇÕES DE SUDESTE	20
FIGURA 2.11 - CARTAS SINÓTICAS DE PRESSÃO À SUPERFÍCIE DOS DIAS 8 A 13 DE ABRIL DE 1996	22

FIGURA 2.12 - CARTAS SINÓTICAS DE PRESSÃO À SUPERFÍCIE DOS DIAS 14 A 19 DE ABRIL DE 1996	24
FIGURA 2.13 - DISTRIBUIÇÃO DE PROBABILIDADES DE OCORRÊNCIA CONJUNTA DE ALTURAS SIGNIFICATIVAS (HS) E PERÍODOS DE PICO (TP). VAGAS DE LESTE-NORDESTE	25
FIGURA 2.14 - CARTAS SINÓTICAS DE PRESSÃO À SUPERFÍCIE DOS DIAS 20 A 25 DE FEVEREIRO DE 1996	26
FIGURA 2.15 - DISTRIBUIÇÃO DE PROBABILIDADES DE OCORRÊNCIA CONJUNTA DE ALTURAS SIGNIFICATIVAS (HS) E PERÍODOS DE PICO (TP). VAGAS DE SUL-SUDESTE	28
FIGURA 3.1 - REPRESENTAÇÃO ESQUEMÁTICA DA BATIMETRIA UTILIZADA PARA RETRO-REFRAÇÃO	33
FIGURA 3.2. - FUNÇÃO DE TRANSFERÊNCIA DE ENERGIA RASO-PROFUNDO (E0/E) POR DIREÇÃO DE ORIGEM EM ÁGUAS RASAS PARA $f=0.10$ HZ	34
FIGURA 3.3 - FUNÇÃO GAMA PARA $f=0.10$ HZ	35
FIGURA 3.4 - REPRESENTAÇÃO VETORIAL DO ESPECTRO DIRECIONAL COM $F = 0,1$ HZ QUE INCIDE NO CONTORNO EXTERNO DA MALHA BATIMÉTRICA PARA A REGIÃO COSTEIRA DE SÃO FRANCISCO DO SUL	36
FIGURA 3.5 - FUNÇÃO DE TRANSFERÊNCIA DE ENERGIA RASO-PROFUNDO (E0/E) POR DIREÇÃO DE ORIGEM EM ÁGUAS RASAS PARA $f=0.08$ HZ	37
FIGURA 3.6 - FUNÇÃO GAMA PARA $f=0.08$ HZ	38
FIGURA 3.7 - FUNÇÃO DE TRANSFERÊNCIA DE ENERGIA RASO-PROFUNDO (E0/E) POR DIREÇÃO DE ORIGEM EM ÁGUAS RASAS PARA $f=0.20$ HZ.	39
FIGURA 3.8 - FUNÇÃO GAMA PARA $f=0.20$ HZ	39
FIGURA 3.9 - DISTRIBUIÇÕES DIRECIONAIS DE ENERGIA PARA AS FREQUÊNCIAS DE PICO	42
FIGURA 3.10A - VELOCIDADE E DIREÇÃO DO VENTO	43
FIGURA 3.10B - CARTA SINÓTICA DE PRESSÃO À SUPERFÍCIE DO DIA 1º DE MARÇO DE 1996	44

FIGURA 3.11 - REPRESENTAÇÃO ESQUEMÁTICA DA TÉCNICA DE MAPEAMENTO ESPECTRAL	45
FIGURA 3.12 - ESPECTRO DIRECIONAL MEDIDO EM ÁGUAS RASAS E DE REFERÊNCIA EM ÁGUAS PROFUNDAS PARA O DIA 01 DE MARÇO DE 1996 ÀS 22:00 HORAS. NOS DIAGRAMAS SUPERIORES SÃO MOSTRADOS CONTORNOS DE DENSIDADE DE ENERGIA	46
FIGURA 3.13 - ESPECTRO DIRECIONAL MEDIDO EM ÁGUAS RASAS E DE REFERÊNCIA EM ÁGUAS PROFUNDAS PARA O DIA 04 DE MARÇO DE 1996 ÀS 01:00 HORAS. NOS DIAGRAMAS SUPERIORES SÃO MOSTRADOS CONTORNOS DE DENSIDADE DE ENERGIA	47
FIGURA 3.14 - ESPECTRO DIRECIONAL MEDIDO EM ÁGUAS RASAS E DE REFERÊNCIA EM ÁGUAS PROFUNDAS PARA O DIA 08 DE MAIO DE 1996 ÀS 07:00 HORAS. NOS DIAGRAMAS SUPERIORES SÃO MOSTRADOS CONTORNOS DE DENSIDADE DE ENERGIA	48
FIGURA 3.15 - TRANSFORMAÇÃO DO ESPECTRO INTEGRADO DIRECIONALMENTE DAS 22:00 HORAS DO DIA 01 DE MARÇO DE 1996	49
FIGURA 3.16 - TRANSFORMAÇÃO DO ESPECTRO INTEGRADO DIRECIONALMENTE DAS 01:00 HORA DO DIA 04 DE MARÇO DE 1996	49
FIGURA 3.17 - TRANSFORMAÇÃO DO ESPECTRO INTEGRADO DIRECIONALMENTE DAS 07:00 HORAS DO DIA 08 DE MAIO DE 1996	50
FIGURA 4.1 - BATIMETRIA USADA NO MODELO DE REFRAÇÃO ESPECTRAL PROGRESSIVA	52
FIGURA 4.2 - COMPARAÇÃO ENTRE ESPECTROS MEDIDO E RECONSTITUÍDO PARA O PONTO DE MEDIÇÕES	54
FIGURA 4.3 - DISTRIBUIÇÃO DIRECIONAL DE ENERGIA À FREQUÊNCIA DE PICO PARA OS ESPECTROS MEDIDOS E RECONSTITUÍDOS	55
FIGURA 4.4 - LOCALIZAÇÃO DO ONDÓGRAFO E DA MONOBÓIA DA PETROBRÁS NO TRECHO SELECIONADO PARA ANÁLISE DA DISTRIBUIÇÃO ESPACIAL DE ALTURAS SIGNIFICATIVAS	57
FIGURA 4.5 - DISTRIBUIÇÃO DE H_s PARA UM EVENTO DE VAGAS DE SUL-SUDESTE	58
FIGURA 4.6 - DISTRIBUIÇÃO ESPACIAL DE H_s PARA UM EVENTO DE ONDULAÇÃO DE SUDESTE	58

FIGURA 4.7 - DISTRIBUIÇÃO ESPACIAL DE H_s PARA UM EVENTO DE ONDULAÇÃO DE SUDESTE	59
FIGURA 4.8 - DISTRIBUIÇÃO DE H_s PARA UM EVENTO DE ONDULAÇÃO DE SUDESTE	60
FIGURA 4.9 - VARIAÇÃO DE H_s NOS PERFIS INDICADOS NA FIGURA 4.5.	60
FIGURA A.1 - TRECHO DE UM REGISTRO DA ELEVAÇÃO DA SUPERFÍCIE LIVRE MEDIDO EM SÃO FRANCISCO DO SUL	64
FIGURA A.2 - REGISTRO DA POSIÇÃO DA SUPERFÍCIE LIVRE AO LONGO DO TEMPO COMO UM SOMATÓRIO DE ONDAS REGULARES	65
FIGURA A.3 - ESPECTRO DE ENERGIA EM FREQUÊNCIA DO CAMPO DE ONDAS REPRESENTADO NA FIGURA A.1	65
FIGURA A.4 - ESQUEMA TRIDIMENSIONAL DA SOBREPOSIÇÃO DE COMPONENTES	66
FIGURA B.1 - DETALHE DA MALHA NUMÉRICA E DO MÓDULO DE DISCRETIZAÇÃO	68
FIGURA B.2 - TESTES COM PRAIA PLANA. COMPARAÇÕES ENTRE RESULTADOS DO MODELO E SOLUÇÃO ANALÍTICA PARA ÂNGULO INICIAL = 0 E ÂNGULO INICIAL = 35°	73
FIGURA B.3 - REPRESENTAÇÃO ESQUEMÁTICA DA BATIMETRIA UTILIZADA NO EXPERIMENTO DE MASE & KIRBY (1992)	74
FIGURA B.4 - PROPAGAÇÃO DE ESPECTRO EM PRAIA PLANA. ALTURAS SIGNIFICATIVAS: CALCULADAS PELO MODELO DE REFRAÇÃO ESPECTRAL E MEDIDAS POR MASE & KIRBY (1992)	75
FIGURA I.1 - FUNÇÃO DE TRANSFERÊNCIA DE ENERGIA RASO-PROFUNDO (E_0/E) POR DIREÇÃO DE ORIGEM EM ÁGUAS RASAS PARA $f=0.06$ HZ	76
FIGURA I.2 - FUNÇÃO GAMA PARA $f=0.06$ HZ	76
FIGURA I.3 - FUNÇÃO DE TRANSFERÊNCIA DE ENERGIA RASO-PROFUNDO (E_0/E) POR DIREÇÃO DE ORIGEM EM ÁGUAS RASAS PARA $f=0.12$ HZ	77
FIGURA I.4 - FUNÇÃO GAMA PARA $f=0.12$ HZ	77

FIGURA I.5 - FUNÇÃO DE TRANSFERÊNCIA DE ENERGIA RASO-PROFUNDO (E_0/E) POR DIREÇÃO DE ORIGEM EM ÁGUAS RASAS PARA $f=0.14$ HZ	78
FIGURA I.6 - FUNÇÃO GAMA PARA $f=0.14$ HZ	78
FIGURA I.7 - FUNÇÃO DE TRANSFERÊNCIA DE ENERGIA RASO-PROFUNDO (E_0/E) POR DIREÇÃO DE ORIGEM EM ÁGUAS RASAS PARA $f=0.17$ HZ	79
FIGURA I.8 - FUNÇÃO GAMA PARA $f=0.17$ HZ	79
FIGURA I.9 - FUNÇÃO DE TRANSFERÊNCIA DE ENERGIA RASO-PROFUNDO (E_0/E) POR DIREÇÃO DE ORIGEM EM ÁGUAS RASAS PARA $f=0.23$ HZ	80
FIGURA I.10 - FUNÇÃO GAMA PARA $f=0.23$ HZ	80
FIGURA II.1 - ESPECTRO DIRECIONAL MEDIDO EM ÁGUAS RASAS E DE REFERÊNCIA EM ÁGUAS PROFUNDAS PARA O DIA 01 DE FEVEREIRO DE 1996 ÀS 04:00 HORAS	81
FIGURA II.2 - ESPECTRO DIRECIONAL MEDIDO EM ÁGUAS RASAS E DE REFERÊNCIA EM ÁGUAS PROFUNDAS PARA O DIA 25 DE ABRIL DE 1996 ÀS 22:00 HORAS	82
FIGURA II.3 - ESPECTRO DIRECIONAL MEDIDO EM ÁGUAS RASAS E DE REFERÊNCIA EM ÁGUAS PROFUNDAS PARA O DIA 08 DE MAIO DE 1996 ÀS 01:00 HORAS	83
FIGURA II.4 - ESPECTRO DIRECIONAL MEDIDO EM ÁGUAS RASAS E DE REFERÊNCIA EM ÁGUAS PROFUNDAS PARA O DIA 08 DE MAIO DE 1996 ÀS 22:00 HORAS	84
FIGURA II.5 - ESPECTRO DIRECIONAL MEDIDO EM ÁGUAS RASAS E DE REFERÊNCIA EM ÁGUAS PROFUNDAS PARA O DIA 09 DE MAIO DE 1996 ÀS 10:00 HORAS	85

LISTA DE TABELAS

TABELA 2.1. VALORES EXTREMOS DOS PARÂMETROS REPRESENTATIVOS DO ESTADO DO MAR. ALTURAS EM METROS, PERÍODOS EM SEGUNDOS E DIREÇÕES AZIMUTAIS EM GRAUS	12
TABELA 2.2. VALORES MÉDIOS DOS PARÂMETROS REPRESENTATIVOS DO ESTADO DO MAR. ALTURAS EM METROS, PERÍODOS EM SEGUNDOS E DIREÇÕES AZIMUTAIS EM GRAUS	12
TABELA 4.1. TABELA COMPARATIVA ENTRE VALORES DE ALTURA SIGNIFICATIVA (HS) RECONSTITUÍDOS PELO MODELO DE REFRAÇÃO ESPECTRAL E MEDIDOS PELO ONDÓGRAFO	56
TABELA 5.1. ALTURAS SIGNIFICATIVAS NO LARGO, NA LOCALIZAÇÃO DA MONOBÓIA PETROBRÁS E NO PONTO DE MEDIÇÕES	63
TABELA B.1. VALORES DE HS MEDIDOS NO EXPERIMENTO DE MASE & KIRBY (1992) E CALCULADOS PELO MODELO DE REFRAÇÃO ESPECTRAL.	75

LISTA DE SÍMBOLOS

Maiúsculas Romanas

A	Amplitude
A_n	Amplitude da n-ésima componente
C	Velocidade de fase
C_g	Velocidade de grupo
C_r	Vetor velocidade de grupo
C_{g0}	Velocidade de grupo inicial
D	Função distribuição direcional
E	Densidade espectral de energia
E_0	Densidade espectral de energia inicial
G_0	Fator de normalização
H	Altura
H_S	Altura significativa
H_{max}	Altura máxima
T	Período
T_p	Período de pico
T_{za}	Período de zeros ascendentes

Minúsculas Romanas

dx, dy	Intervalos diferenciais nas direções horizontais
f	Frequência
f_p	Frequência de pico
g	Módulo da aceleração da gravidade

h	Profundidade local em relação ao nível médio do mar
i, j	Índices de discretização nas direções horizontais
\mathbf{k}	Vetor número de onda
k	Módulo do vetor número de onda
k_0	Módulo inicial do vetor número de onda
m_0	Momento espectral de ordem zero
s	Parâmetro de espalhamento direcional
t	Tempo
x, y, z	Dimensões espaciais

Maiúsculas gregas

$\Delta x, \Delta y$	Intervalos de discretização nas direções horizontais
Γ	Função direção inversa

Minúsculas gregas

ε	Fase aleatória
η	Elevação da superfície livre
θ	Direção de origem
θ_0	Direção inicial de origem
θ_p	Direção dominante

RESUMO

Uma metodologia para estudo da transformação de ondas irregulares em águas rasas é proposta e aplicada para diversos estados de mar na costa de São Francisco do Sul, litoral norte de Santa Catarina. A metodologia inclui a estimação do espectro ao largo a partir de medições pontuais junto à costa e a reconstituição do campo de ondas em diversos pontos da região costeira. Os resultados de uma campanha de medições direcionais de onda são utilizados para determinação do clima de ondas do verão e outono da região costeira de São Francisco do Sul. Quatro estados de mar predominantes são identificados e associados aos padrões meteorológicos que lhes deram origem. Um modelo de retro-refração espectral é utilizado para determinação das funções governantes da transformação do espectro na região costeira. Duas metodologias para cálculo da distribuição direcional de energia são testadas e comparadas. O método da máxima entropia é utilizado para a determinação dos espectros direcionais de energia em águas rasas. As funções direção inversa e transferência de energia são utilizadas para determinação dos espectros direcionais em águas profundas. Conclui-se que a refração provoca uma redução da energia do campo de ondas quando este se propaga desde o largo até o ponto de medições. Observa-se ainda que a redução é mais significativa em espectros que apresentam energia concentrada em baixas frequências. A reconstituição do campo de ondas próximo à costa de São Francisco do Sul é feita com uso de um modelo numérico de refração "progressiva". Comparações entre valores de altura significativa e entre espectros direcionais completos medidos e calculados constatam que a metodologia proposta produz bons resultados na área de estudos. Os efeitos da refração em espectros com energia em baixas frequências resultam numa distribuição espacial significativamente variável de alturas de onda.

ABSTRACT

A methodology for studying wave spectrum transformation in shallow waters is proposed and applied considering several wave conditions observed at the coast of São Francisco do Sul, a northern coastal locality of the Santa Catarina state. The methodology includes deep water spectrum estimation using wave measurements from a single shallow water site and the reconstitution of the complete wave field at several points near the coastal region. Results from directional measurements of the wave field are used to determine the summer and autumn wave climate of the São Francisco do Sul coastal region. Four dominant wave climate patterns are identified and associated to meteorological scenery. Governing functions of wave transformation at the coastal region are determined through the application of a back-refraction model. Two methodologies are tested and compared for determining the directional energy distribution. Maximum entropy method is then used to determine shallow water directional wave spectra. Inverse direction and energy transfer functions are used to determine deep water directional spectra. A first conclusion is that refraction attenuates energy transported by the wave field from deep water to the measuring point. Low frequency spectrum shows greater attenuation of the total energy than other measured spectra. A “progressive” spectral refraction model is used to recover the wave field near the coastal region. Significant wave height and complete directional spectra comparisons shows that the application of the proposed methodology has good results considering the study site. Refraction effects on low frequency spectra results in significantly variable spatial distributions of wave heights.

CAPÍTULO 1

INTRODUÇÃO

Dentre os diversos tipos de onda existentes no oceano, aquelas provocadas pela ação do vento na interface ar-mar são o tema central do presente estudo. Antes de atingir a costa, onde atuam como principal fonte de energia para a dinâmica costeira, as ondas têm que propagar-se sobre a plataforma continental, sofrendo transformações resultantes da atuação de diversos processos físicos. O presente trabalho apresenta um estudo dessas transformações para um trecho da costa norte de Santa Catarina, na região de São Francisco do Sul (figura 1.1)



Figura 1.1 - Localização da área de estudos.

A área de estudos foi escolhida em função da disponibilidade de medições de onda, inéditas na região, feitas por um ondógrafo direcional instalado próximo à costa. A campanha de medições integra um amplo programa de monitoramento ambiental na região costeira de São Francisco do Sul, fruto de um convênio entre a PETROBRÁS, a UFSC e três outras Universi-

dades do sul do país — UFPR, UFRGS e FURG. O programa completo contempla ainda medições de correntes oceânicas, de parâmetros físico-químicos da água, de marés e de diversas variáveis meteorológicas.

A questão básica que se apresenta a seguir é: como obter informações válidas para toda a região de interesse a partir de medições pontuais feitas em águas rasas. A solução dessa questão envolve dois aspectos fundamentais.

Primeiramente, é necessário resolver o problema de forma inversa à que acontece na natureza e determinar as características das ondas ao largo, onde o estado do mar pode ser considerado espacialmente homogêneo, retrocedendo a partir do ponto de medição. O segundo passo é usar as condições ao largo para inicializar modelos de propagação que permitem determinar as características do mar em toda a região costeira (figura 1.2).

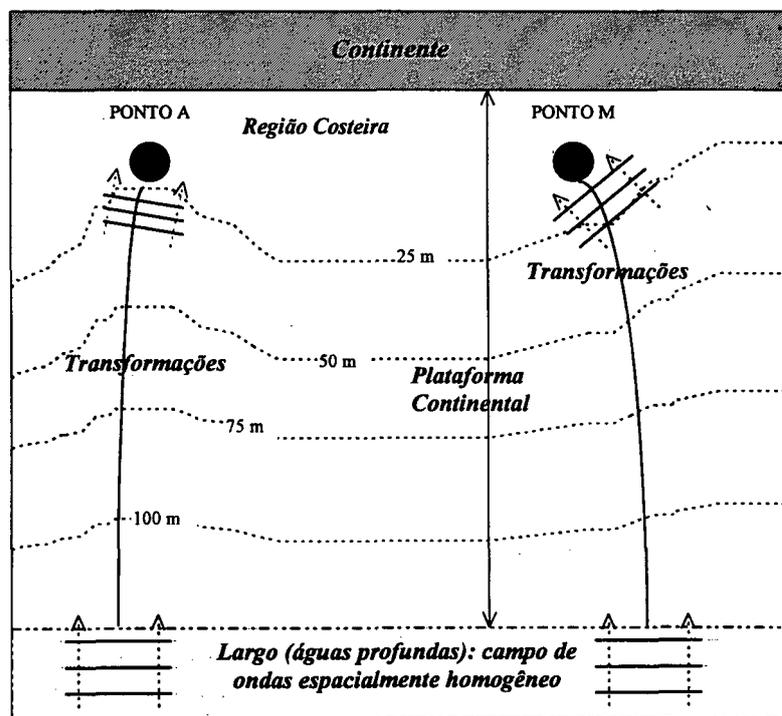


Figura 1.2 - Representação esquemática da metodologia proposta. O espectro é medido no ponto M, retro-refratado até o largo e reconstituído na região costeira, representada na figura pelo ponto A.

Os possíveis agentes de transformação que atuam sobre o campo de ondas são: os ventos que sopram sobre a superfície livre, as correntes superficiais, diversos processos não-lineares e de

dissipação de energia e as variações de profundidade na plataforma continental próximo à região costeira. No caso de São Francisco do Sul, as condições ambientais permitem que alguns desses agentes sejam desconsiderados.

Em geral a ação do vento não é importante em estudos da propagação de ondas em regiões costeiras. Nesses casos as distâncias consideradas — da ordem de dezenas de quilômetros — são geralmente menores do que as necessárias para que haja transferência de quantidades significativas de energia do vento para o campo de ondas — da ordem de centenas de quilômetros. A justificativa é a mesma para não considerar as interações não-lineares entre as componentes do campo de ondas. Estes processos são avaliados em maiores detalhes por Phillips (1966) e Donelan et al. (1985), por exemplo.

Para que o efeito de correntes superficiais se torne importante, é preciso que suas velocidades sejam uma fração significativa da velocidade de propagação das ondas (Peregrine, 1976). Na região costeira, essa situação ocorre sobretudo nas proximidades de estuários ou em locais que apresentam grandes alturas de maré. As correntes médias medidas em São Francisco do Sul¹ são inferiores a 0,3 m/s, portanto, significativamente menores que a velocidade de propagação das ondas tipicamente encontradas na área, que é da ordem de 10 m/s.

A dissipação de energia por atrito com o fundo pode causar reduções significativas na altura de ondas que se propagam em plataformas continentais muito rasas e extensas. A plataforma continental de Santa Catarina não apresenta tais características. Simulações efetuadas por Rego (1992) considerando a plataforma continental da Região Sudeste, que apresenta configuração semelhante à de Santa Catarina, demonstram que, de fato, a dissipação por atrito é um efeito desprezível.

¹ A informação sobre correntes oceânicas em São Francisco do Sul foi obtida diretamente das medições realizadas no âmbito do convênio entre a PETROBRÁS e a UFSC.

Por sua vez, os efeitos não lineares que provocam a arrebentação de ondas na praia só se tornam importantes em águas muito rasas, com profundidades menores que dez metros (Guza & Thornton, 1980). Para profundidades maiores que esta, como as consideradas no presente estudo, efeitos não-lineares podem ser, portanto, excluídos.

Admite-se no presente estudo, conseqüentemente, que os processos governantes da transformação de ondas resultam apenas de suas interações com o relevo submarino. As variações espaciais da profundidade, de fato, provocam alterações intensas de propriedades como a direção de propagação e a distribuição de energia das ondas através da refração, da difração e do empinamento, processos que passamos a discutir.

A refração de ondas oceânicas é um processo análogo à refração da luz. Da mesma forma que raios luminosos têm sua direção de propagação alterada quando atravessam meios com propriedades distintas, variações de profundidade resultam em mudanças na velocidade de propagação das ondas, que acarretam desvios de direção. As mudanças de direção são também acompanhadas por alterações na altura da onda.

Variações muito intensas da direção de propagação podem causar a convergência excessiva de energia na direção de uma área superficial pequena. O processo ocorre, por exemplo, quando uma onda se propaga sobre uma calota submersa ou um monte submarino. A convergência continuada resulta no surgimento de fortes gradientes locais de energia, os quais provocam a difração, um processo de natureza difusiva que espalha lateralmente a energia, evitando o aparecimento de descontinuidades no campo de ondas. A difração pode ocorrer também quando obstáculos como ilhas e quebra-mares interrompem parcialmente a propagação das ondas.

Chama-se empinamento (*shoaling*) à variação da altura que surge sempre que ocorrem alterações na velocidade de propagação da energia — e conseqüentemente do comprimento — de uma onda. Tais variações ocorrem quando uma onda se movimenta numa direção em que as profundidades diminuem progressivamente. O processo se torna importante a partir de profundidades da ordem de um quarto do comprimento de onda.

Em geral, o empinamento e a refração ocorrem simultaneamente. Por este motivo, muitos autores (Munk & Traylor, 1947; Kinsman, 1965; Dean & Dalrymple, 1984; por exemplo) preferem agrupar ambos sob a denominação única de refração. Nesse contexto, Neves (1979) propõe a utilização dos termos “refração geométrica” e “refração cinemática” para designar (i) as transformações resultantes das mudanças da direção de propagação e (ii) as variações de altura associadas ao empinamento, respectivamente. Por simplicidade, o presente estudo adota a terminologia empregada por autores como Goda (1975), que tratam os processos separadamente, e utilizam as definições apresentadas acima.

Na plataforma continental adjacente a São Francisco do Sul, a ausência de ilhas ao largo e a uniformidade do relevo submarino levam a crer que os efeitos difrativos são menos importantes que a refração e o empinamento. O estudo das transformações de ondas realizado no presente trabalho, portanto, levará em conta apenas esses dois últimos efeitos. Entretanto, tentar-se-á reproduzir o caráter irregular da agitação marítima através da adoção de modelos espectrais de propagação. Uma breve discussão sobre a representação espectral do campo de ondas é apresentada no Apêndice A.

No Capítulo 2 é feito um estudo do clima de ondas para o verão e o outono utilizando as medições do ondógrafo direcional. Os principais estados de mar são identificados e associados aos cenários meteorológicos que lhes deram origem.

Uma técnica moderna é introduzida no Capítulo 3 para determinação do espectro direcional das ondas em águas profundas a partir de medições pontuais em águas rasas. Os resultados são utilizados no Capítulo 4 para simular as características das ondas ao longo da costa de São Francisco do Sul. Conclusões e recomendações são apresentadas no capítulo 5.

CAPÍTULO 2

ASPECTOS DA CAMPANHA DE MEDIÇÕES E DO CLIMA DE ONDAS

A campanha de medição de ondas em São Francisco do Sul foi iniciada em 24 de janeiro de 1996, como parte de um amplo programa de monitoramento ambiental das regiões costeira e oceânica do litoral Sul do país, realizado no âmbito de um convênio firmado entre a PETROBRÁS S. A. e quatro Universidades da Região Sul. Os dados apresentados neste capítulo referem-se ao período de medições que vai desde o início da campanha até o dia 1º de junho de 1996.

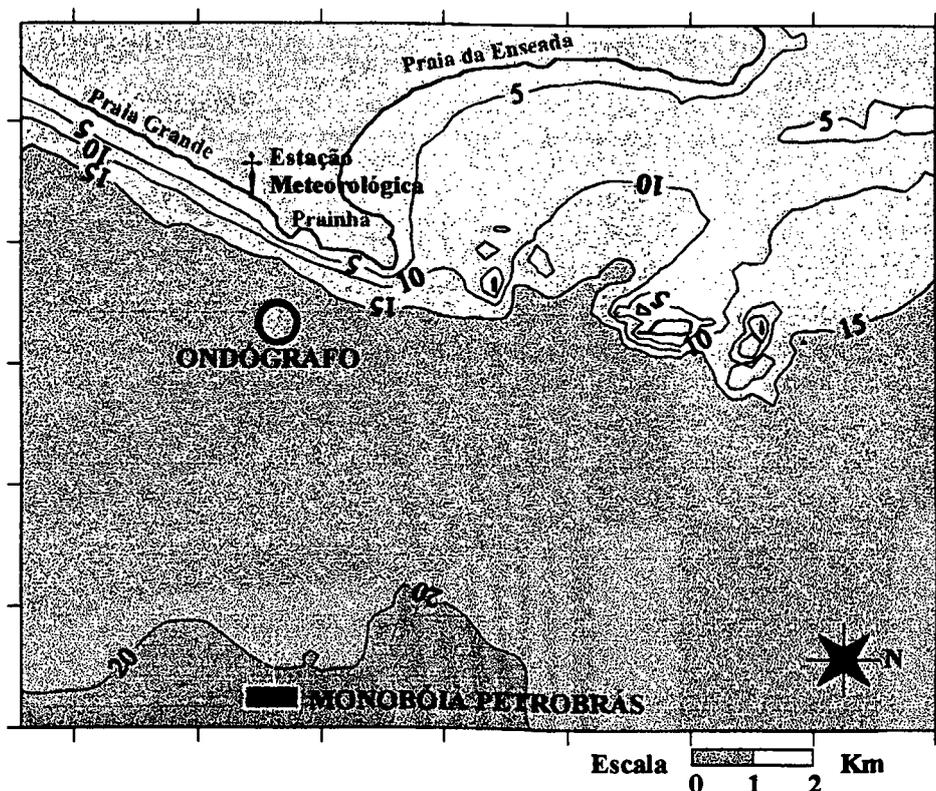


Figura 2.1 - Vista geral da Região Oceânica de São Francisco do Sul ilustrando a localização aproximada do ondógrafo e de algumas instalações da DT-SUL PETROBRÁS.

A escolha do ponto de lançamento do ondógrafo direcional Waverider (figura 2.1), fabricado pela empresa holandesa Datawell, levou em conta aspectos ligados à segurança e especificações técnicas do sistema de transmissão e de armazenamento de dados, composto por dois transceptores VHF — instalados no ondógrafo e em terra — e um computador tipo PC. O ondógrafo, que está fundeado numa lâmina d'água de 18 metros, consiste de uma bóia esférica com cerca de um metro de diâmetro. Em seu interior existem três acelerômetros e um sofisticado sistema de orientação que permitem registrar, através de microprocessadores internos, três séries temporais simultâneas, sendo uma de elevação da superfície livre e duas de deslocamentos horizontais sul-norte e leste-oeste.

A base de coleta de dados em terra foi inicialmente instalada na Praia Grande, onde um *no break* foi incorporado ao sistema devido a constantes falhas no fornecimento de energia elétrica, que comprometeram o sucesso das medições nos dois primeiros meses da campanha. A base em terra encontra-se hoje situada nas dependências da PETROBRÁS em São Francisco do Sul, onde fornece informações em tempo real usadas em operações de navios-tanque que descarregam petróleo bruto na monobóia indicada na figura 2.1. O petróleo é bombeado até tanques de armazenamento em terra por um oleoduto submarino que emerge na Prainha.

O processamento das séries temporais medidas pelo ondógrafo direcional durante toda a campanha — ao todo 788 conjuntos com três séries temporais cada — foi efetuado com o uso de técnicas de análise espectral clássica — transformada discreta de Fourier e da aplicação de um método estatístico para determinação da distribuição direcional, discutido no capítulo 3, que permitiram o cálculo dos espectros direcionais de energia (figura 2.2).

O estudo apresentado neste capítulo é baseado nos parâmetros representativos de um estado de mar: altura significativa (H_s), período (T_p) ou frequência de pico ($f_p=1/T_p$) e direção dominante, obtidas dos espectros direcionais medidos (figura 2.2) juntamente com informações meteorológicas. A meteorologia local foi monitorada por uma estação automática da marca Campbell, instalada a cerca de dez metros de altura num posto de salvamento do Corpo de Bombeiros de São Francisco do Sul, situado na Praia Grande. Informações sobre o campo de

ventos no Oceano Atlântico Sul foram obtidas a partir de cartas sinóticas de pressão à superfície elaboradas pela Diretoria de Hidrografia e Navegação (DHN) do Ministério da Marinha.

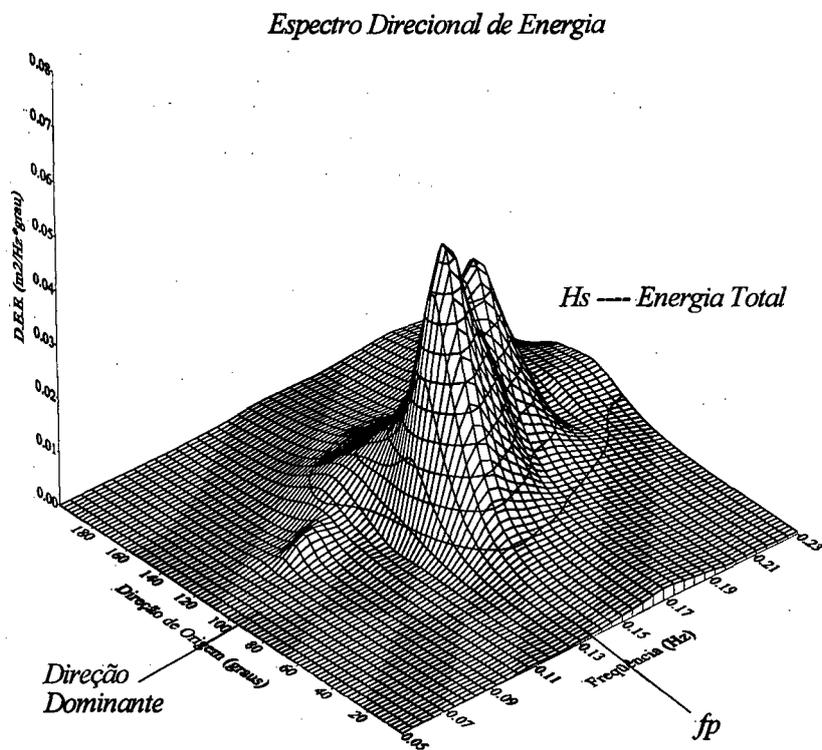


Figura 2.2 - Espectro direcional de energia com principais parâmetros indicados.

A altura significativa (H_s) é associada à energia total do espectro pela expressão:

$$H_s = 4(m_0)^{1/2} \quad (2.1)$$

onde m_0 é o momento espectral de ordem zero, ou seja, a energia total do espectro. O período (ou frequência) de pico e a direção dominante são parâmetros que correspondem ao ponto de maior concentração de energia do espectro (vide figura 2.2).

2.1. Clima de Ondas do Verão e Outono de 1996

A meteorologia da Região Sul é governada pela interação entre massas de ar formadas por três anticiclones semi-permanentes: Polar, do Pacífico Sul e do Atlântico Sul; e pelo centro de

baixa pressão semi-permanente do Chaco (figura 2.3). A dinâmica dessas interações é, por sua vez, determinada pela movimentação dos seguintes sistemas: centros de alta pressão originários de baixas latitudes; anticiclones extratropicais que se destacam da massa polar e migram através do sul do continente ou do litoral sul americano; e ciclones extratropicais associados à passagem de frentes frias.



Figura 2.3 - Posição média dos centros de ação atmosféricos. As setas indicam o sentido preferencial de deslocamento dos sistemas móveis.

Taljaard (1967), Nimer (1989) e Lima & Satyamurti (1992) mostram que os diferentes padrões resultantes dessas interações ocorrem regularmente o ano todo, havendo variações sazonais apenas na intensidade dos processos. Como consequência, pode-se supor que as medições de

de onda disponíveis para São Francisco do Sul, cobrindo somente o período de verão e outono, permitem identificar e caracterizar *qualitativamente* o clima de ondas anual da região¹. A confirmação dessa suposição só será possível, entretanto, quando a campanha de medições completar pelo menos um ano. Somente desse forma será possível afirmar, com segurança, se a alteração dos processos atmosféricos durante o inverno resulta no surgimento de novos estados de mar ou apenas na intensificação daqueles já identificados durante o verão e o outono.

As séries temporais de períodos de pico e alturas significativas, considerando todo o período de medições, são reproduzidas na figura 2.4 (partes 1 e 2). As lacunas observadas em alguns trechos correspondem aos períodos em que as falhas no fornecimento de energia elétrica provocaram a queda do sistema de aquisição de dados.

A Ilha de São Francisco do Sul está situada num trecho recuado do litoral que se estende para o sul com orientação norte-noroeste/sul-sudeste e para o norte com orientação norte-nordeste/sul-sudoeste (vide figuras 2.1 e 2.13). Essa configuração geográfica impede a existência de ondas provenientes de oeste e noroeste, além de restringir significativamente a ocorrência de ondas originárias dos quadrantes norte, noroeste e sudoeste.

De fato, a análise dos registros disponíveis evidenciam que a direção das ondas no ponto de medição está confinada a um setor limitado pelos rumos nordeste ($\sim 45^\circ$) e sul ($\sim 180^\circ$), como pode ser visto na tabela 2.1, que mostra valores extremos de direções dominante (θ_p). São apresentados ainda valores extremos da altura máxima (H_{max}), do período de zeros ascendentes (T_{za}), da altura média do décimo das maiores ondas ($H_{1/10}$), de H_s e de T_p .

¹ Nimer (1989) oferece uma justificativa razoável para essa afirmação: “o Sul do Brasil é uma região de passagem da frente polar em frontogênese, o que a torna constantemente sujeita a bruscas mudanças de tempo em qualquer estação do ano”.

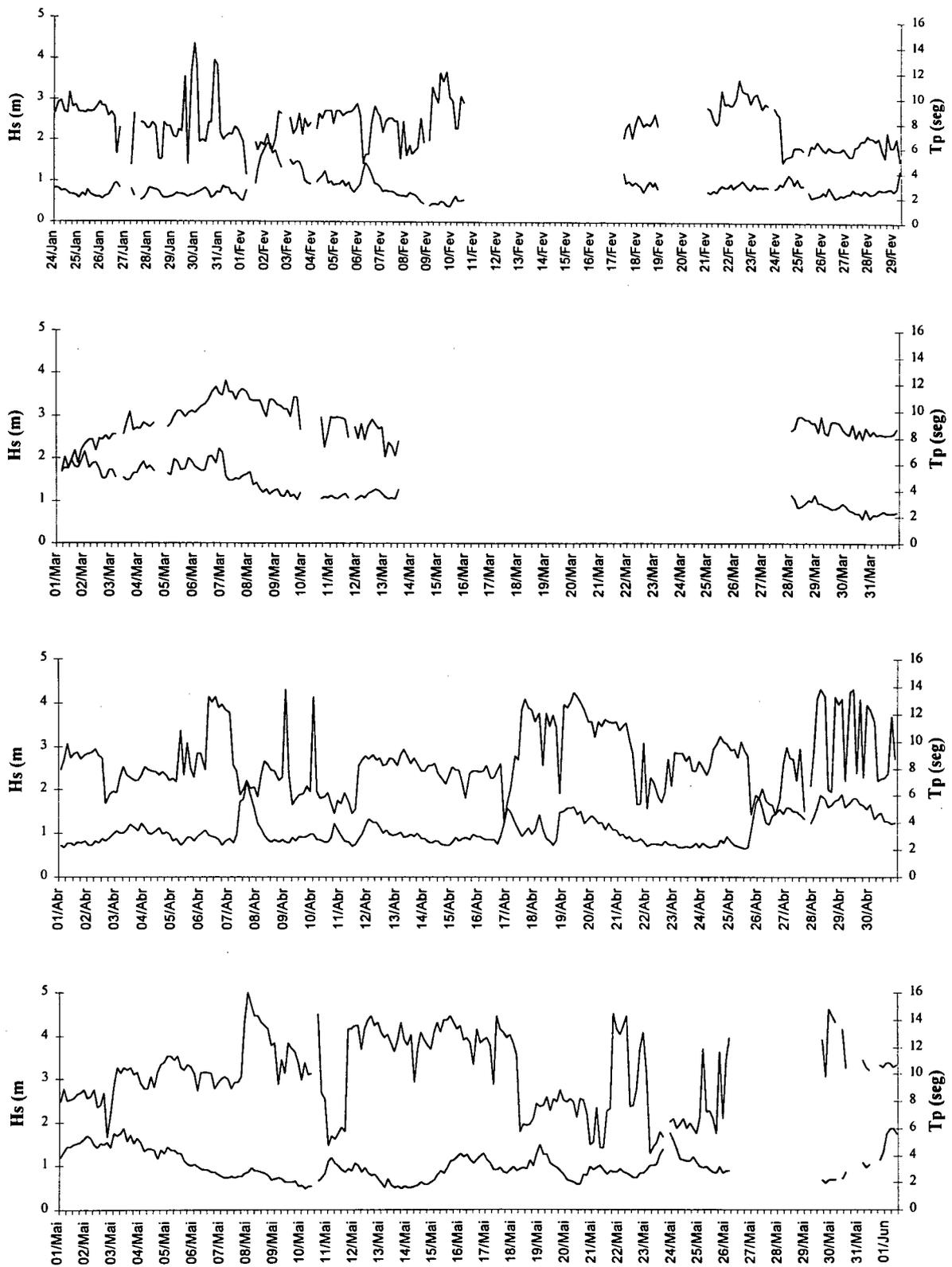


Figura 2.4 - Séries temporais de Alturas Significativas (H_s , linha vermelha) e Períodos de Pico (T_p , linha azul) para o período total de medições.

Tabela 2.1. Valores extremos dos parâmetros representativos do estado do mar. Alturas em metros, períodos em segundos e direções azimutais em graus.

	H _s (m)		H _{1/10} (m)		H _{máx} (m)		T _p (seg)		T _{za} (seg)		θ _p (graus)	
	máx	min	máx	min	máx	min	máx	min	máx	min	máx	min
Total (788 registros)	3,13	0,24	3,98	0,48	5,07	0,60	16,00	3,70	7,60	3,50	170,00	43,40
Fevereiro	1,94	0,38	2,47	0,48	3,10	0,60	11,90	3,70	7,00	3,50	159,50	57,10
Março	2,23	0,59	2,84	0,75	3,40	0,94	12,30	5,40	7,60	3,70	170,00	76,60
Abril	2,18	0,65	2,77	0,82	3,45	1,03	13,80	4,10	6,60	3,50	167,30	71,90
Maior	1,87	0,47	3,98	0,60	2,88	0,75	16,00	4,10	7,30	3,70	165,30	67,50

Obs: Valores para o número total de registros incluem medições realizadas em janeiro e junho.

Entretanto, deve-se ressaltar que as direções observadas próximo à costa não necessariamente correspondem à distribuição de direções dominante dos espectros incidentes em águas profundas, uma vez que as diversas componentes do espectro medido sofrem transformações direcionais resultantes da refração. A quantificação de alguns aspectos do clima de ondas feita neste capítulo, portanto, aplica-se à região costeira apenas.

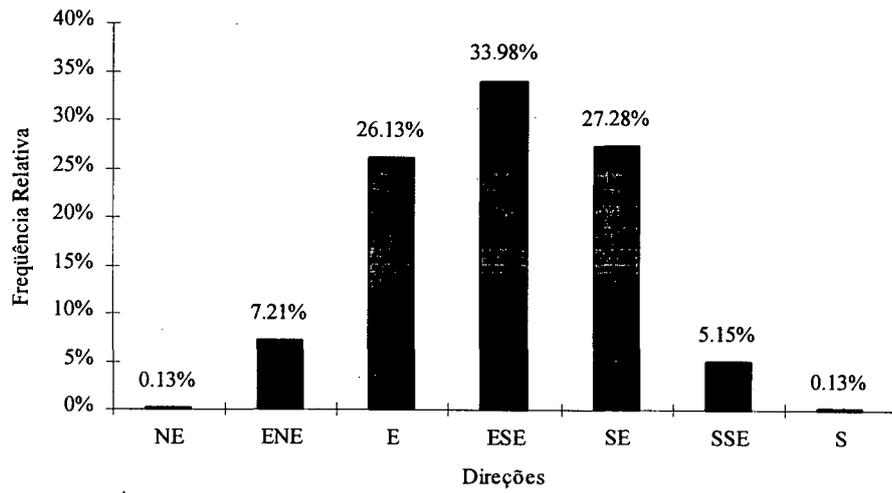
Os valores médios para altura significativa, período de pico e direção dominante foram 1,03 metro, 8,85 segundos e 113°,87 (leste-sudeste), respectivamente. A tabela 2.2 apresenta os valores médios dos principais parâmetros representativos das condições de mar para todo o período de medições. As médias e os valores extremos para cada mês também são apresentados nas tabelas 2.1 e 2.2.

Tabela 2.2. Valores médios dos parâmetros representativos do estado do mar. Alturas em metros, períodos em segundos e direções azimutais em graus.

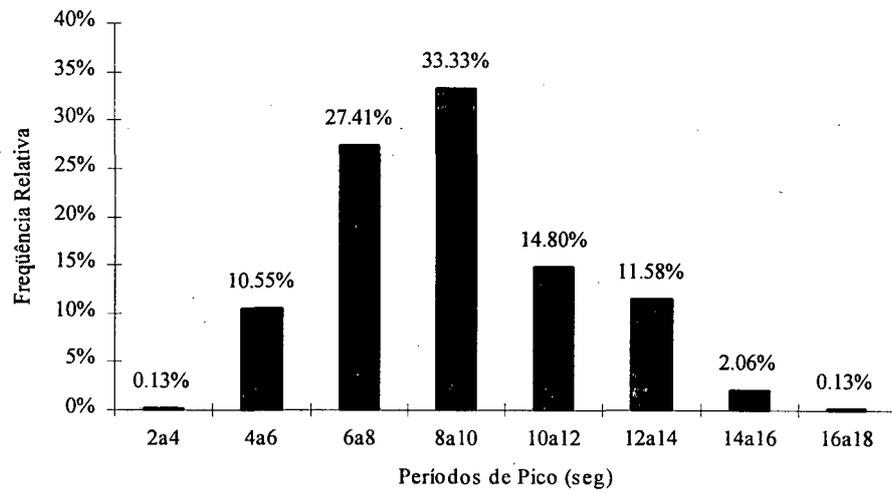
	H _s (m)	H _{1/10} (m)	H _{máx} (m)	T _p (seg)	T _{za} (seg)	θ _p (graus)
Total (788 registros)	1,03	1,31	1,64	8,85	5,07	113,87
Fevereiro	0,90	1,14	1,43	7,56	4,82	102,56
Março	1,32	1,69	2,09	9,03	5,43	111,98
Abril	1,06	1,35	1,69	8,61	4,97	114,76
Maior	0,99	1,27	1,57	10,11	5,32	117,74

Obs: Valores para o número total de registros incluem medições realizadas em janeiro e junho.

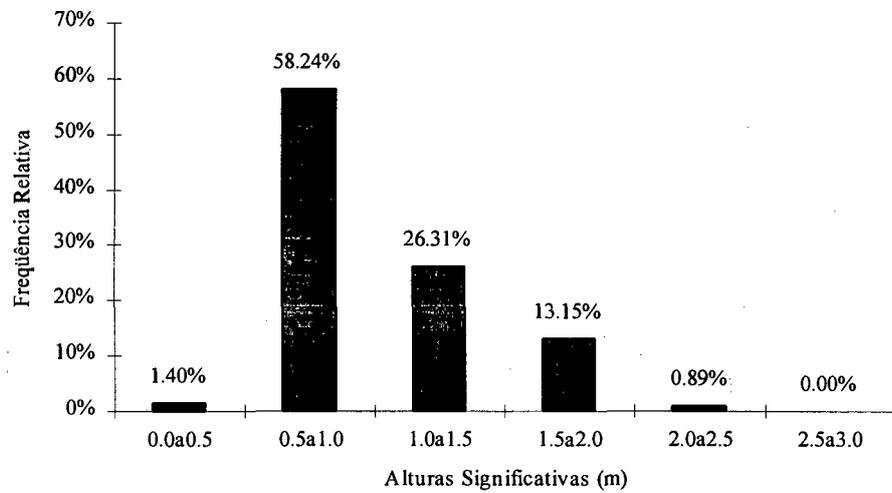
Seguindo a metodologia recomendada em WMO (1988), com uso da distribuição de probabilidades de não-excedência tipo Fischer-Tippet I, foi possível calcular os valores extremos de altura máxima com recorrência de 50 e 100 anos: 6,65 metros e 6,96 metros, respectivamente.



(a)



(b)



(c)

Figura 2.5 - Histogramas de frequências relativas de (a) direções dominantes, (b) períodos de pico e (c) alturas significativas para todas as medições.

A figura 2.5 apresenta os histogramas de frequência relativa de direção dominante, período de pico e altura significativa, respectivamente, para todo o período de medições. Além da predominância de ocorrências de ondas originárias de leste-sudeste (33,98 %), observa-se na figura uma distribuição simétrica de direções em torno da classe modal. A maior frequência relativa de períodos de pico ocorre na classe de 8 a 10 segundos (33,33 %), enquanto a maioria das ocorrências apresenta altura significativa inferior a um metro (59,64 %).

A distribuição de probabilidades de ocorrência conjunta de períodos de pico e alturas significativas em todas as direções, considerando todo o período de medições, é mostrada na figura 2.6. Pode-se observar que os limites superior e inferior para período de pico e altura significativa são 16 segundos, 5 segundos, 2,5 metros e 0,5 metro, respectivamente.

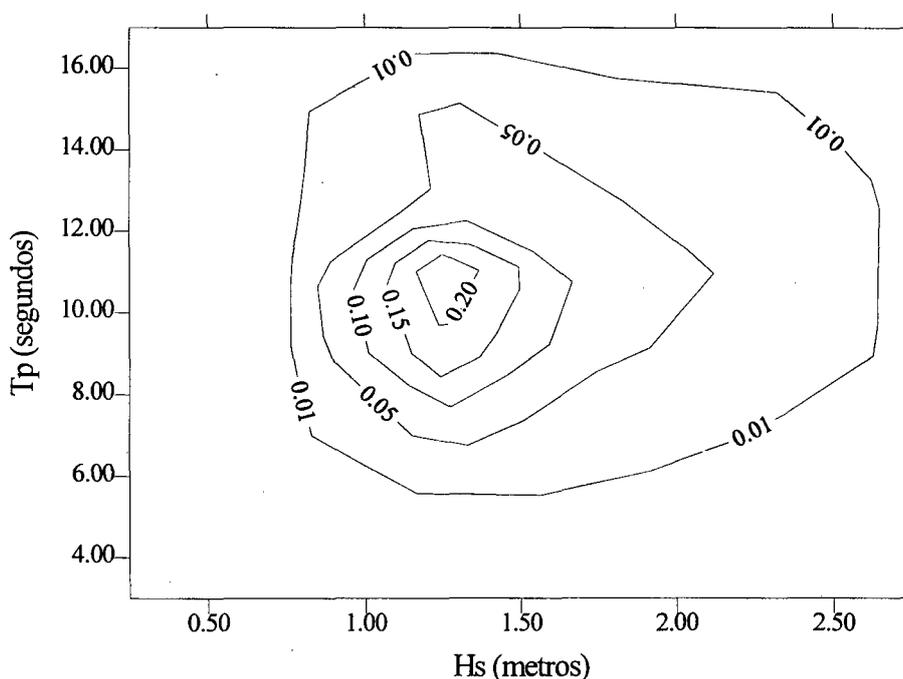


Figura 2.6 - Distribuição de probabilidades de ocorrência conjunta de alturas significativas (H_s) e períodos de pico (T_p) em todas as direções.

As distribuições de probabilidade de ocorrência conjunta de H_s e T_p para setores de $22^\circ,5$ delimitados a partir do norte geográfico, centradas nas direções leste-nordeste, leste, leste-sudeste, sudeste e sul-sudeste, são apresentadas a seguir. As direções nordeste e sul foram excluídas pois representam, juntas, apenas 0,26 % do total de observações. A inspeção das

distribuições conjuntas e a análise de cartas sinóticas juntamente com a evolução dos espectros no período de medições é utilizada, a seguir, para identificar os principais estados de mar característicos do clima de ondas no verão e no outono de 1996.

2.1.1. Lestada

Espectros com direções dominantes dentro dos setores leste e leste-sudeste estão associados a condições meteorológicas locais e sinóticas semelhantes, por isso são agrupadas em um único estado de mar, doravante denominado “Lestada”. A semelhança é confirmada nas figuras 2.7 e 2.8, que reproduzem distribuições de probabilidade conjunta de H_s e T_p , quase idênticas, para os dois setores.

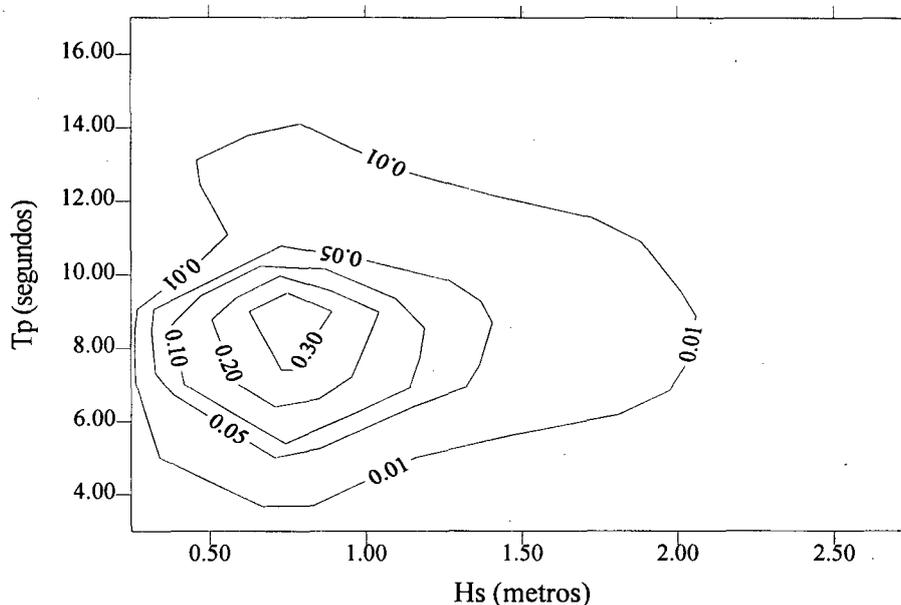


Figura 2.7 - Distribuição de probabilidades de ocorrência conjunta de alturas significativas (H_s) e períodos de pico (T_p). Lestada com origem no setor leste.

A ocorrência de lestadas (60,10 %, fig. 2.2) é dominante em relação aos demais estados de mar. Suas características típicas, considerando valores conjuntos de H_s e T_p com mais de 5% de probabilidade de ocorrência, são:

- Direção: leste e leste-sudeste
- Período de pico: 5 a 11 segundos
- Alturas significativas: 0,3 a 1,7 metros

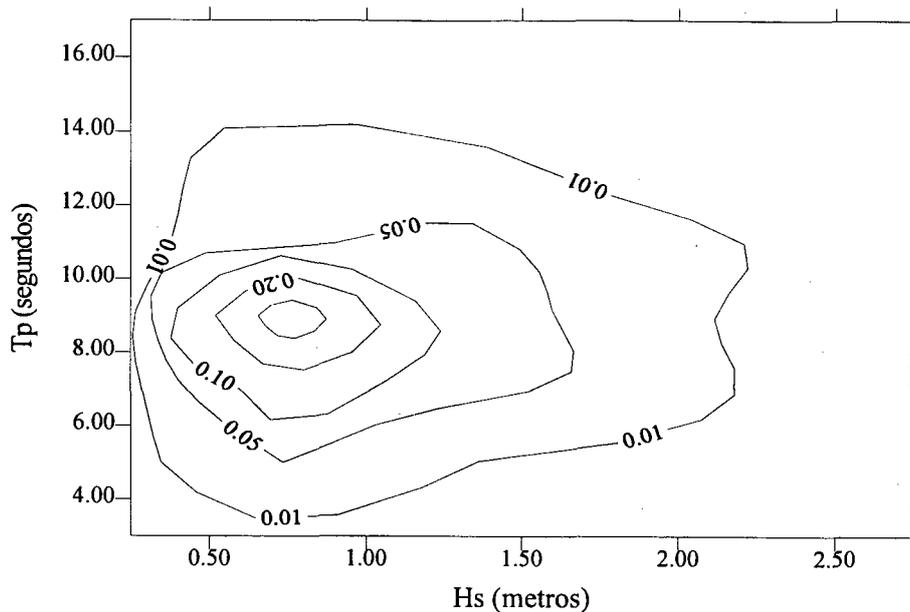


Figura 2.8 - Distribuição de probabilidades de ocorrência conjunta de alturas significativas (H_s) e períodos de pico (T_p). Lestada com origem em leste-sudeste.

Tipicamente, as lestadas mais intensas são antecedidas por ventos fracos que mudam constantemente de direção, até estabilizarem-se na direção sul-sudeste. A essa altura os ventos possuem valores da ordem de 10 m/s e são acompanhados por ondas geradas localmente, originárias da mesma direção. O mar local é gradualmente sobreposto por ondas de leste geradas pelo campo de ventos de um anticiclone extratropical que, em geral, permanece estacionado sobre o litoral da Região Sul durante alguns dias.

Por este motivo, nos estágios iniciais de desenvolvimento a lestada é dominada por vagas (“sea”), ou seja, ondas geradas localmente, apresentando períodos na faixa de 4 a 6 segundos e direção de origem coincidente com a direção do vento local. Com o estacionamento do anticiclone extratropical, ocorre a formação de pistas de vento quase estacionárias que, apesar da fraca intensidade, têm dimensões e persistência que resultam no crescimento gradativo dos valores de período de pico e de altura significativa. Nesse estágio — cuja duração é geralmente mais longa — a lestada é dominada por ondulações (“swell”), ou seja, ondas com períodos da ordem de ou superiores a dez segundos e direção de origem não coincidente com a do vento local. As definições de vagas (“sea”) e ondulações (“swell”) apresentadas neste parágrafo serão importantes para compreensão dos estados de mar apresentados no restante do trabalho.

Durante a ocorrência de lestadadas, o vento local pode apresentar flutuações decorrentes da passagem de frentes frias, por exemplo. Nesses eventos observam-se espectros bimodais e multimodais, apesar de os períodos de pico continuarem associados a direções típicas das lestadadas.

A evolução do campo de ventos à superfície associado à ocorrência de uma lestadada típica é mostrada na figura 2.9 (a e b), que ilustra a seqüência de cartas sinóticas referentes às 12 horas dos dias 25 de abril a 06 de maio de 1996. O primeiro quadro da figura 2.9a (dia 25) mostra a passagem de um ciclone extratropical (na cor laranja na figura 2.9a) com ventos fortes, que varrem o litoral de Santa Catarina antecedendo a chegada de um anticiclone extratropical.

O ciclone extratropical move-se rapidamente para o oceano e entre os dias 26 de abril e 07 de maio o litoral da Região Sul permanece sob o domínio de um anticiclone extratropical (o núcleo do anticiclone é destacado em azul na figura 2.9). A evolução dos períodos de pico e das alturas significativas pode ser acompanhada no trecho da figura 2.3 correspondente aos meses de abril e maio. O predomínio da lestadada é superado pela chegada, no dia 7 de maio, de ondulações longínquas originárias de sul-sudeste, associadas ao centro de baixa pressão (em amarelo na figura 2.9b) que aparece na parte inferior das cartas referentes aos dias 4, 5 e 6.

2.1.2. Ondulações de Sudeste

A grande maioria dos espectros com direções dominantes do setor sudeste apresentaram características típicas de ondulações (“*swell*”), ou seja, períodos de pico em média superiores a 10 segundos e direções de origem desvinculadas da do vento local. Sendo o segundo estado de mar em termos de frequência relativa, ondulações provenientes desse setor corresponderam a 27,28 % das condições observadas. Suas principais características podem ser verificadas na distribuição de probabilidade de ocorrência conjunta de H_s e T_p para ondulações de sudeste, ilustrada na figura 2.10.

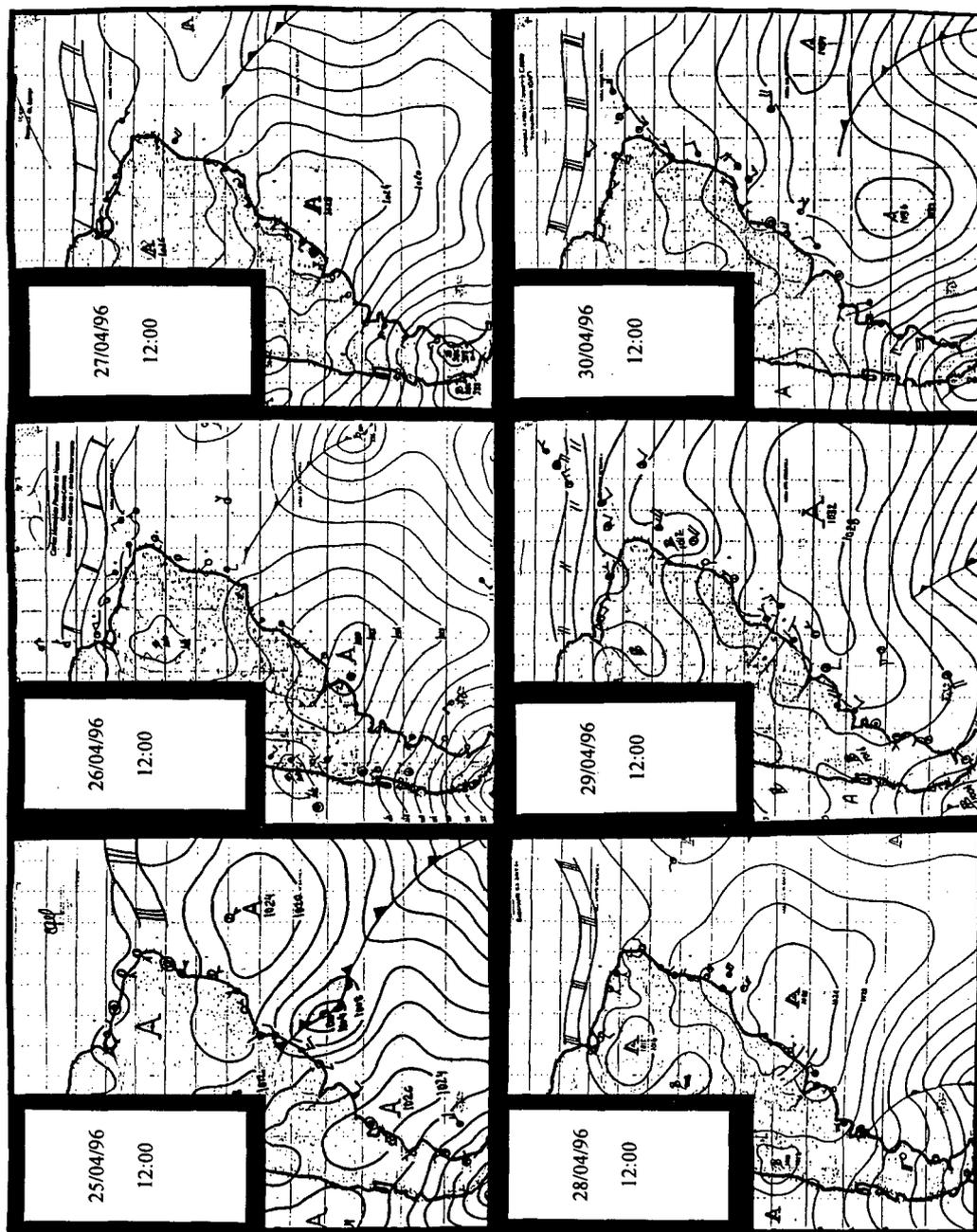


Figura 2.9a - Cartas sinóticas de pressão à superfície dos dias 25 a 30 de abril de 1996. Fonte: DHN/Marinha do Brasil.

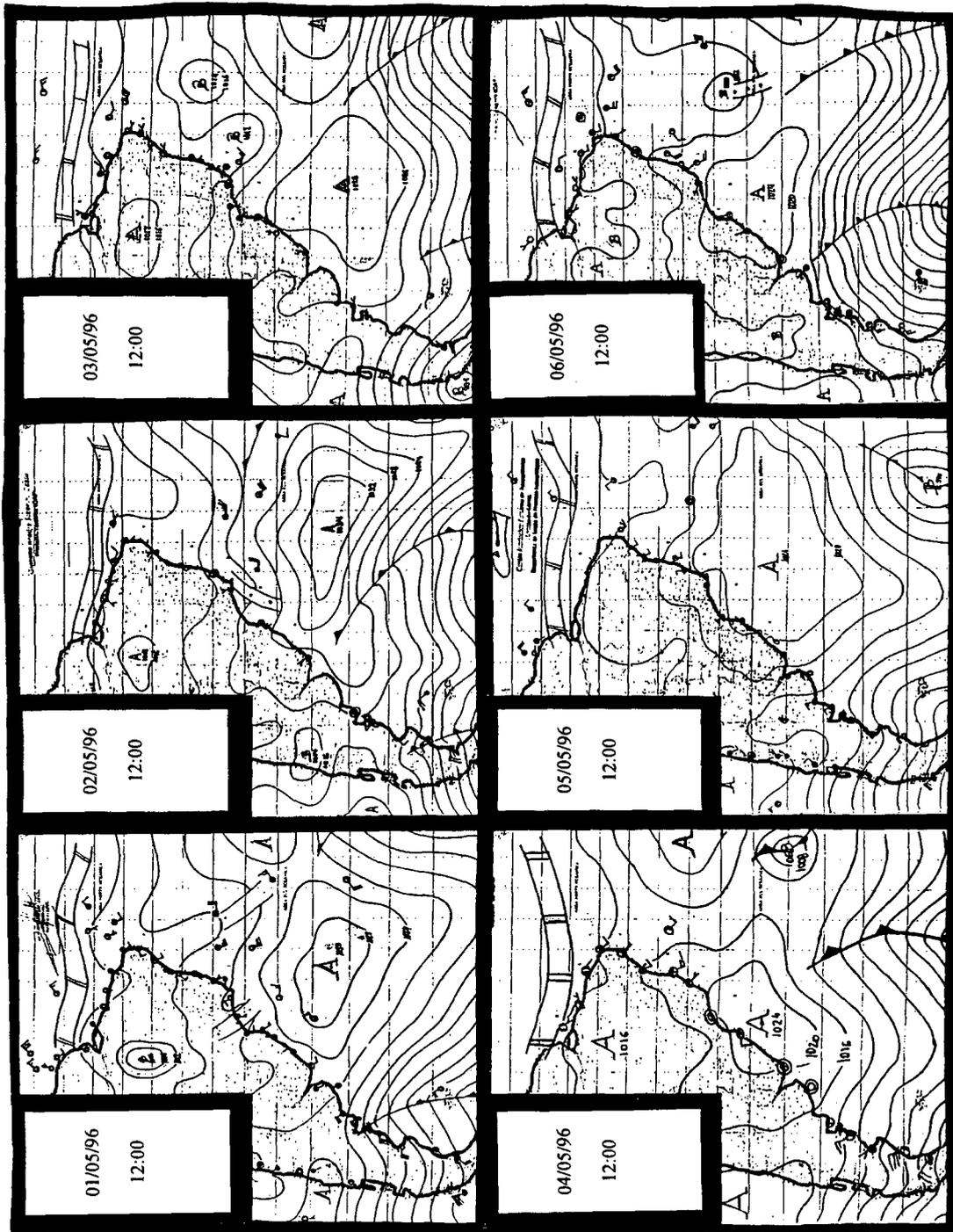


Figura 2.9b - Cartas sinóticas de pressão à superfície dos dias 1 a 6 de maio de 1996. Fonte: DHN/Marinha do Brasil.

As características típicas das ondulações de sudeste são, portanto:

- Direção: sudeste
- Período de pico: 7 a 15 segundos
- Alturas significativas: 0,5 a 2,1 metros

Nota-se a existência de dois picos de probabilidades centrados em 11 segundos/0,8 metro e 9 segundos/1,75 metro. Pode-se supor que esses picos estão associados a ondas provenientes de duas zonas de geração distintas, cuja ocorrência se repete regularmente no tempo. A análise de cartas sinóticas relacionadas a três eventos de chegada dispersiva de ondulações na região de estudos, feita a seguir, fornece fortes evidências para confirmação dessa hipótese.

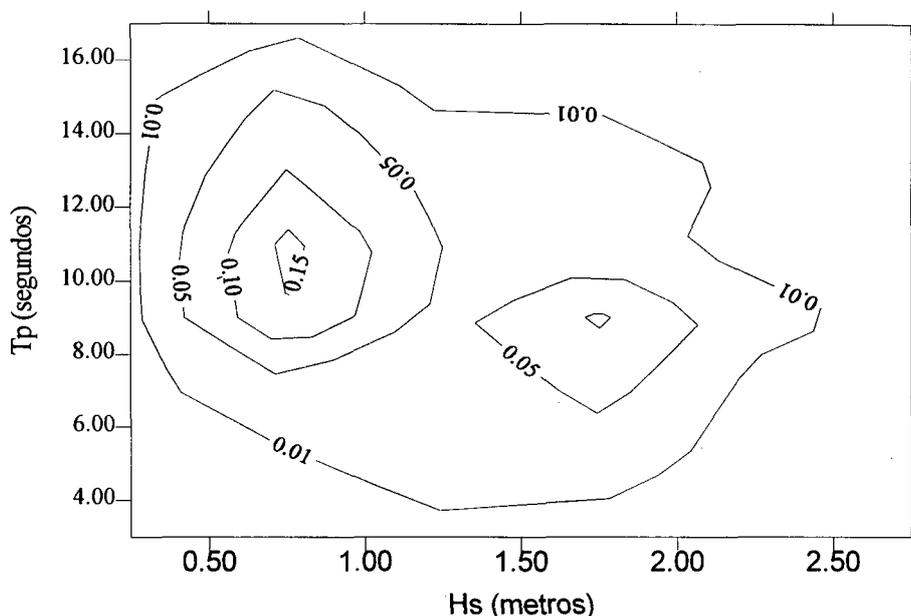


Figura 2.10 - Distribuição de probabilidades de ocorrência conjunta de alturas significativas (H_s) e períodos de pico (T_p). Ondulações de Sudeste.

Às 16:00 horas do dia 17 de abril, a chegada de ondulações é anunciada pela mudança da direção dominante do espectro de leste para sudeste e pelo súbito aumento do período de pico de 8,6 para 13,1 segundos. A partir daí o período de pico se reduz progressivamente na taxa de 0,06 segundo/hora, caracterizando a chegada dispersiva de "swell". A altura significativa inicialmente de 1 metro cresce até atingir o máximo de 1,43 metros às 04:00 horas do dia 18.

Aplicando a metodologia utilizada em Melo & Alves (1993) para localização da zona de geração de ondulações longínquas baseada na propriedade de dispersão, estimou-se que o evento teve origem em um sistema atmosférico a cerca de 5000 quilômetros de distância que ocorrera 5,5 dias antes da chegada das primeiras ondulações.

De fato, os primeiros quadros da figura 2.11 (dias 8 a 12 de abril) evidenciam a ocorrência de condições favoráveis à geração de ondas: uma circulação ciclônica intensa que permanece semi-estacionária entre os dias 8 e 12 de abril, no canto inferior direito das cartas sinóticas (em amarelo na figura 2.11). A distância aproximada do sistema até a região de estudos é de 5000 quilômetros. A confirmação da localização exata da origem, fora dos objetivos do presente estudo, necessitaria, no entanto, de cartas sinóticas com maior cobertura do Oceano Atlântico Sul, não disponíveis no país. O material disponível não permitiu a determinação da estrutura completa do ciclone possivelmente associado ao evento observado.

Outro evento cuja zona de geração possivelmente se desenvolveu na mesma faixa de latitudes que o anterior — entre 40° e 60° sul — teve início a 01:00 hora do dia 8 de maio, quando foi medido um espectro com período de pico igual a 16 segundos — máximo entre todas as medições realizadas em São Francisco do Sul. Três horas antes os espectros tinham períodos de pico da ordem de 8 a 9 segundos, com alturas significativas de 0,7 metro e direção dominante de leste mas já se percebia a presença de “*swell*” em picos secundários de energia com período de 18 segundos. A chegada das ondulações de Sudeste é acompanhada por uma elevação da altura significativa para 0,95 metro. A partir da primeira hora, o período de pico cai progressivamente na taxa de 0.15 segundo/hora.

Usando novamente a metodologia aplicada em Melo & Alves (1993), estimou-se que a zona de geração desse evento estaria situada a 4000 quilômetros de distância e teria existido quatro dias antes da chegada das primeiras ondulações em São Francisco do Sul. A distância corresponde aproximadamente à de um dos ciclones extratropicais de maior intensidade observado durante o período de medições, que ocorrera 3,5 dias antes da chegada do “*swell*”. O sistema atmosférico é destacado em amarelo na parte inferior dos três últimos quadros da figura 2.9, parte 2 (dias 4 e 5 de maio).

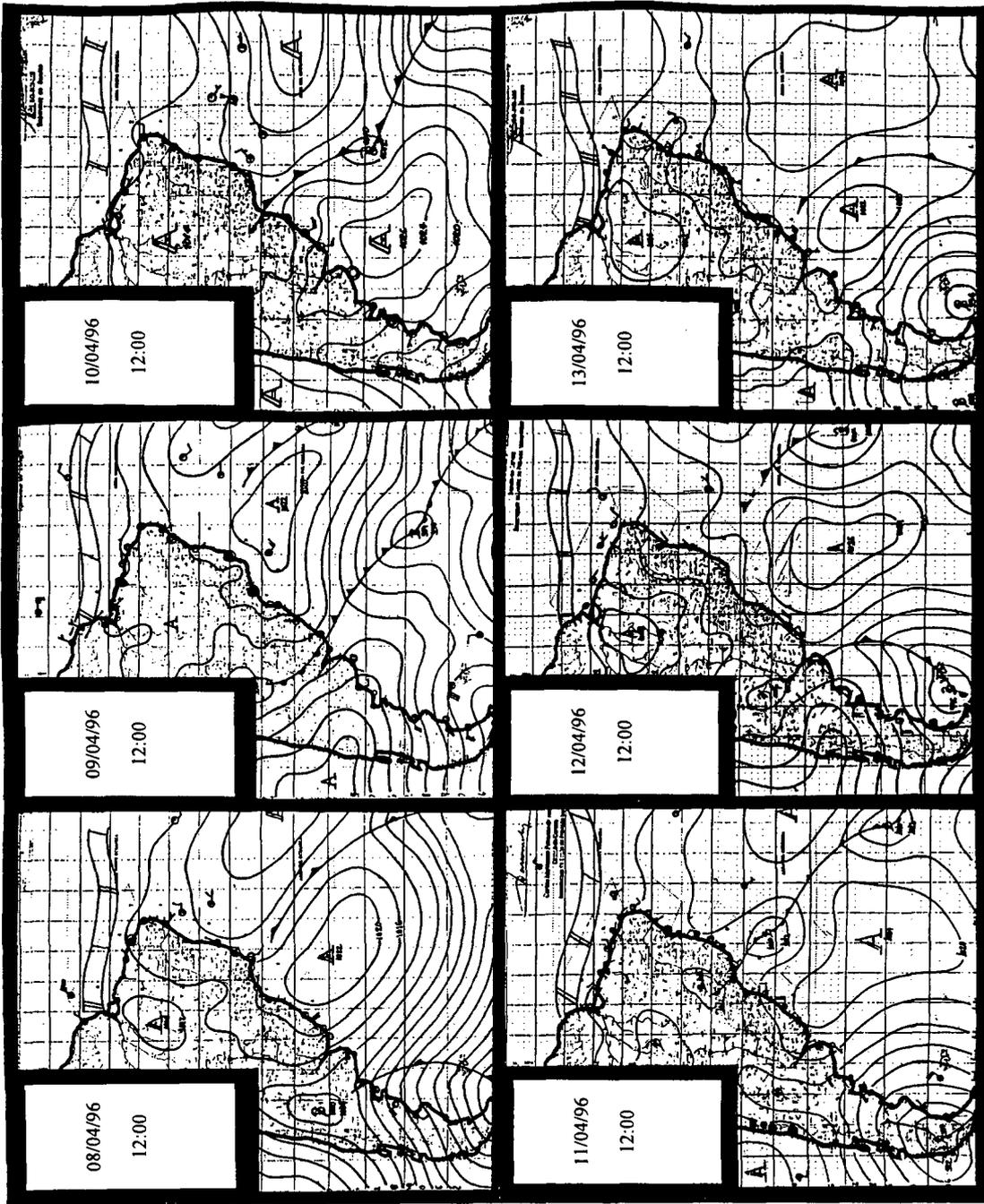


Figura 2.11 - Cartas sinóticas de pressão à superfície dos dias 8 a 13 de abril de 1996. Fonte: DHN/Marinha do Brasil.

Os eventos descritos acima estariam associados ao pico de probabilidades centrado em 11 segundos/0,8 metro da figura 2.10. As zonas de geração, nesse caso, são ciclones extratropicais que, enquanto percorrem trajetórias oeste-leste, permanecem semi-estacionários em pontos situados entre as latitudes 40° e 60° Sul. É possível identificar as prováveis condições meteorológicas associadas ao segundo pico de probabilidades, centrado em 9 segundos/1,75 metro, através da análise de outro evento de chegada dispersiva.

Na manhã do dia 19 de abril verifica-se um aumento sensível dos valores de período de pico e de altura significativa de 6,1 para 13,6 segundos e de 0,85 para 1,49 metro, respectivamente. A direção dominante, que antes fluía entre leste e sul-sudeste, se estabiliza em sudeste, enquanto o período de pico cai na taxa de 0,15 segundo/hora. A altura significativa atinge seu máximo — 1,61 metro — às 10:00 do dia 19.

Para esse evento, a zona de geração estaria vinculada a um sistema atmosférico que estivera sobre o oceano 2,5 dias antes da chegada das primeiras ondulações, a 2000 quilômetros de distância. As características estimadas correspondem, aproximadamente, às do ciclone extratropical quase estacionário assinalado em amarelo nas cartas sinóticas referentes aos dias 16, 17 e 18.

2.1.3. Vagas de Leste-Nordeste e de Sul-Sudeste

Em termos de frequência relativa de ocorrência, as duas situações de geração local mais relevantes para o clima de ondas do período considerado estão associadas às direções leste-nordeste (7,21 %) e sul-sudeste. (5,15 %). Semelhantes na distribuição de períodos de pico, que correspondem a condições de agitação dominadas por vagas, os dois estados de mar são, entretanto, bastante distintos quando se comparam seus valores típicos de altura significativa.

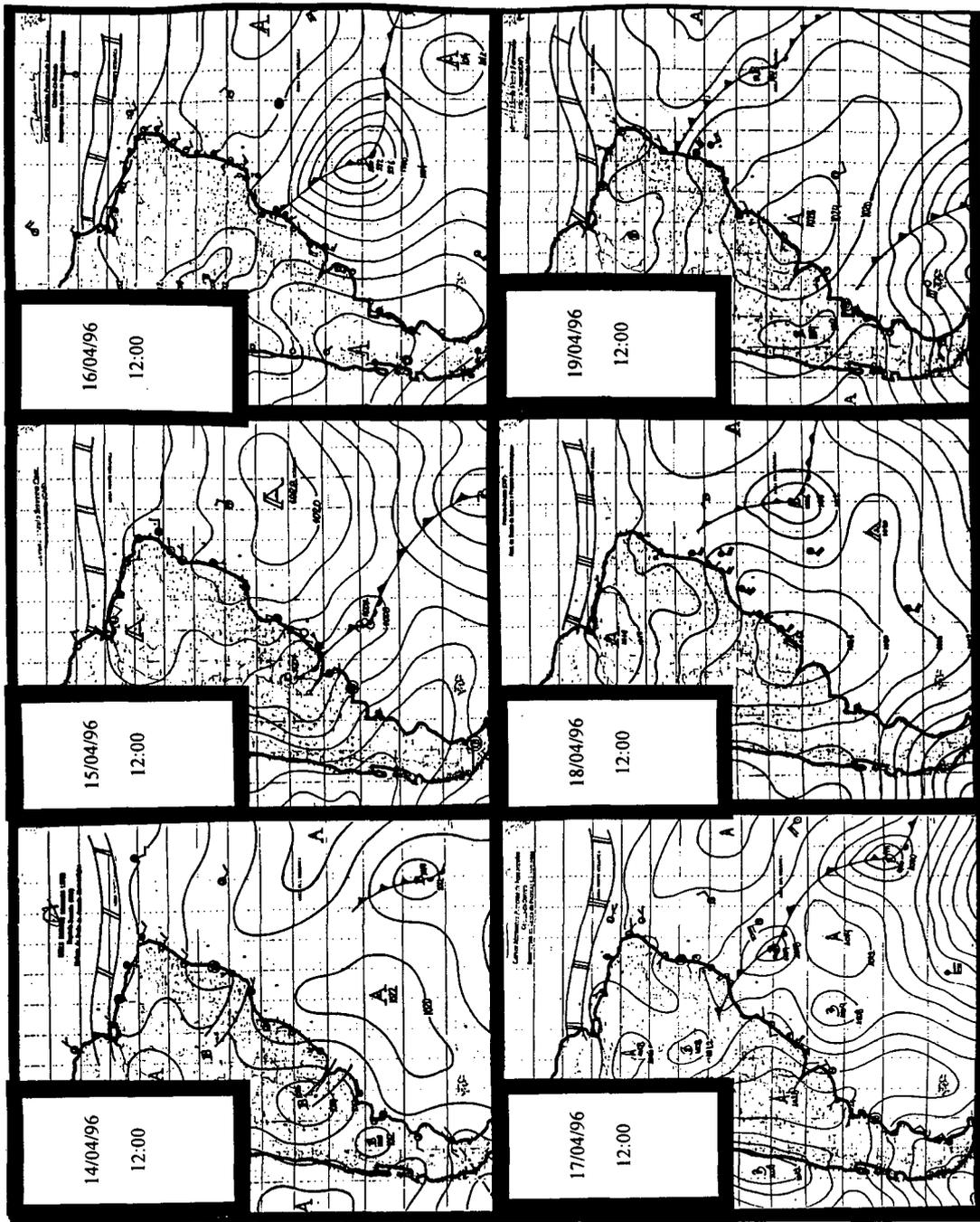


Figura 2.12 - Cartas sinóticas de pressão à superfície dos dias 14 a 19 de abril de 1996. Fonte: DHN/Marinha do Brasil.

Vagas de leste-nordeste têm, tipicamente, as seguintes características:

- Direção: Leste-Nordeste
- Período de pico: 3 a 8 segundos
- Alturas significativas: 0,3 a 1,5 metros

Já as vagas de sul-sudeste são eventos de maior energia caracterizados por:

- Direção: Sul-Sudeste
- Período de pico: 4 a 8 segundos
- Alturas significativas: 0,5 a 2,25 metros

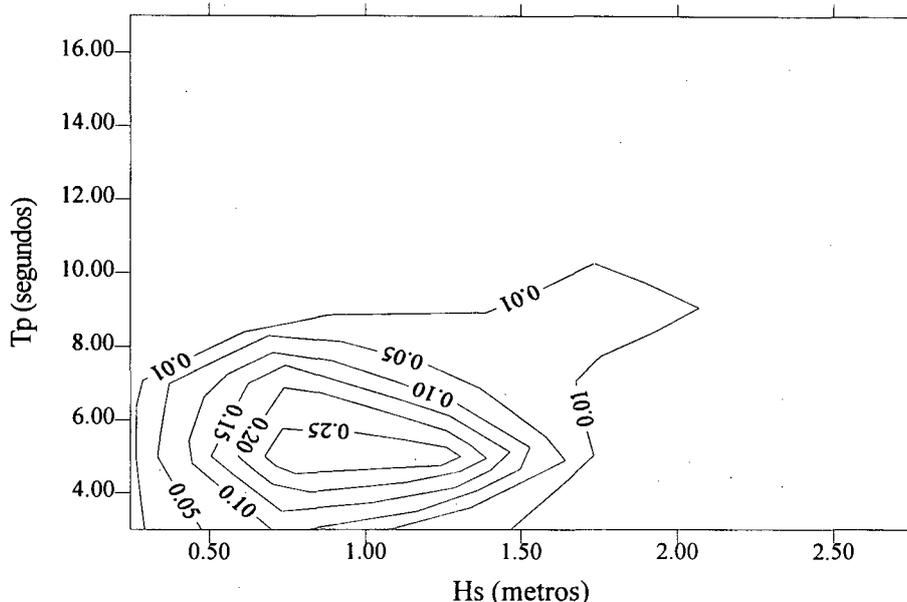


Figura 2.13 - Distribuição de probabilidades de ocorrência conjunta de alturas significativas (H_s) e períodos de pico (T_p). Vagas de Leste-Nordeste.

Ao contrário dos estados de mar definidos nos itens anteriores, que ocorrem regularmente durante todo o período de medições, a geração local de vagas de leste-nordeste foi uma característica marcante apenas durante o mês de fevereiro, quando correspondeu a 22 % das observações. Nos outros meses, a despeito de estar sempre presente, sua frequência relativa esteve sempre abaixo de 5 %. A distribuição de probabilidades de ocorrência conjunta de H_s e T_p para ocorrência de vagas de leste-nordeste é reproduzida na figura 2.13.

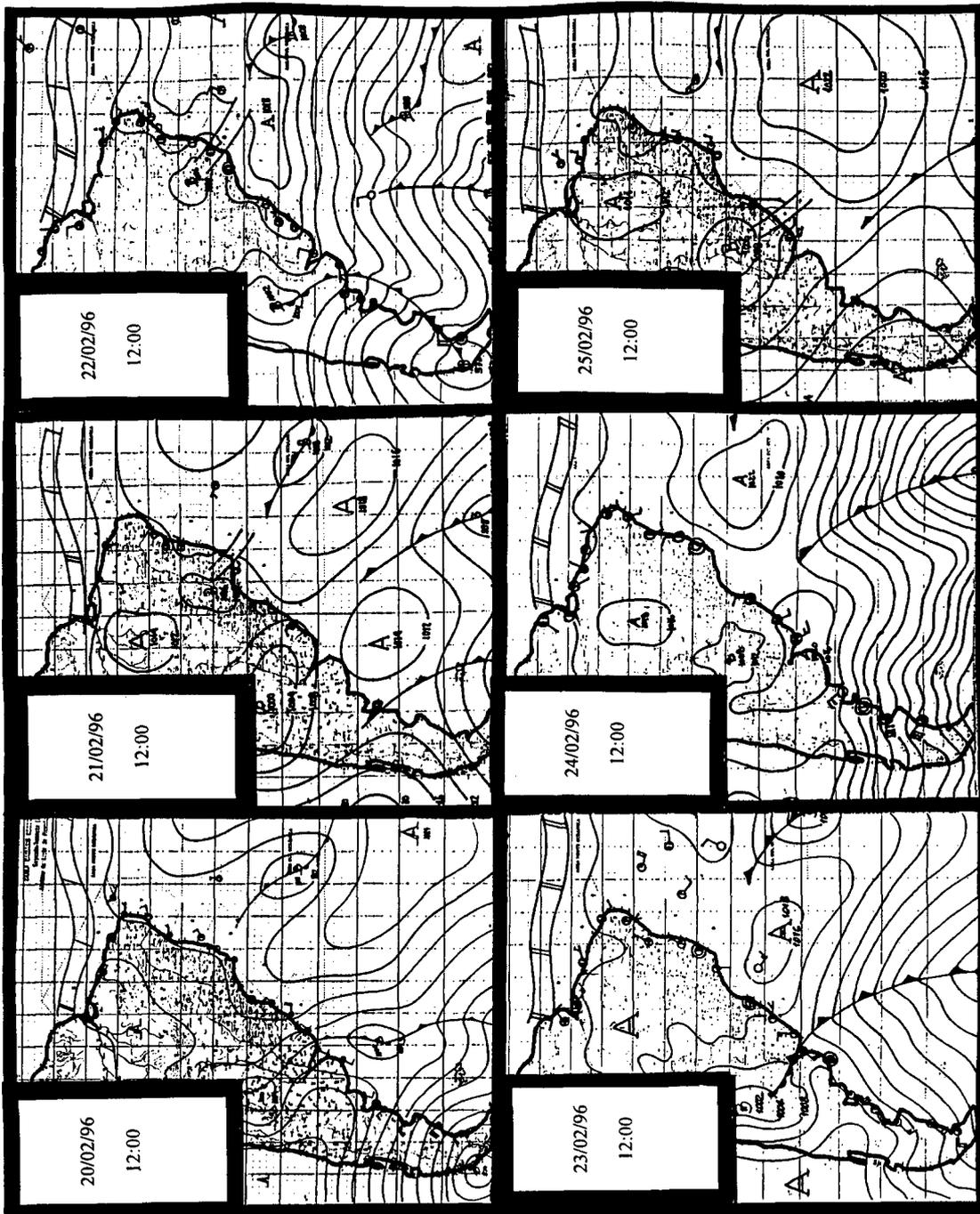


Figura 2.14 - Cartas sinóticas de pressão à superfície dos dias 20 a 25 de fevereiro de 1996. Fonte: DHN/Marinha do Brasil.

Nos meses de verão, o anticiclone semi-fixo sobre o Atlântico Sul encontra-se normalmente enfraquecido. A situação meteorológica dominante é de ventos fracos de nordeste se estendendo ao longo de todo o litoral sul e sudeste do país. A passagem ocasional de sistemas frontais, no entanto, provoca a retração do anticiclone oceânico semi-fixo e o surgimento de fortes gradientes de pressão, resultando na intensificação dos ventos de nordeste em alguns trechos do litoral. A geração local de ondas torna-se intensa nesses períodos, que correspondem à presença de ondas originárias de leste-nordeste na região de estudos.

As condicionantes atmosféricas para ocorrência de vagas de Leste-Nordeste são ilustradas nas cartas sinóticas 12:00 horas dos dias 24 e 25 de fevereiro, reproduzida na figura 2.14. Os espectros medidos nesses cinco dias apresentaram períodos de pico variando entre 4 e 6 segundo, com direção de origem estabilizada em leste-nordeste e alturas significativas da ordem de um metro.

Ondas de sul-sudeste, geradas localmente por depressões associadas a frentes frias, ocorreram com frequência relativa aproximadamente igual a 5 % em todo o período de medições. A regularidade se explica pelo fato de que, ao contrário das regiões situadas em latitudes inferiores a 20° Sul, a passagem de frentes frias pelo litoral da Região Sul é um processo que se repete em todas as épocas do ano, como já mencionado antes. A figura 2.15 ilustra a distribuição de probabilidades de ocorrência conjunta de alturas significativas (H_s) e períodos de pico (T_p) para vagas de sul-sudeste.

Taljaard (1967) argumenta que, em condições normais, os ciclones extratropicais percorrem dois padrões de trajetórias preferenciais. Um é caracterizado pela migração do ciclone no sentido oeste-leste sobre uma mesma faixa de latitudes limitada entre 40° e 60° Sul, portanto, coincidente com o caminho percorrido pelos ciclones associados aos primeiros dois eventos de ondulações de sudeste identificados no item 2.1.2. O outro padrão é caracterizado por uma trajetória parabólica em que o deslocamento do ciclone acontece inicialmente para nordeste, ao longo do continente sul-americano, terminando com um desvio abrupto para sudeste em latitudes mais baixas, já sobre o Atlântico Sul. A trajetória corresponde à do ciclone associado ao terceiro evento de ondulações de sudeste apresentado no item 2.1.2.

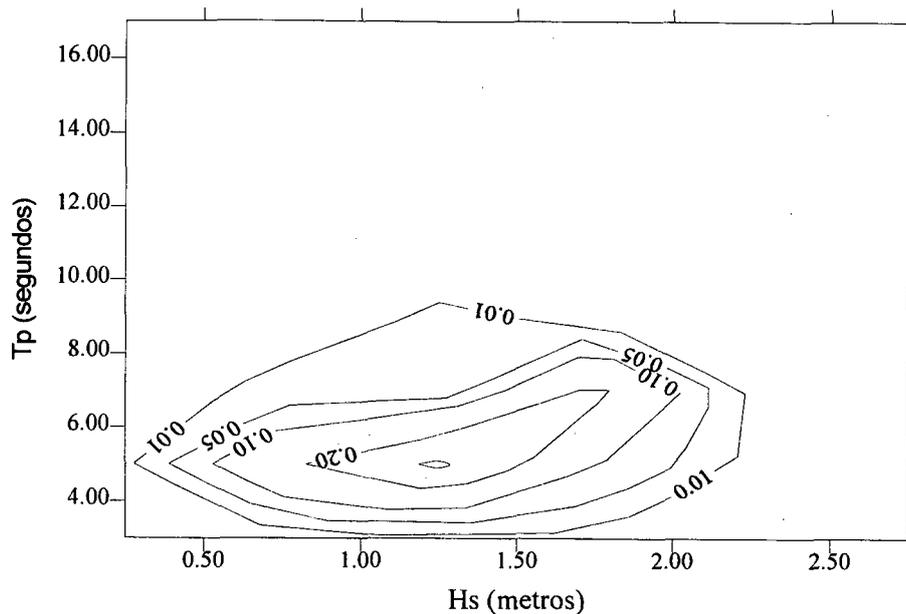


Figura 2.15 - Distribuição de probabilidades de ocorrência conjunta de alturas significativas (H_s) e períodos de pico (T_p). Vagas de Sul-Sudeste.

Nos primeiros estágios do deslocamento, o ciclone extratropical varre o litoral brasileiro com ventos de grande intensidade, que resultam na geração local de ondas do quadrante sul. Eventualmente o sistema estaciona sobre o litoral da Região Sul, resultando em violentas ressacas de sudoeste, sul e sul-sudeste. Em virtude da posição da linha de costa na área de estudos, não foram observadas ondas de sudoeste. A consequência local da passagem do ciclone é a geração de ondas de sul-sudeste e, raramente (0,13 % das observações), de sul.

As maiores alturas significativas das vagas de sul-sudeste ocorreram entre os dias 25 e 26 de abril de 1996. As condições meteorológicas locais, ilustradas no primeiro quadro (dia 25) da figura 2.9a, retratam a passagem de uma frente fria. Nas 12 horas que antecedem a chegada do ciclone extratropical o vento permanece fraco, girando progressivamente de nordeste para norte, noroeste, oeste e sudoeste. No final do dia 25 de abril os ventos locais se estabilizam em sul-sudeste e atingem a velocidade máxima de 11,4 m/s.

Nas primeiras seis horas após a chegada do ciclone extratropical (em laranja na figura 2.9a) as alturas significativas crescem subitamente, passando de 0,65 metro para 1,08 metro. Nas seis horas seguintes a altura cresce para 1,69 metro até atingir o máximo de 1,84 metro à 01:00 hora do dia 26. A situação se prolonga até a noite do dia 26, quando o mar local é sobreposto

por ondulações de leste-sudeste, dando início, portanto, a uma lestada. Durante todo o evento os períodos de pico permanecem com valores entre 4 e 7 segundos.

Os estados de mar descritos neste capítulos serão utilizados no próximo capítulo para determinação de espectro direcionais de energia em águas profundas. No Capítulo 4, um modelo numérico de refração do espectro direcional é utilizado num estudo da distribuição de energia ao longo da costa de São Francisco do Sul que reproduz cada um desses estados de mar.

CAPÍTULO 3

TRANSFORMAÇÃO DO ESPECTRO DIRECIONAL DEVIDO A REFRAÇÃO

A teoria da refração de um espectro direcional contínuo foi primeiro apresentada de forma consistente por Longuet-Higgins (1955, 1956). LeMéhauté & Wang (1982) apresentam uma revisão das técnicas desenvolvidas posteriormente para aplicação da teoria, destacando as vantagens e limitações de cada uma.

Longuet-Higgins (1955, 1956) demonstra teoricamente que, ao se admitir que a refração espectral obedece ao princípio da superposição linear das componentes espectrais, a transformação da energia concentrada inicialmente numa área superficial do espectro direcional $E_0(f, \theta_0) df d\theta$ se mantém associada à mesma frequência durante todo o processo de transformação. Dessa forma, é possível estabelecer uma relação direta entre a energia inicial e sua transformada pela refração $E(f, \theta) df d\theta$, desde que efeitos difrativos e de dissipação possam ser desprezados (LeMéhauté & Wang, 1982; O'Reilly & Guza, 1996):

$$E[f, \theta] = \frac{k}{k_0} \frac{C_{g_0}}{C_g} E_0[f, \Gamma(f, \theta)] \quad (3.1)$$

onde k é o número de onda e C_g a velocidade de grupo para a frequência f de uma componente espectral arbitrária. O número de onda é calculado diretamente da relação de dispersão para ondas de pequena amplitude dada a profundidade local h (Dean & Dalrymple, 1984):

$$(2\pi f)^2 = gk \tanh(kh) \quad (3.2)$$

A velocidade de grupo é, então, dada por:

$$C_g = \frac{g}{2k} \tanh(kh) \left[1 + \frac{2kh}{\sinh(2kh)} \right] \quad (3.3)$$

Na equação (3.1), o índice “0” se refere a propriedades do espectro incidente em águas profundas. $\Gamma(f, \theta_0)$ é a função direção inversa (LeMéhaute & Wang, 1982), também chamada função Gama, que define a relação entre ângulos incidente e refratado:

$$\theta_0 = \Gamma(f, \theta) \quad (3.4)$$

O termo que multiplica o espectro direcional incidente define a função de transferência de energia para uma componente arbitrária.

A equação (3.1) é válida ao longo de um raio, curva que representa a trajetória seguida pela energia de uma componente espectral. As posições inicial e final de um raio determinam ainda os valores assumidos pela função Gama (equação 3.4). Na ausência de correntes, o raio é determinado pelas equações da teoria dos raios clássica (Munk & Arthur, 1951), escritas para um referencial cartesiano:

$$\frac{dx}{dt} = C \cos \theta \quad (3.5a)$$

$$\frac{dy}{dt} = C \sin \theta \quad (3.5b)$$

onde C é a velocidade de fase da onda.

As variações do ângulo (θ) são calculadas por intermédio da equação (Munk & Arthur, 1951):

$$\frac{d\theta}{dt} = \frac{dC}{dx} \sin \theta - \frac{dC}{dy} \cos \theta \quad (3.6)$$

A equação (3.1) permite relacionar diretamente as propriedades de uma componente espectral entre duas regiões arbitrárias do domínio. Portanto, se o espectro direcional for medido num

ponto em águas rasas, é possível, através do uso direto das equações (3.1), (3.4), (3.5a,b) e (3.6) determinar o espectro em águas profundas. A técnica é denominada mapeamento espectral.

O procedimento realiza a retro-refração de apenas um raio para cada componente, não possibilitando a formação de cáusticas — pontos onde a altura de onda tende ao infinito devido à convergência excessiva de energia — mesmo em locais onde a batimetria é bastante complexa. Dessa forma, é sempre possível recompor um espectro cujas componentes têm todas amplitudes finitas, partindo de um ponto conhecido em águas rasas até águas profundas.

A vantagem pode se tornar uma ameaça quando utilizada inadequadamente, por exemplo, em regiões onde a difração exerce um papel dominante. Em áreas onde a refração é dominante, como na área selecionada para o presente estudo, a utilização do modelo produz resultados satisfatórios, como será visto a seguir.

3.1. Funções governantes da refração espectral

Um modelo numérico desenvolvido com base nas equações apresentadas no item anterior é utilizado para determinação das funções governantes da transformação do espectro na região costeira de São Francisco do Sul. O modelo, gentilmente cedido pelo Dr. William O'Reilly, pesquisador da Universidade da Califórnia em Berkeley, realiza a retro-refração de componentes espectrais pertencentes a 12 faixas de frequência: entre 0,05 Hz e 0,12 Hz (8 faixas) e 0,14 Hz e 0,23 Hz (4 faixas). A resolução buscou uma representação das faixas com maiores concentrações de energia, considerando os recursos computacionais disponíveis.

A resolução do modelo em cada faixa de frequência é de um grau (360 componentes direcionais por frequência). São traçados ao menos quatro raios para cada intervalo de um grau, procedimento que visa melhorar a precisão dos cálculos para cada componente direcional. Cerca de 20 000 componentes espectrais são consideradas para obtenção dos resultados finais, o que

resulta num tempo de processamento de cerca de oito horas com a utilização de um computador PC 486 DX2-100.

A figura 3.1 ilustra de forma esquemática a batimetria utilizada nas simulações. A origem da malha numérica utilizada está no ponto com latitude de $26^{\circ} 30' S$ e longitude de $48^{\circ} 51' 06'' W$. O espaçamento é de 250 metros nas direções transversal (x) e longitudinal (y). A extensão longitudinal é de 186 km (745 pontos) e a transversal é de 185 km (741 pontos). A batimetria foi obtida através da digitalização das informações contidas nas cartas náuticas números 1800, 1830 e 1804, elaboradas pela Diretoria de Hidrografia e Navegação da Marinha Brasileira.

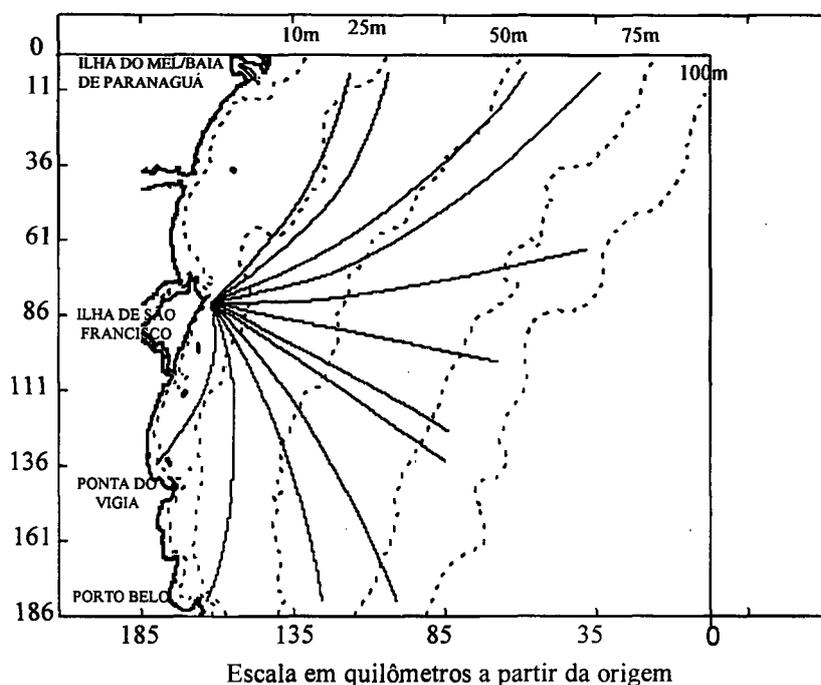


Figura 3.1 - Representação esquemática da batimetria utilizada para retro-refração. São ilustrados alguns pontos geográficos notáveis e também o ponto de partida para a retro-refração (posição do ondógrafo). As curvas que partem do ponto de medição são os raios retro-refratados da componente com $f = 0,05$ Hz.

A figura 3.2 reproduz os valores para a função de transferência de energia entre o ponto onde está fundeado o ondógrafo e a região de águas profundas para componentes direcionais com frequência igual a 0,1 Hz. Os valores da função de transferência correspondem a uma relação entre energias (E_0/E) para as diferentes direções consideradas, nessa frequência. Valores mai-

ores que um correspondem a uma redução da energia entre águas profundas e o ponto de medições — é válido observar que as relações são inversas uma vez que se está operando a retro-refração das componentes.

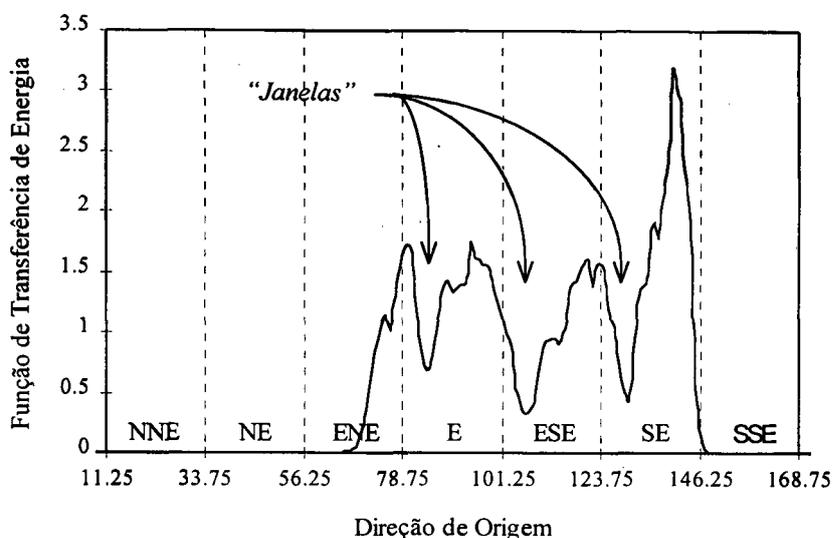


Figura 3.2. - Função de transferência de energia raso-profundo(E_0/E) por direção de origem em águas rasas para $f = 0.10$ Hz.

Por inspeção, pode-se perceber que, para frequências iguais a 0,1 Hz, as ondas observadas junto ao ponto de medição estão limitadas a um setor compreendido entre leste-nordeste e sul-sudeste. A figura 3.3 ilustra os valores calculados para a função Gama e sumariza as informações direcionais referentes a componentes com essa frequência.

Nota-se aí que a refração provoca, nas medições efetuadas em águas rasas, um estreitamento do setor direcional observado em águas profundas, uma vez que a tendência geral da curva que representa a função Gama é ter uma inclinação menor que 45° . Comportamento semelhante é observado em praia planas com batimetria paralela utilizadas em modelos físicos.

Outra propriedade marcante da função de transferência é a existência de faixas de direção (“janelas”) bem definidas limitando setores direcionais de amplificação da densidade espectral de energia — essas “janelas” correspondem aos “vales” assinalados na figura 3.2. Verifica-se a existência de três setores direcionais que coincidem com os padrões típicos do clima de on-

das descritos no capítulo 2. A presença dessas “janelas” sugere que existe uma tendência ao agrupamento de componentes de uma mesma frequência em torno de algumas direções preferenciais.

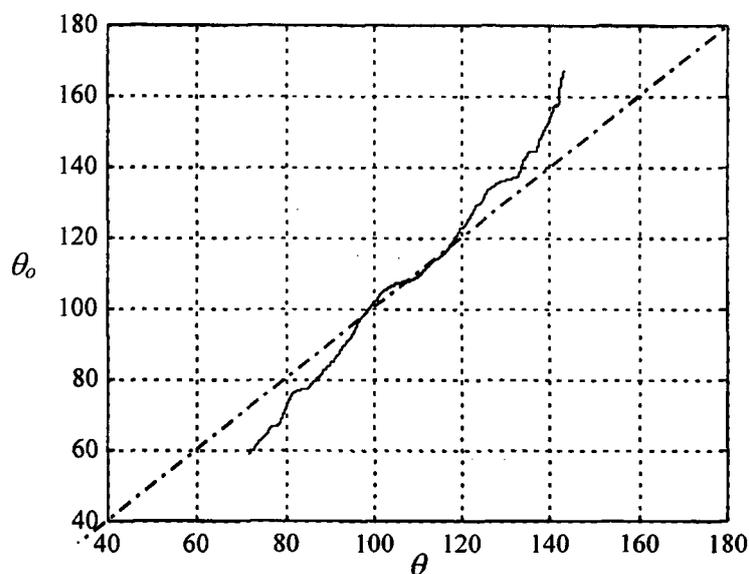


Figura 3.3 - Função Gama para $f = 0.10$ Hz. A linha pontilhada corresponde a ausência de refração.

É interessante observar que a tendência à formação de “janelas” é confirmada pela aplicação de um modelo que também avalia apenas os efeitos de refração, mas que utiliza outra metodologia e é governado pelas equações (4.1) e (4.2). Este mesmo modelo é utilizado para refração de espectros representativos do clima de ondas no Capítulo 4.

O modelo executa a refração progressiva de um espectro incidente arbitrário utilizando a mesma malha batimétrica descrita acima. A figura 3.4 ilustra o resultado da propagação de um espectro hipotético com energia em apenas uma frequência ($f = 0,1$ Hz) e distribuição direcional prescrita:

$$E(f, \theta) = E(f)D(f, \theta) \quad (3.7)$$

onde $D(f, \theta)$, a função que prescreve a distribuição de direções, é dada por:

$$D(f, \theta) = G_0 \cos^{2s} \left(\frac{\theta - \theta_p}{2} \right) \quad (3.8)$$

com G_0 , um fator de normalização e s um parâmetro que regula a largura do espalhamento direcional (Goda, 1975).

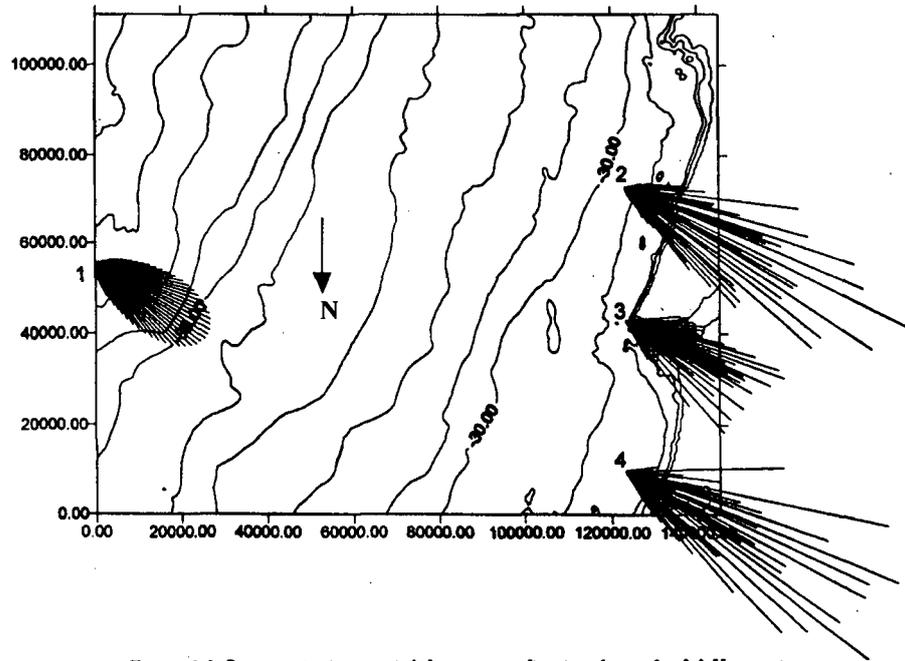


Figura 3.4 - Representação vetorial do espectro direcional com $f = 0,1$ Hz que incide no contorno externo (representado pelo ponto 1) da malha batimétrica para a região costeira de São Francisco do Sul (é apresentado apenas um detalhe da malha completa). O ponto 3 corresponde à localização do ondógrafo.

No contorno externo (ponto 1) suas 60 componentes encontram-se separadas por ângulos fixados em um grau. Nos pontos 2, 3 e 4, que correspondem à localização aproximada da embocadura do canal do Linguado (limite sul da ilha de São Francisco do Sul), do ondógrafo e da barra sul da baía de Guaratuba, respectivamente, percebe-se a tendência ao agrupamento em torno de algumas direções preferenciais, de forma coerente com a prevista pelo modelo de retro-refração (figura 3.2). O agrupamento, nesse contexto, seria correspondente às “janelas” da figura 3.2.

No ponto 3 (localização do ondógrafo), as direções de maior agrupamento e amplificação — leste, leste-sudeste e sudeste — coincidem com as “janelas” de amplificação identificadas na figura 3.2. Ambos os resultados levam a crer que a plataforma externa atua como um filtro que pode amplificar ou atenuar uma determinada componente espectral em função de sua frequência e de sua direção.

A tendência à formação de “janelas” é mais acentuada em frequências menores, uma vez que estas se transformam por interações com o fundo antes das demais. Uma componente com 0,07 Hz (período de 14,3 segundos), por exemplo, começa a sofrer transformações desse tipo em profundidades da ordem de 150 metros, enquanto outra que tem frequência igual a 0,12 Hz “sente” o fundo somente a partir da isóbata de 55 metros.

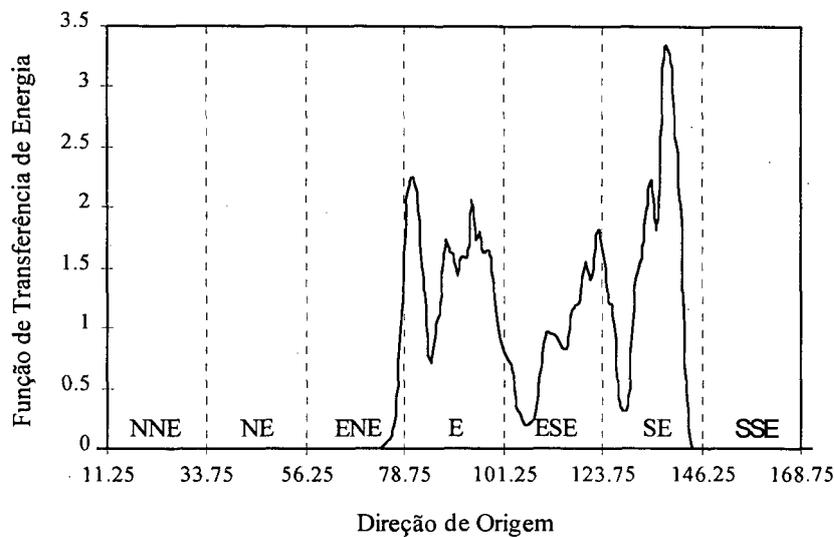


Figura 3.5 - Função de transferência de energia raso-profundo (E_0/E) por direção de origem em águas rasas para $f = 0.08$ Hz.

Como resultado, as componentes de baixa frequência absorvem com maior intensidade as propriedades direcionais da batimetria, pois a extensão horizontal de sua área de interação com o fundo é também maior do que a das demais. Esse efeito é ilustrado nas figura 3.5 e 3.6, que reproduzem a função de transferência de energia e a função Gama, respectivamente, para uma componente com $f = 0,08$ Hz. Observa-se que o efeito da refração sobre a direção é mais

severo que no caso em que $f = 0,1$ Hz (figura 3.3), pois a inclinação da curva e as irregularidades são mais acentuadas.

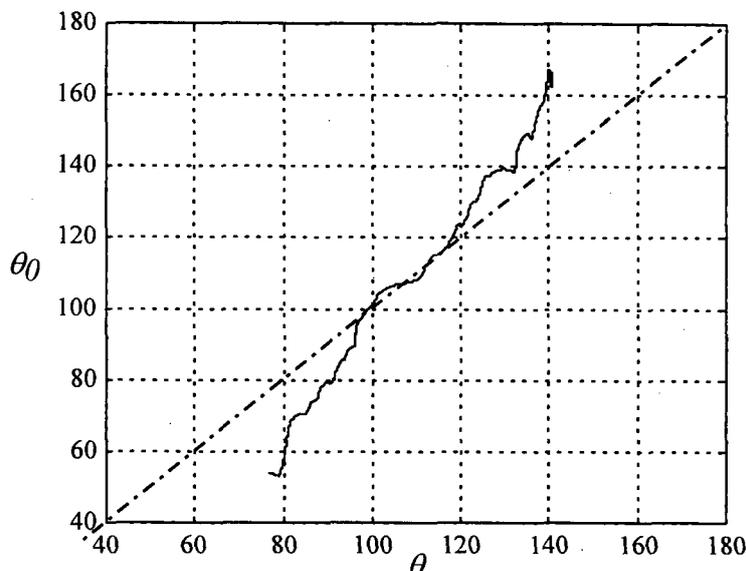


Figura 3.6 - Função Gama para $f = 0.08$ Hz. A linha pontilhada corresponde a ausência de refração.

Na medida em que as frequências aumentam, os efeitos de refração diminuem, conforme esperado. Lembrando que a profundidade correspondente à localização do ondógrafo (18 metros) é tomada como referência, é de se esperar também que as “janelas” direcionais tendam a diminuir progressivamente com o aumento da frequência.

De fato, a função de transferência é quase constante e igual a um para oscilações inferiores a 0,2 Hz, como pode ser visto na figura 3.7, que mostra a função de transferência de energia calculada para uma componente de 0,2 Hz. A função Gama correspondente é reproduzida na figura 3.8. Seus valores são praticamente idênticos aos de uma situação onde não ocorre refração das componentes (linha pontilhada, figura 3.8).

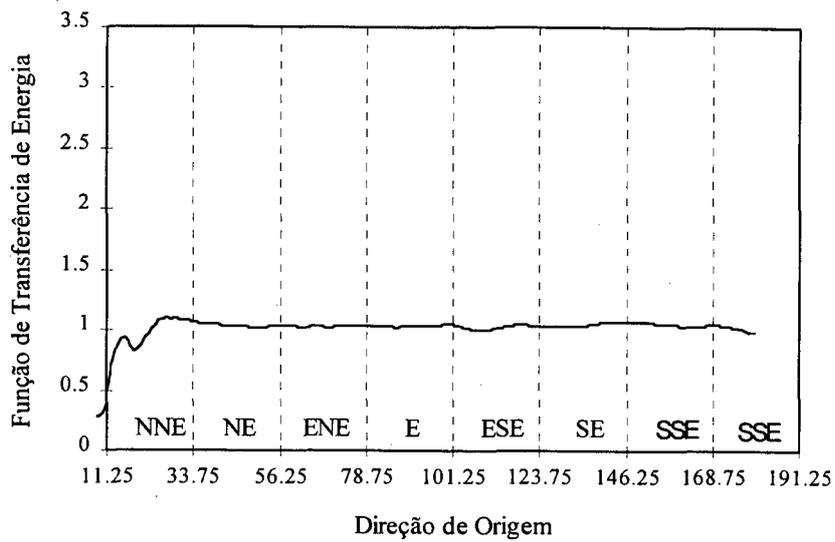


Figura 3.7 - Função de transferência de energia raso-profundo (E_0/E) por direção de origem em águas rasas para $f = 0.20$ Hz.

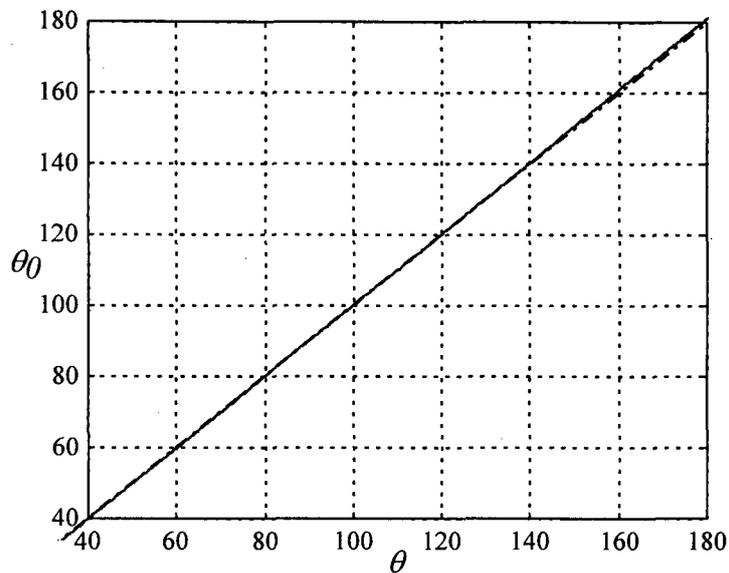


Figura 3.8 - Função Gama para $f = 0.20$ Hz. A linha pontilhada corresponde a ausência de refração.

A obtenção das funções Gama e de transferência de energia para o espectro direcional medido em um ponto de origem é o primeiro passo para determinar o espectro de águas profundas. A essa altura, é importante observar que este representa o espectro “real” ao largo numa situação

em que o estado do mar mantém aproximadamente constantes suas características durante um intervalo de tempo suficientemente longo.

Numa situação em que o estado do mar se altera rapidamente, uma estimativa do espectro “real” em águas profundas requereria, além do cálculo das transformações decorrentes da refração e do empinamento, o conhecimento da velocidade de propagação da energia associada a cada componente espectral. Em distâncias da ordem de 100 quilômetros, a diferença de tempo de propagação entre componentes espectrais com, por exemplo, 0,05 Hz e 0,2 Hz pode chegar a algumas horas. Considerando que o objetivo do presente estudo é reconstituir o campo de ondas nas proximidades da costa, é razoável admitir a estacionaridade do processo nesse intervalo de tempo.

A título de complementação do que foi discutido acima, as funções de transferência referentes a componentes espectrais com frequências iguais a 0,06 Hz, 0,12 Hz, 0,14 Hz, 0,17 Hz e 0,23 Hz são reproduzidas no Anexo I

3.2. Determinação do espectro em águas rasas

Considerando o estudo sobre o clima de ondas apresentado no Capítulo 2, foram selecionados oito eventos representativos dos principais estados de mar observados em São Francisco do Sul. Dois representam os estágios inicial e final de uma situação de mar de leste. Outros dois referem-se aos dois estados de mar associados à geração local. Os quatro restantes reproduzem diversos estágios de um evento de chegada dispersiva de *swell* de sudeste.

Mais difícil que a definição do elenco de eventos é a escolha de uma forma apropriada para determinar o espectro direcional completo a partir das medições. A análise espectral clássica (transformada de Fourier) permite que sejam obtidas estimativas satisfatórias da distribuição de energia por frequência considerando apenas a série temporal de elevação da superfície livre.

Para obter informações direcionais do campo de ondas é necessário medir outras grandezas além da elevação da superfície livre. No caso do instrumento utilizado, são medidos dois

deslocamentos horizontais ortogonais. A determinação do espectro direcional a partir dessas três séries temporais inclui toda uma metodologia de análise cuja complexidade foge aos objetivos do presente estudo.

Dois métodos de estimação do espectro direcional foram utilizados a princípio, para fins de comparação. No primeiro procedimento utiliza-se uma direção principal de propagação para cada componente de uma determinada frequência e uma estimativa da magnitude do espalhamento lateral de energia em relação a este, de acordo com uma função estabelecida *a priori*, $D(f, \theta)$. A função mais utilizada (equação 3.8) admite a hipótese de que o espectro é dominado por componentes provenientes de uma única zona de geração (Goda, 1975).

A equação (3.8) produz resultados equivocados quando a hipótese acima é violada, situação bastante freqüente na natureza. Nesses casos, é razoável admitir a possibilidade de uma mesma frequência apresentar distribuições direcionais de energia com dois ou mais picos. A parametrização imposta pela equação (3.8) é particularmente problemática em águas rasas pois, como foi visto anteriormente, cada componente direcional tende a sofrer transformações de forma bastante diferenciada.

No segundo método, a estimação da distribuição direcional é feita com base no método da máxima entropia (Capon, 1969). A técnica utiliza quatro momentos direcionais calculados diretamente a partir das três séries temporais medidas — a equação (3.8) utiliza apenas um. Dessa forma, é capaz de identificar a presença de dois campos de onda com direções distintas numa mesma frequência. O detalhamento do método, fora dos objetivos do presente estudo, e sua aplicação em ondas é apresentada em Lygre & Krogstad (1986).

Ambas as formulações foram aplicadas aos dados coletados em São Francisco do Sul. A figura 3.9 reproduz os resultados obtidos, considerando as medições efetuadas nos dias indicados sob cada espectro direcional. As curvas representam a distribuição direcional para a frequência de maior energia de cada espectro, também indicada na figura para cada caso. A linha vertical pontilhada mostra a direção do vento local no momento em que a medição foi realizada. A curva com linha mais espessa corresponde à estimativa por máxima entropia (MME), enquanto a outra refere-se à distribuição parametrizada (\cos^2s) pela equação (3.8).

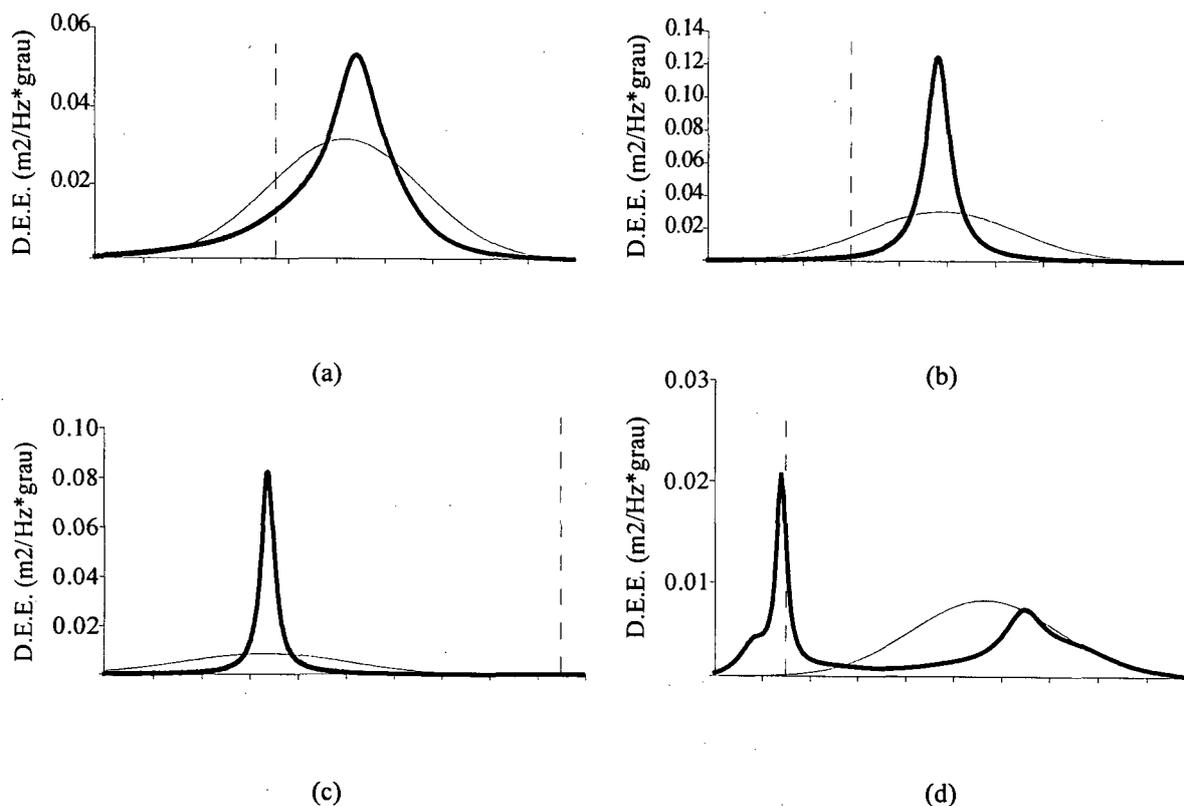


Figura 3.9 - Distribuições direcionais de energia para as frequências de pico (os dias e o valor de frequência referentes a cada espectro são indicados sob cada figura)

As figuras 3.9a e 3.9b reproduzem uma situação de mar de leste registrada no mês de março. Os dois gráficos retratam os estágios inicial (figura 3.9a) e maduro (figura 3.9b) deste padrão. Apesar de as estimativas serem muito semelhantes para o estágio inicial, o método MME apresenta assimetria. Em vista da existência de um vento local cuja direção não coincide com a direção principal das ondas, parece razoável supor que a assimetria reproduz melhor a situação real. É importante frisar, entretanto, que ambos os métodos são apenas estimativas da distribuição direcional “real”, que é desconhecida.

Na figura 3.9b as estimativas são ambas simétricas e, em princípio, estão de acordo com a hipótese de que, neste estágio, o mar de leste apresenta características de “swell”. Considerando ainda esse aspecto, é interessante observar que o método MME produz uma distribuição mais estreita que o outro, o que também está, em princípio, de acordo com as características de “swell”. A situação se repete na figura 3.9c, que corresponde à distribuição direcional de energia para a frequência de pico de um evento de ondulação de sudeste.

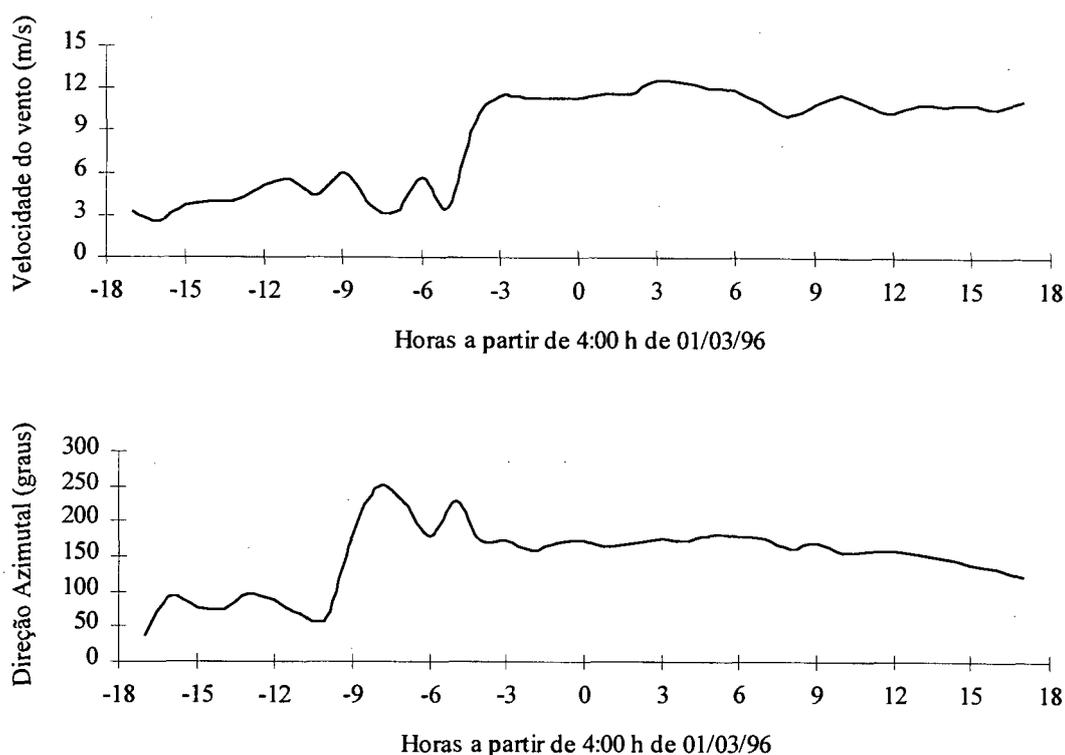


Figura 3.10a - Velocidade e direção do vento. As escalas estão em horas a partir da medição de ondas efetuada às 4:00h do dia 1º de março de 1996.

A figura 3.9d mostra a distribuição direcional de energia para um espectro medido após uma situação em que o vento local mudou sensivelmente de direção (figura 3.10a), passando de leste-nordeste para sul-sudeste, devido à passagem de uma frente fria por Santa Catarina (a figura 3.10b reproduz a carta sinóptica referente ao dia 1º de março). O método MME não só identifica corretamente a posição da componentes geradas localmente como também percebe a existência de componentes remanescentes de uma situação anterior. O método $\cos 2s$, apesar de localizar com pequena margem de erro uma das direções provavelmente presentes naquele momento para a frequência considerada, não percebe a existência de um pico de energia em outra direção, associado ao vento local.

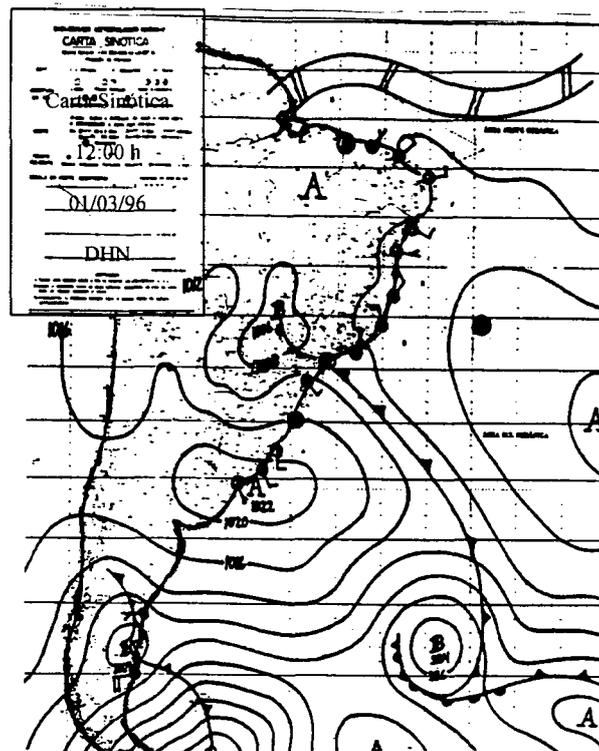


Figura 3.10b - Carta sinótica de pressão à superfície do dia 1º de março de 1996.

Esses resultados levam a crer que o método MME é mais adequado para estimar o espectro direcional, pois é fisicamente mais compatível com a avaliação qualitativa das situações reais de agitação marítima. Cabe aqui destacar que diversos estudos têm sido realizados no Brasil e no exterior, na tentativa de formular novas metodologias para determinação da distribuição direcional de energia em espectros de ondas oceânicas (Young, 1994; Parente & Seixas, comunicação pessoal). No entanto, nenhuma encontra-se disponível para aplicações. A implementação dos métodos discutidos acima foi feita com base em programas computacionais cedidos pelo Dr. William O'Reilly, da Universidade da Califórnia em Berkeley, e pelo pesquisador Nei Seixas, do Observatório Nacional. Os programas têm por base a metodologia apresentada em Marple (1987) e Lygre & Krogstad (1986).

3.3 Retro-refração do espectro direcional

Finalmente, de posse dos espectros medidos em águas rasas, é possível aplicar a técnica do mapeamento espectral, apresentada no começo deste capítulo, para determinar o espectro em águas profundas. A figura 3.11 ilustra esquematicamente a forma como o mapeamento espectral calcula o espectro direcional em águas profundas a partir de um espectro direcional conhecido em águas rasas, com o uso das equações (3.1) e (3.4).

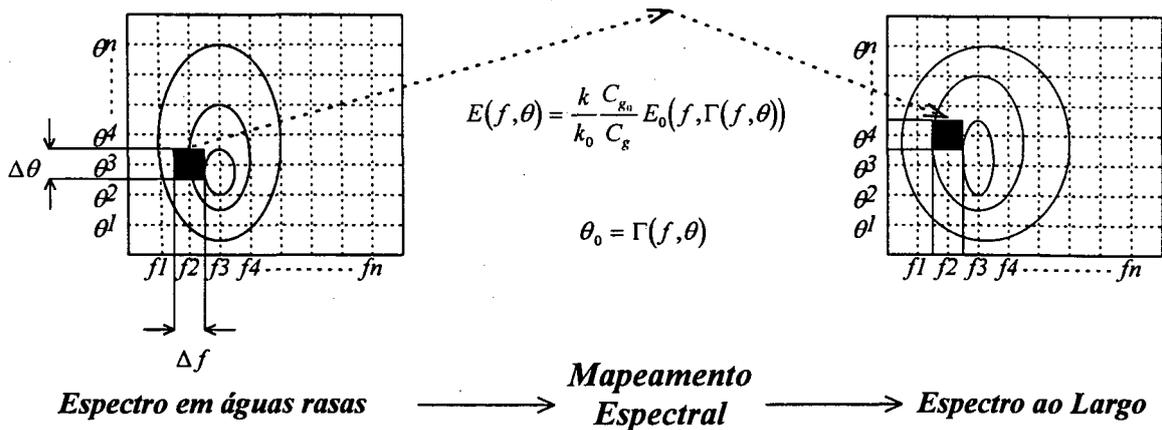


Figura 3.11 - Representação esquemática da técnica de mapeamento espectral. As curvas verdes correspondem à distribuição de energia nos espectros direcionais discretizados, que têm um número finito de frequências (f) e direções (θ), com intervalos de discretização df e $d\theta$ indicados. O quadrado vermelho destaca uma componente arbitrária em águas rasas, enquanto o quadrado azul representa sua correspondente em águas profundas, transformada devido à refração.

O espectro direcional em águas rasas é primeiro discretizado, fornecendo um número finito n de componentes espectrais independentes. Uma componente arbitrária em águas rasas (representada pelo quadrado vermelho na figura 3.11) é “mapeada” para sua correspondente em águas profundas (quadrado azul na figura 3.11) diretamente. O procedimento é repetido para as n componentes, até que se obtenha o espectro direcional completo ao largo.

A figura 3.12 mostra os espectros direcionais relativos ao estágio inicial de uma lestadada, observada no começo do mês de março (fig. 3.9a). Percebe-se uma distribuição ampla de energia em frequências e em direções, configuração que é típica de geração local.

Espectro Direcional de Energia

Data: 01/03/96 22:00

Lestada (Estágio Inicial)

$f_p = 0,14$ Hz

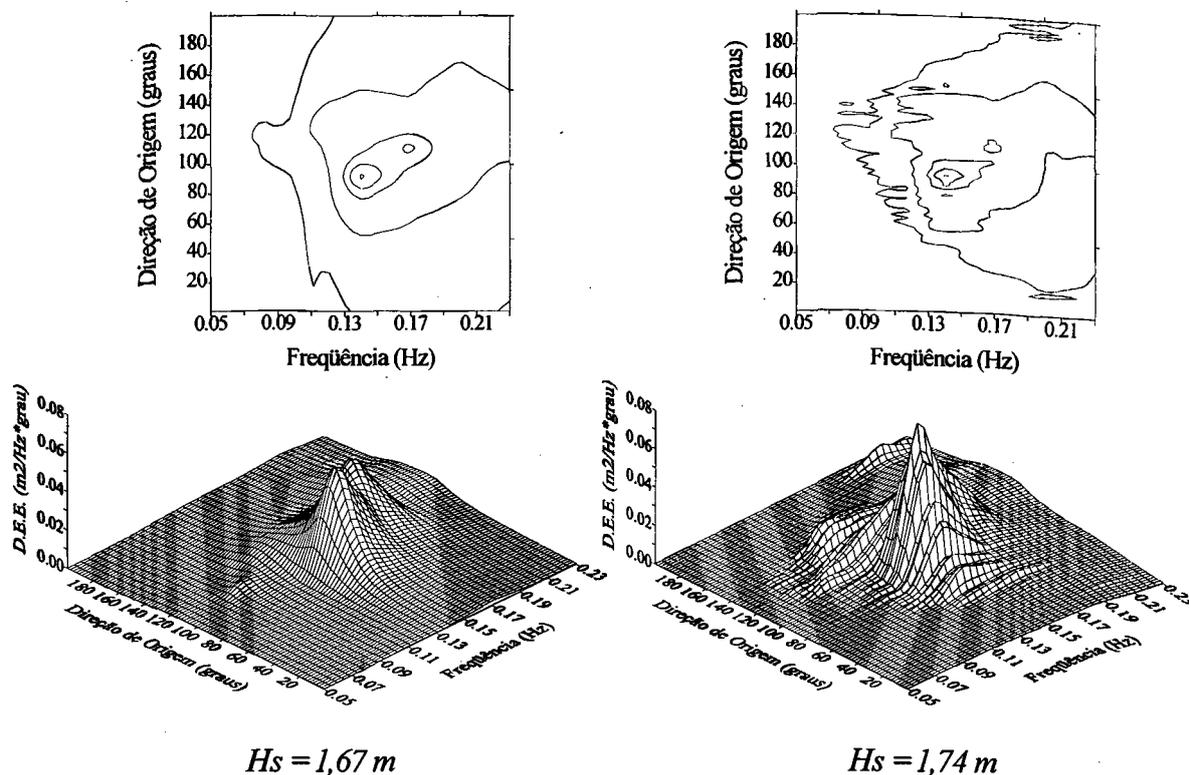


Figura 3.12 - Espectro direcional medido em águas rasas (esquerda) e retro-refratado em águas profundas (direita) para o dia 01 de março de 1996 às 22:00 horas. Nos diagramas superiores são mostrados contornos de densidade de energia correspondentes a 1%, 10%, 50%, 75% e 100% do valor máximo. A altura significativa em águas rasas é 1,67 metro e em águas profundas, 1,74 metro.

A figura 3.13 mostra a evolução do espectro anterior para uma lestada em estágio maduro (o espectro foi determinado para um evento que ocorreu 75 horas depois). Observa-se um estreitamento da distribuição de energia em frequência e em direção e uma redução no valor da frequência de pico (elevação no valor do período de pico), ambas características típicas de ondulação. As situações meteorológicas associadas à ocorrência dos espectro das figuras 3.12 e 3.13 foram descritas no Capítulo 2.

Espectro Direcional de Energia
 Data: 04/03/96 01:00
 Lestada (Estágio Maduro)
 $f_p = 0,12 \text{ Hz}$

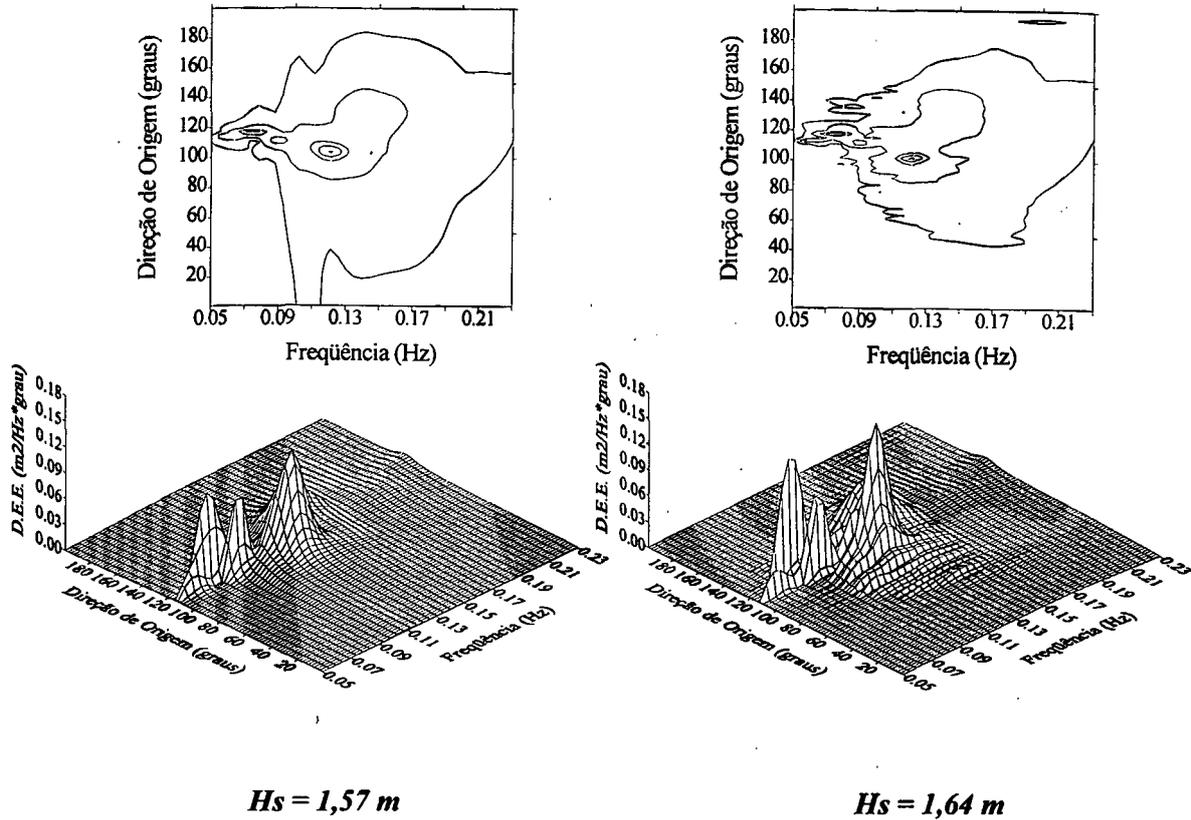


Figura 3.13 - Espectro direcional medido em águas rasas (esquerda) e retro-refratado em águas profundas (direita) para o dia 04 de março de 1996 às 01:00 horas. Nos diagramas superiores são mostrados contornos de densidade de energia correspondentes a 1%, 10%, 50%, 75% e 100% do valor máximo. A altura significativa em águas rasas é 1,57 metro e em águas profundas, 1,64 metro

A figura 3.14 reproduz um espectro típico de ocorrência de ondulações longínquas cuja zona de geração está situada a grande distância da costa. Este evento foi também analisado no Capítulo 2. As evidências disso são, além da concentração de energias em baixa frequência, uma distribuição muito estreita de energia em torno de frequências e direções bem definidas.

Os resultados apresentados sugerem que a refração faz com que os espectros observados em águas rasas tenham, em todas as situações analisadas, menos energia que seus correspondentes em águas profundas. Como já citado, o efeito se deve à configuração da batimetria regional da área em estudos, que apresenta isóbatas aproximadamente paralelas e côncavas em quase todo

o domínio. Configurações desse tipo fazem com que os raios de uma componente qualquer divirjam na medida em que avançam para regiões de menor profundidade.

Espectro Direcional de Energia
Data: 08/05/96 07:00
Ondulação de Sudeste (Estágio Intermediário 1)
 $f_p = 0,07$ Hz

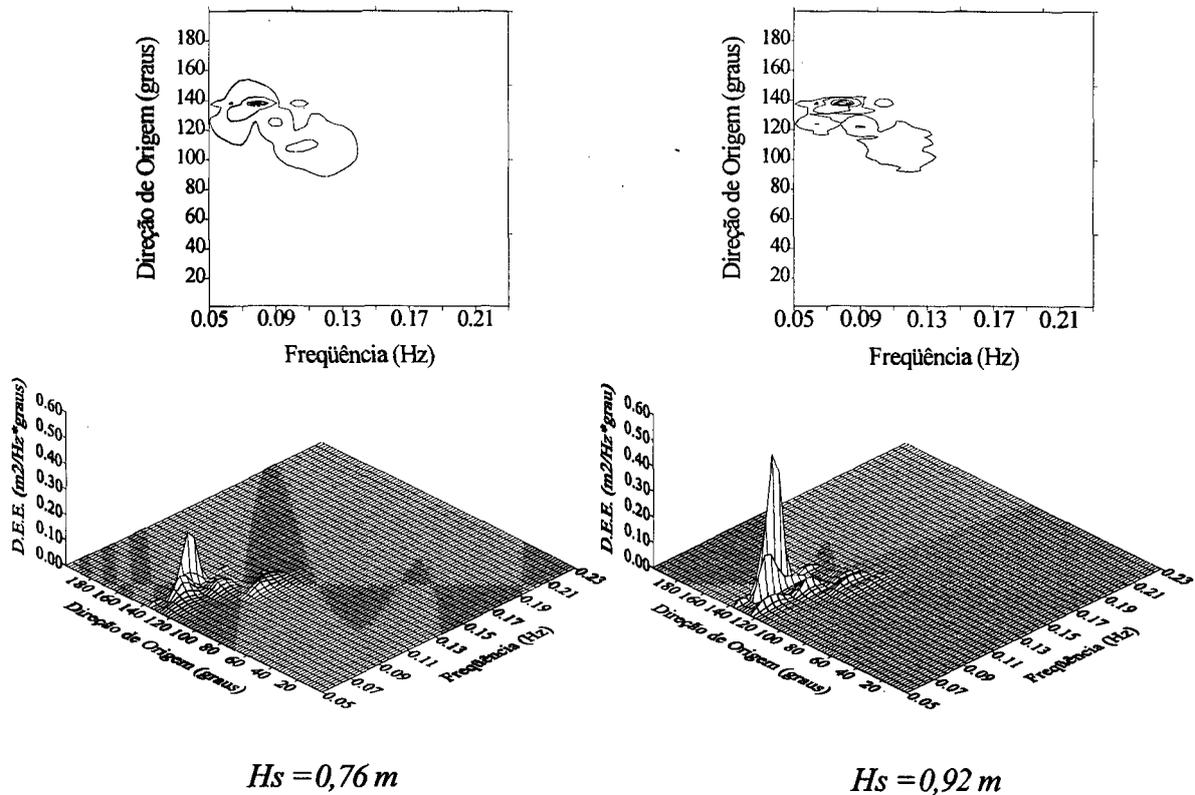


Figura 3.14 - Espectro direcional medido em águas rasas (esquerda) e retro-refratado em águas profundas (direita) para o dia 08 de maio de 1996 às 07:00 horas. Nos diagramas superiores são mostrados contornos de densidade de energia correspondentes a 1%, 10%, 50%, 75% e 100% do valor máximo. A altura significativa em águas rasas é 0,76 metro e em águas profundas, 0,92 metro.

A variação total de energia considerando apenas os espectros exibidos neste Capítulo pode ser observada mais facilmente nos espectros integrados direcionalmente mostrados nas figuras 3.15, 3.16 e 3.17.

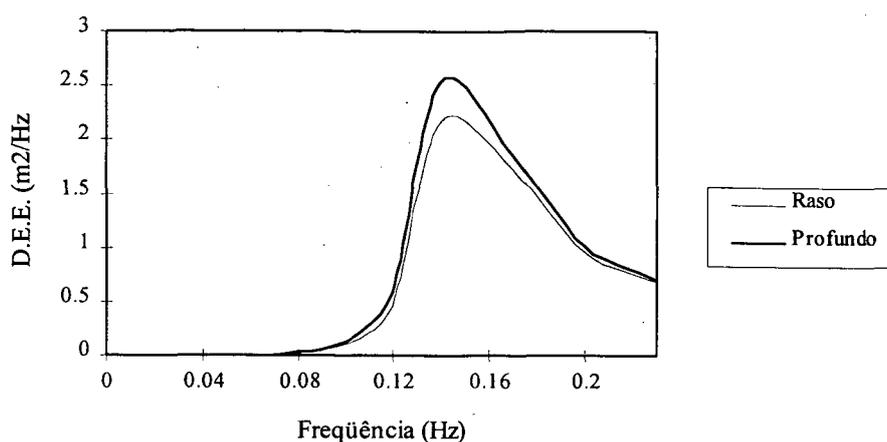


Figura 3.15 - Transformação do espectro integrado direcionalmente das 22 horas do dia 01 de março de 1996. As alturas significativas no ponto de medição em águas rasas e em águas profundas são 1,67 metro e 1,74 metro, respectivamente.

A variação numa lestada (figs. 3.15 e 3.16) é pequena pois os ângulos de incidência das componentes de maior energia (entre 0,1 Hz e 0,2 Hz) são praticamente perpendiculares às isóbatas em todo o percurso. A refração, portanto, é mínima. No espectro das 22 horas do dia 1º de março (figura 3.15), a diferença entre os valores de altura significativa em águas rasas — 1,68 metro — e em águas profundas — 1,79 metro — é de 6,6 %, tomando-se a altura em águas rasas como referência. No espectro seguinte (figura 3.16, 01:00 do dia 4 de março) altura significativa em águas rasas é 1,58 metro e em águas profundas, 1,66 metro. A diferença é de 5,1 %.

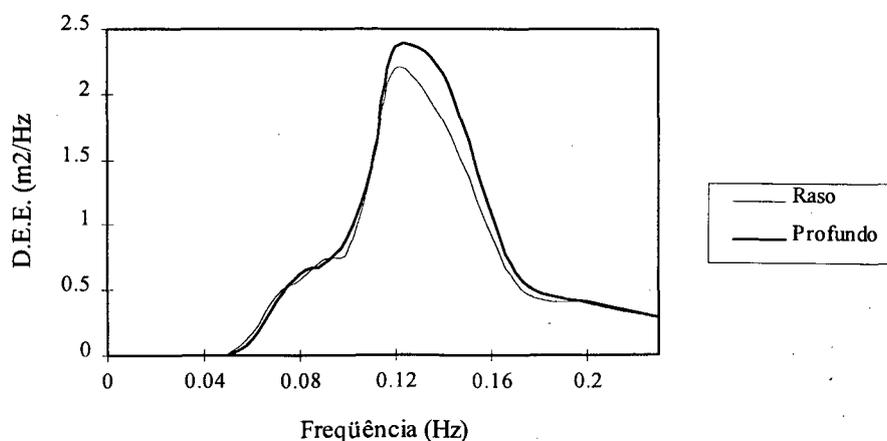


Figura 3.16 - Transformação do espectro integrado direcionalmente da 1ª hora do dia 04 de março de 1996. As alturas significativas no ponto de medição em águas rasas e em águas profundas são 1,57 metro e 1,64 metro, respectivamente.

O ganho é mais pronunciado no caso do espectro para ondulação de sudeste (figura 3.17). A diferença entre as alturas significativas é, neste caso, de 22,4 %. Dois fatores concorrem para que isso ocorra: as frequências de maior energia (da ordem de 0,08 Hz) são sensivelmente menores que nos casos anteriores (0,14 Hz e 0,12 Hz, respectivamente) e as direções de origem destas componentes são as que sofrem maiores transformações (vide figuras 3.5 e 3.6).

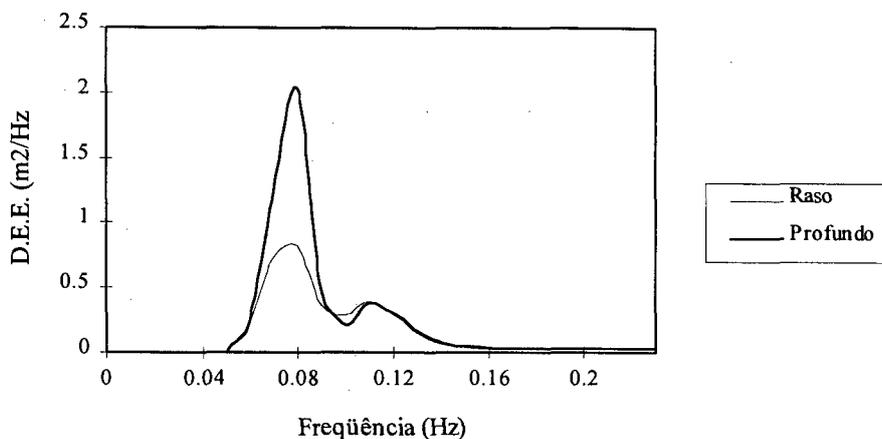


Figura 3.17 - Transformação do espectro integrado direcionalmente das 07:00 horas do dia 08 de maio de 1996. As alturas significativas no ponto de medição em águas rasas e em águas profundas são 0,76 metro e 0,92 metro, respectivamente.

Para os espectros referentes à situação de vagas de leste-nordeste, cujas figuras são reproduzidas no Anexo II, a diferença entre alturas significativas é de 6,8 %. Os espectros representativos de mar local de sul-sudeste apresentam diferença de 9,42 % nos valores de altura significativa.

Nos demais espectros, utilizados para ilustrar a evolução da chegada dispersiva de ondulação de sudeste, a diferença entre alturas significativas cai progressivamente de 21,7 %, na medida em que as frequências de pico aumentam com o passar do tempo. Essa redução progressiva nas diferenças evidenciam que de fato ondas com maiores períodos (menores frequências) tendem a sofrer transformações mais intensas que as demais. Figuras referentes a esses espectros também são incluídas no Anexo II.

CAPÍTULO 4

DETERMINAÇÃO DO CAMPO DE ONDAS PRÓXIMO À COSTA

Os espectros direcionais em águas profundas obtidos no capítulo anterior são agora usados como condição inicial de um modelo que calcula a refração a partir do largo em direção à costa (“progressivamente”, portanto). Desse modo, o campo de ondas em toda a região de interesse pode ser determinado.

Embora o modelo de refração espectral baseado no traçado de raios (usado para retro-refração) pudesse, em princípio, ser utilizado também nessa etapa, optou-se pela aplicação de uma formulação diferente. A motivação para tal escolha veio da possibilidade de determinação simultânea do campo de ondas em um grande número de pontos — o modelo de retro-refração avalia um único ponto por simulação — e da maior eficiência computacional possibilitada pelo modelo, que será apresentado a seguir.

4.1. Descrição do modelo numérico

O modelo usado neste capítulo é baseado em duas condições fundamentais implícitas na teoria da refração, quais sejam: a da irrotacionalidade do vetor número de onda (\mathbf{k}):

$$\nabla \times \mathbf{k} = 0 \quad (4.1)$$

e a da conservação do fluxo de energia:

$$\nabla \cdot (\mathbf{C}_g A^2) = 0 \quad (4.2)$$

onde A é a amplitude de uma componente espectral arbitrária.

A solução numérica das equações (4.1) e (4.2) pode ser obtida diretamente, sem a necessidade de traçar raios. A eficiência do modelo é ainda otimizada devido à utilização de um esquema totalmente explícito (Dalrymple, 1988) para a solução das equações diferenciais discretizadas. O modelo numérico é descrito sucintamente no Apêndice B.

A versão espectral do modelo é implementada, de acordo com a linearidade admitida *a priori*, através da simples superposição de soluções para componentes individuais. Para tanto, é preciso estabelecer um critério de discretização do espectro que forneça uma solução satisfatória (tanto em frequência quanto em direção) e que seja compatível com os recursos computacionais disponíveis — um computador Pentium 100 MHz.

O esquema utilizado foi o seguinte: reduziu-se a resolução direcional do espectro original de um para três graus em frequências espaçadas de 0,01 Hz — entre 0,05 Hz e 0,12 Hz — e de 0,03 Hz — entre 0,14 Hz e 0,23 Hz. Foram utilizadas, portanto, 382 componentes espectrais por simulação, resultando numa duração média de processamento de duas horas. Tal esquema foi escolhido levando em conta estudos semelhantes feitos por O'Reilly (1991) na costa da Califórnia, em que uma resolução direcional de cinco graus produziu resultados satisfatórios.

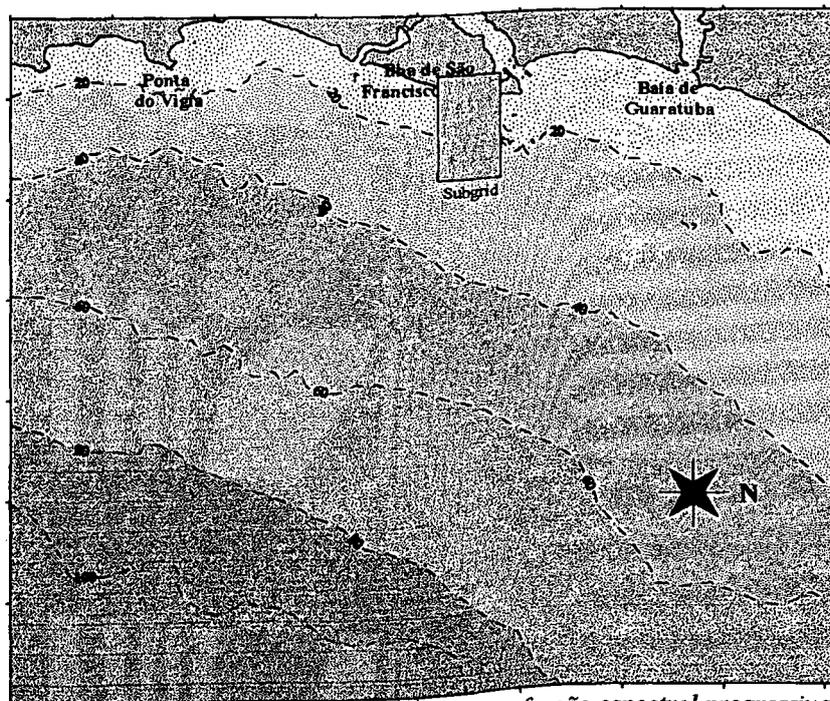


Figura 4.1 - Batimetria usada no modelo de refração espectral progressiva.

A figura 4.1 ilustra a batimetria utilizada nas simulações. O espaçamento da malha numérica resultante é de 250 metros nas direções longitudinal (y) e transversal (x). A extensão longitudinal é de 136 km e a transversal 185 km, num total de 482 391 pontos. Da mesma forma que no capítulo 3, a malha batimétrica utilizada foi construída com base nas cartas náuticas números 1800, 1830 e 1804, elaboradas pela Diretoria de Hidrografia e Navegação da Marinha Brasileira.

4.2. Avaliação da metodologia utilizada

É feita a seguir uma avaliação da metodologia utilizada nesta dissertação — que inclui a determinação do espectro direcional em águas rasas, a sua retro-refração para estimação ao largo e a recomposição do campo de ondas na região costeira. O teste consiste em comparar a reconstituição das características do espectro para o ponto onde se encontra o ondógrafo às mesmas características, medidas pelo instrumento.

As comparações dos espectros medidos e reconstituídos para o ponto de medição podem parecer triviais à primeira vista. No entanto, deve-se ter em mente o espectro direcional reconstituído é obtido através da aplicação de dois programas computacionais de refração cuja única semelhança são os princípios teóricos básicos.

Por simplicidade, os resultados são apresentados em duas etapas: primeiramente se faz uma comparação dos espectros integrados direcionalmente; em seguida, são avaliadas as distribuições direcionais de energia, considerando apenas a frequência de pico.

A figura 4.2 mostra os espectros medido e reconstituído para o evento de ondulação de sudeste do dia 8 de maio, às 7 horas, uma das situações em que a refração é mais intensa.

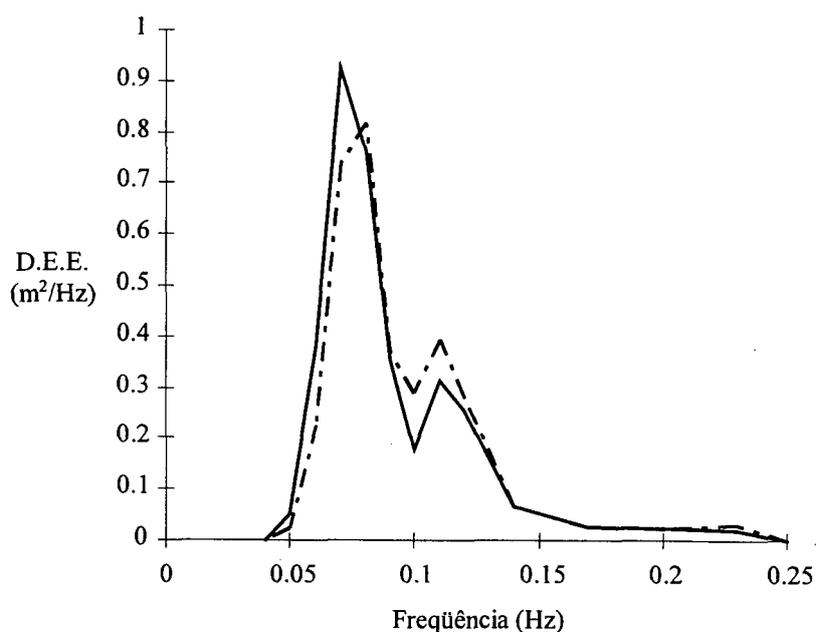


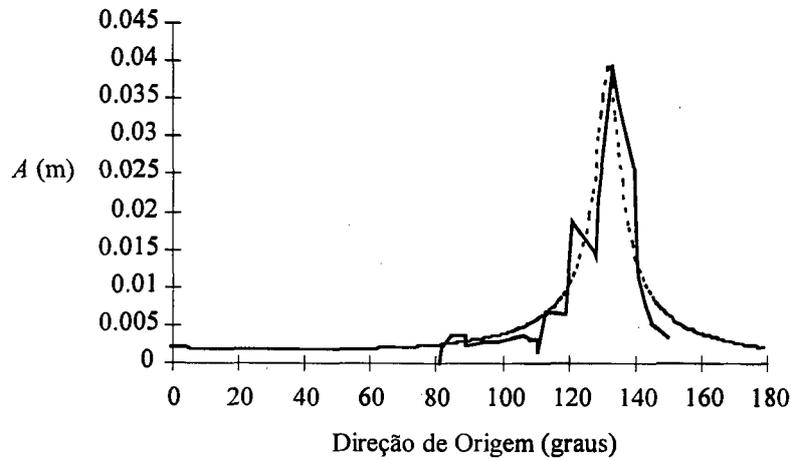
Figura 4.2 - Comparação entre espectros (integrados direcionalmente) medido (linha pontilhada) e reconstituído (linha contínua) para o ponto de medições.

A despeito de uma pequena defasagem no valor da freqüência de pico, que é igual a 0,08 Hz no espectro medido e 0,07 Hz no reconstituído, ambos apresentam uma semelhança notável nas distribuições de energia por freqüência. Observa-se ainda que um pico secundário de energia, centrado em 0,11 Hz, é identificado com exatidão no espectro reconstituído. Pode-se concluir, portanto, que a metodologia utilizada é capaz de reproduzir satisfatoriamente o espectro integrado direcionalmente.

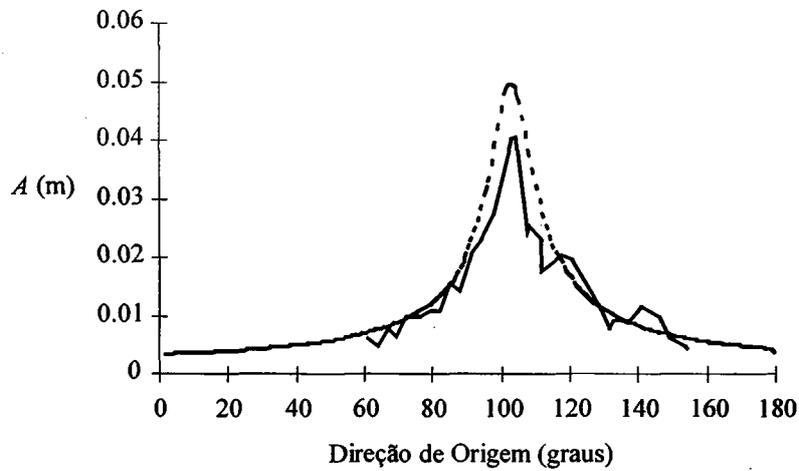
O teste referente à reconstituição da distribuição direcional de energia por freqüência, ou seja, do espectro direcional completo, feito a seguir, considera dois eventos representativos dos estados de mar com maior probabilidade de ocorrência, quais sejam uma lestadada observada no dia 4 de março e a chegada de ondulações de sudeste no dia 8 de maio.

A figura 4.3 ilustra a distribuição direcional de amplitudes¹ na freqüência de pico dos espectros medido (em linha pontilhada) e reconstituído (em linha contínua) para ambos os casos. No caso das ondulações de sudeste (figura 4.3a), a diferença entre valores de amplitude na

direção dominante ($\theta_p = 133^\circ$) é de 2,4 %. Para a lertada (figura 4.3b), a diferença entre valores de amplitude na direção dominante ($\theta_p = 103^\circ$) é de 15,4 %.



(a)



(b)

Figura 4.3 - Distribuição direcional de energia à frequência de pico para os espectros medido (linha pontilhada) e reconstituído (linha contínua). Datas: (a) 08 de maio de 1996, 07:00h; (b) 04 de março de 1996, 01:00 h.

A semelhança entre as curvas permite afirmar que metodologia se mostra também eficaz para a reconstituição da forma original da distribuição direcional de energia.

Para concluir a avaliação da metodologia, é feita uma comparação da energia total, com base nos valores de altura significativa, dos espectros medido e reconstituído, considerando agora

¹ Por definição, o valor da amplitude é igual à raiz quadrada de duas vezes a densidade de energia.

os oito eventos estudados no capítulo anterior. A tabela 4.1 mostra os resultados obtidos. O erro médio é de apenas 2,36 %, o que demonstra a precisão do método nos estados de mar tipicamente observados na região de estudos.

Tabela 4.1. Tabela comparativa entre valores de altura significativa (H_s) reconstituídos pelo modelo de refração espectral e medidos pelo ondógrafo

	Dia/Hora	Hs águas profundas (metros)	Hs calculada (metros)	Hs medida (metros)	Erro da estimativa (%)
Caso 1	01/02/96 04:00	0,63	0,58	0,59	-1,69
Caso 2	25/04/96 22:00	1,46	1,32	1,38	-4,35
Caso 3	01/03/96 22:00	1,74	1,63	1,67	-2,40
Caso 4	04/03/96 01:00	1,64	1,55	1,57	-1,27
Caso 5	08/05/96 01:00	0,83	0,68	0,69	-1,45
Caso 6	08/05/96 07:00	0,92	0,79	0,76	+3,95
Caso 7	08/05/96 22:00	0,65	0,58	0,57	+1,75
Caso 8	09/05/96 10:00	0,54	0,51	0,50	+2,00

Com auxílio da tabela 4.1, pode-se perceber que em todos os casos a refração provoca uma redução da H_s desde o largo até o ponto de medição, o que está de acordo com os resultados obtidos no capítulo anterior. Como esperado, as reduções foram mais intensas nos espectros que apresentaram concentração de energia nas frequências mais baixas.

4.3. Determinação da distribuição espacial de energia

Para determinação da distribuição espacial de energia foi selecionado um “subgrid” da malha completa, que corresponde à área em torno da monobóia da Petrobrás que, por sua vez, está sujeita a intenso tráfego de embarcações. O subgrid é indicado por um retângulo em destaque na figura 4.1. A figura 4.4 é um detalhe da região selecionada, localizando as principais referências utilizadas a seguir.

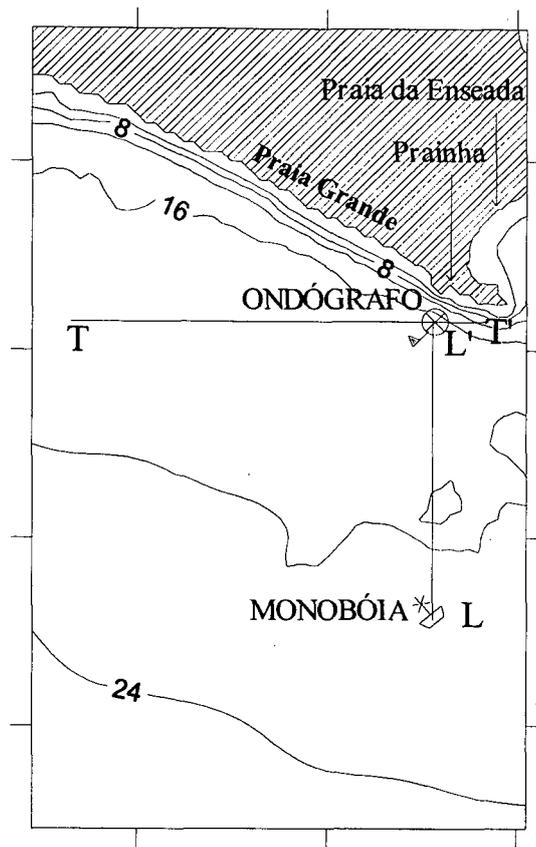


Figura 4.4 - Localização do ondógrafo e da monobóia da Petrobrás no trecho selecionado para análise da distribuição espacial de alturas significativas.

As figuras 4.5 a 4.8 mostram a distribuição espacial de H_s na região considerada para a ocorrência de vagas de sul-sudeste (figura 4.5) e de ondulações de sudeste (figuras 4.6 a 4.8). A escolha de uma seqüência de figuras referentes à evolução de um evento de chegada dispersiva se deve ao fato de este apresentar espectros cujas freqüências de pico aumentam com o passar do tempo, o que permite uma avaliação da relação entre este parâmetro e a intensidade da refração.

A solução para vagas de sul-sudeste (caso 2, tabela 4.1), mostrada na figura 4.6, evidencia uma distribuição de H_s bastante uniforme. Isso se deve ao fato de a energia, nesse caso, encontrar-se concentrada em freqüências relativamente altas (o período de pico é igual a 6,0 segundos), as quais são insensíveis aos efeitos de refração, exceto nas imediações da linha de costa. O mesmo comportamento é verificado nos casos 1 e 3 da tabela 4.1, cuja distribuição de H_s foi omitida, que também apresentam energia concentrada em alta freqüência.

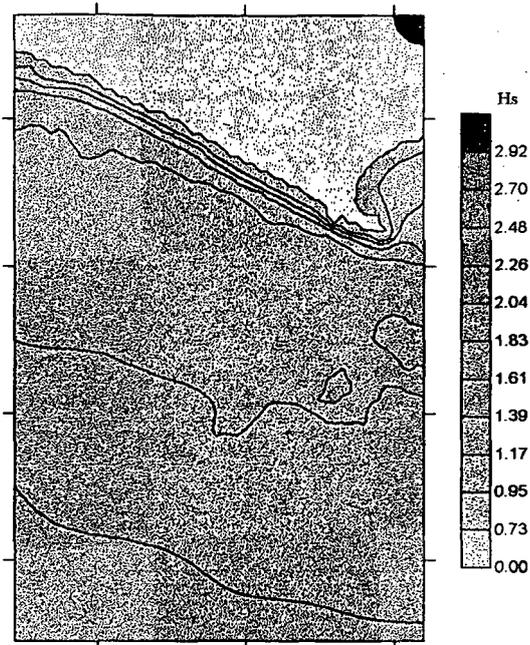


Figura 4.5 - Distribuição espacial de H_s para um evento de vagas de sul-sudeste, caso 2 da tabela 4.1.

As figuras 4.6 a 4.8 evidenciam que, na medida em que os espectros apresentam concentrações maiores de energia em frequências mais baixas, os efeitos refrativos tornam-se mais intensos, provocando o aparecimento de zonas de convergência (áreas tendendo ao vermelho) e divergência (áreas tendendo ao amarelo) de energia.

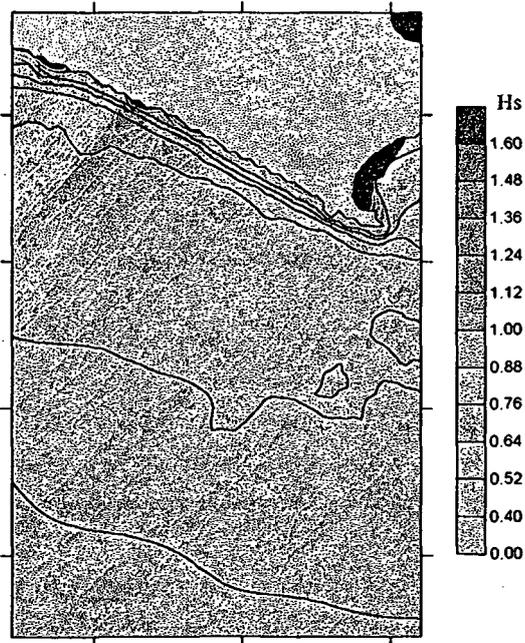


Figura 4.6 - Distribuição espacial de H_s para um evento de ondulações de sudeste, caso 5 da tabela 4.1.

É importante salientar que o campo de ondas ao longo da praia da Enseada não é bem resolvido pelo modelo utilizado neste capítulo, uma vez que nessa região efeitos difrativos, não admitidos nas equações (4.1) e (4.2), tornam-se importantes. A amplificação de alturas prevista, evidenciada pela mancha magenta, é irreal, resultando da ocorrência de cáusticas.

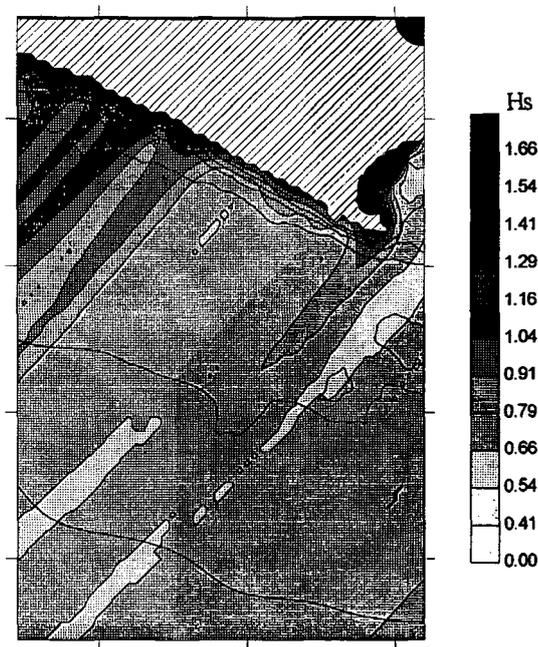


Figura 4.7 - Distribuição espacial de H_s para um evento de ondulações de sudeste, caso 6 da tabela 4.1.

Na figura 4.6 a frequência de pico é igual a 0,06 Hz ($f_p = 0,06$ Hz; $T_p = 16$ seg) e a intensidade do processo é tal que ocorre a formação de áreas de convergência e divergência bastante pronunciadas. A evolução do evento implica no aumento da frequência de pico, que passa a 0,07 Hz ($f_p = 0,07$ Hz; $T_p = 14$ seg), e na atenuação dos efeitos refrativos, evidenciada pela maior homogeneidade na distribuição espacial de alturas significativas (figura 4.7). Na situação seguinte (figura 4.8), a frequência de pico aumenta ainda mais ($f_p = 0,08$ Hz; $T_p = 12$ seg) e a refração, conseqüentemente, torna-se menos intensa.

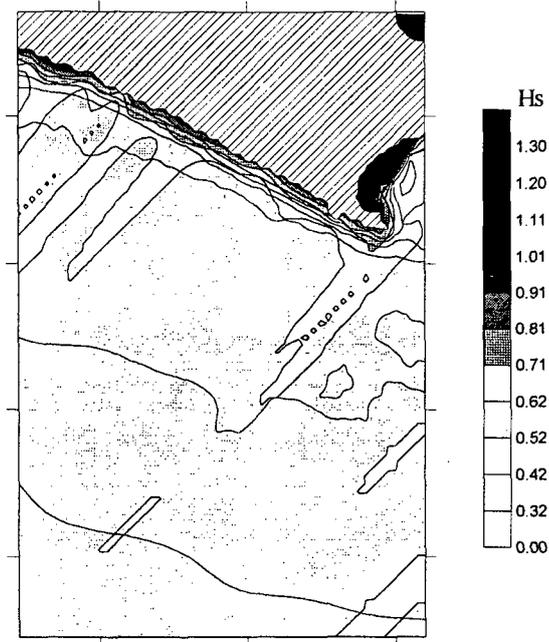
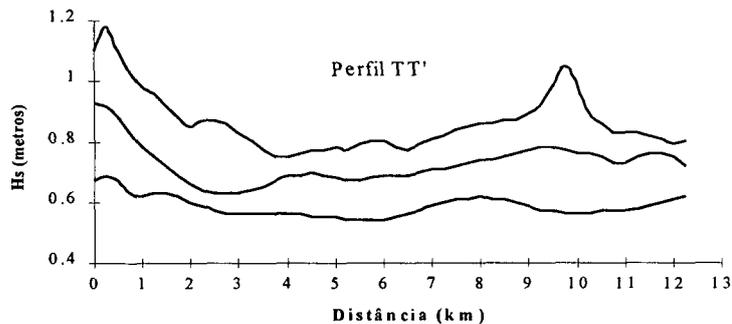
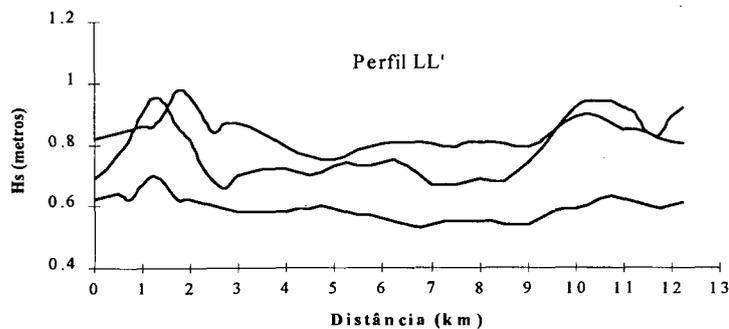


Figura 4.8 - Distribuição espacial de H_s para um evento de ondulações de sudeste, caso 7 da tabela 4.1.

As figuras 4.9a e 4.9b reproduzem as variações da altura significativa ao longo dos perfis LL' e TT' indicados na figura 4.4.



(a)



(b)

Figura 4.10 - Variação de H_s nos perfis (a) TT' e (b) LL' indicados na figura 4.5. Azul: Caso 5. Vermelho: Caso 6. Verde: Caso 7.

CAPÍTULO 5

CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES

Uma metodologia para estudo da transformação de ondas em águas rasas é proposta e aplicada para diversos estados de mar na costa de São Francisco do Sul, litoral norte de Santa Catarina. A metodologia inclui a estimação do espectro ao largo a partir de medições pontuais junto à costa e a reconstituição do campo de ondas em diversos pontos da região costeira.

Os resultados de uma bem sucedida e inédita campanha de medições direcionais de onda são utilizados para determinação do clima de ondas do verão e outono da região costeira de São Francisco do Sul. Quatro estados de mar predominantes são identificados e associados aos padrões meteorológicos que lhes deram origem. São eles:

1) Lestada (cerca de 60 % das ocorrências):

- Direção: leste e leste-sudeste
- Período de pico: 5 a 10 segundos
- Alturas significativas: 0,3 a 1,5 metros

2) Ondulação de Sudeste (cerca de 20% das ocorrências):

- Direção: sudeste
- Período de pico: 8 a 15 segundos
- Alturas significativas: 0,5 a 2,5 metros

3) Vagas de Leste-Nordeste (cerca de 7 % das ocorrências):

- Direção: leste-nordeste
- Período de pico: 3 a 8 segundos
- Alturas significativas: 0,3 a 1,5 metros

4) Vagas de Sul-Sudeste (cerca de 5 % das ocorrências):

- Direção: sul-sudeste
- Período de pico: 4 a 8 segundos
- Alturas significativas: 0,5 a 2,25 metros

Um modelo de retro-refração espectral é utilizado com sucesso para determinação das funções governantes da transformação do espectro na região costeira. São calculadas as funções direção inversa (função gama) e de transferência de energia para frequências entre 0,05 Hz e 0,23 Hz, com resolução direcional de um grau.

Duas metodologias para cálculo da distribuição direcional de energia são testadas e comparadas. O método da máxima entropia apresenta resultados fisicamente mais compatíveis com as situações reais de agitação marítima, possibilitando a determinação dos espectros direcionais de energia para diversos estados de mar.

As funções direção inversa e transferência de energia são utilizadas para determinação dos espectros direcionais em águas profundas. Através da análise de oito situações representativas do clima de ondas, conclui-se que a refração provoca uma redução da energia do campo de ondas quando este se propaga desde o largo até o ponto de medições. Observa-se ainda que a redução é mais significativa em espectros que apresentam energia concentrada em baixas frequências.

Finalmente, a reconstituição do campo de ondas próximo à costa de São Francisco do Sul é feita com uso de um modelo numérico de refração “progressiva”. Comparações entre valores de altura significativa, parâmetro representativo da energia total do espectro, e entre espectros direcionais completos medidos e calculados constata que a metodologia de estudo das transformações do espectro em águas rasas apresentada nesta dissertação produz bons resultados na área selecionada para os estudos.

O estudo da distribuição espacial de alturas significativas evidencia que espectros com energia concentrada em altas frequências são praticamente insensíveis aos efeitos da refração. Os

efeitos da refração em espectros com energia em baixas frequências resultam no aparecimento de áreas de convergência e divergência de energia e, conseqüentemente, numa distribuição espacial bastante variável de alturas significativas.

Uma das possibilidades de aplicação da metodologia proposta é estimar as alturas significativas em pontos arbitrários. A título de exemplificação, a tabela 5.1 mostra os valores de altura significativa para o largo, a localização da monobóia Petrobrás e o ondógrafo direcional.

Tabela 5.1. Alturas significativas no largo, na localização da monobóia PETROBRÁS e no ponto de medições.

	Dia/Hora	Hs largo (metros)	Hs monobóia (metros)	Hs ondógrafo (metros)
Caso 1	01/02/96 04:00	0,63	0,60	0,59
Caso 2	25/04/96 22:00	1,46	1,41	1,38
Caso 3	01/03/96 22:00	1,74	1,68	1,67
Caso 4	04/03/96 01:00	1,64	1,54	1,57
Caso 5	08/05/96 01:00	0,83	0,76	0,69
Caso 6	08/05/96 07:00	0,92	0,83	0,76
Caso 7	08/05/96 22:00	0,65	0,58	0,57
Caso 8	09/05/96 10:00	0,54	0,51	0,50

A metodologia apresentada nesta dissertação poderá ter suas aplicações estendidas a praias que apresentam relevo submarino simples, como as encontradas nos litorais sul e norte-nordeste do país.

Efeitos não-lineares não considerados no presente estudo poderão ser incorporados ao modelo de refração “progressiva” apresentado no capítulo 4. O esquema numérico adotado neste modelo poderá ainda incluir modelos estatísticos que descrevem a dissipação de energia no interior da zona de arrebentação, permitindo ampliar suas aplicações a estudos sobre a dinâmica de correntes litorâneas e de outros processos litorâneos.

A ampliação da rede de medições direcionais ao longo do litoral brasileiro, prevista para os próximos anos, permitirá que a metodologia de estimação do espectro direcional em águas profundas seja aperfeiçoada e estendida para outros trechos da costa. A existência de tal rede permitirá ainda a aplicação de métodos mais robustos de determinação das condições ao largo, como a proposta em O'Reilly & Guza (1996), da qual a técnica discutida presentemente é apenas uma modesta parte.

APÊNDICE A

REPRESENTAÇÃO ESPECTRAL DO CAMPO DE ONDAS

O estado real do mar não pode ser satisfatoriamente aproximado por uma única onda senoidal plana. A superfície do oceano responde à atuação de ventos cuja estrutura é turbulenta e irregular e que podem ainda apresentar variações de intensidade e de direção no tempo e no espaço, resultando na geração de um campo de ondas também irregular.

A variação no tempo da forma da superfície do oceano, deslocada de sua posição de equilíbrio pela presença de um campo de ondas irregular, é reproduzida na figura A.1.

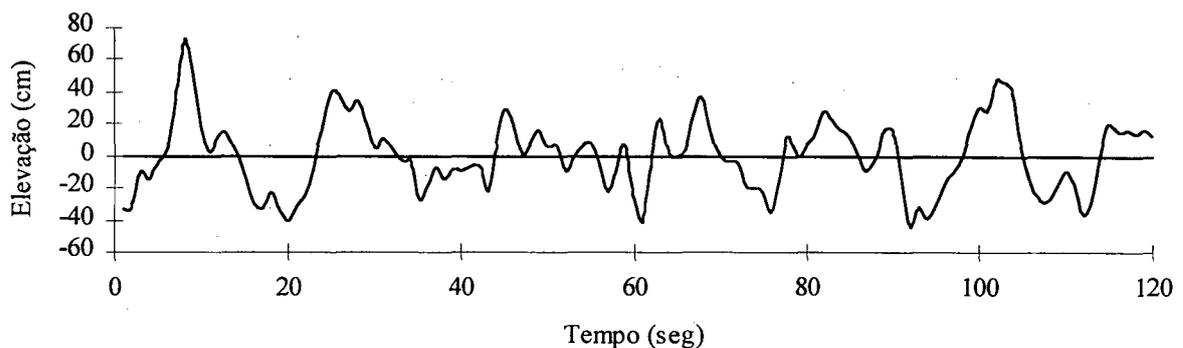


Figura A.1 - Trecho de um registro da elevação da superfície livre (azul) medido em São Francisco do Sul no dia 8 de maio de 1996 às 07:00 horas. A linha vermelha indica o nível de médio do mar (posição de equilíbrio).

A representação mais conveniente para o estado de aparente confusão de um campo de ondas irregular é a simples superposição de um grande número de ondas (componentes) regulares, que possuem amplitudes (A), frequências (f) e fases aleatórias (ε) individuais (figura A.2). A representação permite a aplicação de metodologias simples e bem conhecidas, desenvolvidas com base na teoria linear (Vide Dean & Dalrymple, 1984; e Phillips, 1966; por exemplo), para o estudo da propagação de um campo de ondas irregular.

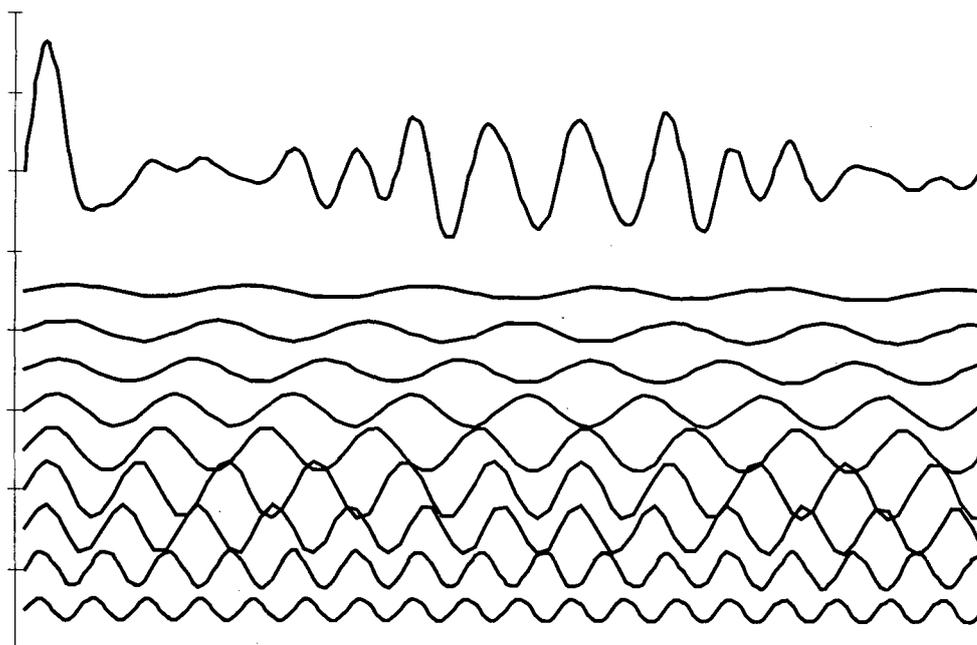


Figura A.2 - Registro da posição da superfície livre ao longo do tempo (curva preta na parte superior) como um somatório de ondas regulares.

A energia transportada por cada componente é proporcional ao quadrado de sua amplitude. Portanto, a forma mais simples e conveniente de se representar a distribuição de energia do campo de ondas completo, a partir do conhecimento da variação da posição da superfície livre no tempo, é através do espectro de energia em frequência, é ilustrado na figura A.3 considerando as nove componentes da figura A.1.

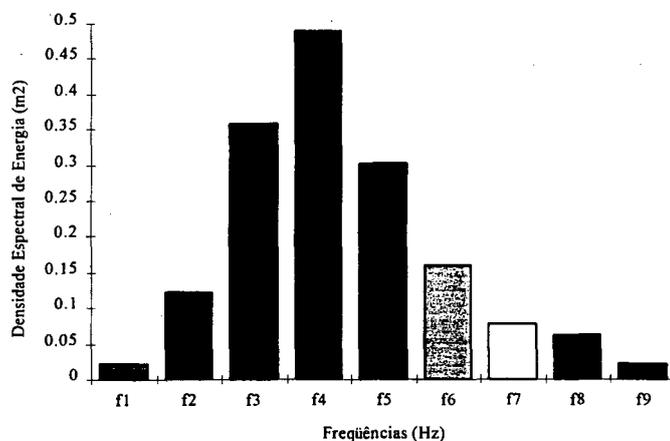


Figura A.3 - Espectro de energia em frequência do campo de ondas representado na figura A.1.

As figuras mostradas acima não consideram um aspecto importante, que também pode ser determinado a partir das medições feitas em São Francisco do Sul: as componentes de um campo de ondas possuem também direções de propagação distintas e individuais (figura A.4).

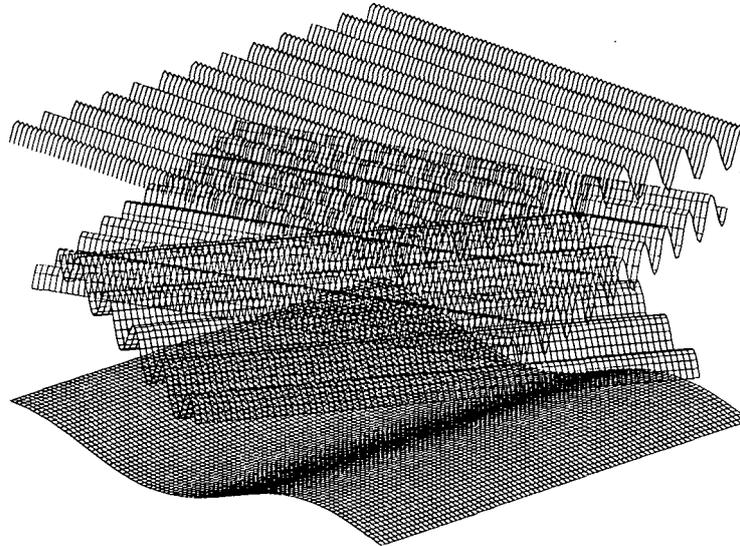


Figura A.4 - Esquema tridimensional da sobreposição de componentes.

Uma representação mais detalhada do campo de ondas requer, portanto, a inclusão de informações sobre a direção de propagação (θ) de cada componente. Em consequência das hipóteses apresentadas acima, a posição da superfície livre (η) pode ser descrita pela série:

$$\eta(x, y, t) = \sum_{n=1}^{\infty} A_n \cos(k_n x \cos \theta_n + k_n y \sin \theta_n - 2\pi f_n t + \varepsilon_n) \quad (\text{A.1})$$

onde k_n é o módulo do vetor número de onda e ε_n a fase aleatória de uma componente n .

A função densidade espectral direcional de energia $E(f, \theta)$ de cada componente é, então, expressa por:

$$E(f, \theta) = \frac{1}{2} A^2(f, \theta) \quad (\text{A.2})$$

onde $A(f, \theta)$ é a amplitude da componente.

A função (A.2) pode ser calculada através da aplicação de técnicas de análise espectral, sendo a mais utilizada a transformada discreta de Fourier. A distribuição direcional de energia por frequência pode ser parametrizada ou então determinada com a utilização de técnicas estatísticas, sendo um exemplo o método da máxima entropia citado no capítulo 3. O resultado final é a obtenção de uma representação eficaz, para fins de aplicação, do campo de ondas completo: o espectro direcional de energia (vide figura 2.2, capítulo 2).

Uma revisão dos métodos de análise espectral aplicados em estudos de variáveis ambientais é apresentada em Kay & Marple (1981). A metodologia específica utilizada no presente estudo é descrita em Longuet-Higgins et al. (1961), Melo (1980), Lygre & Krogstad (1986), Marple (1987) e Kuik et al. (1988).

APÊNDICE B

MODELO NUMÉRICO DE REFRAÇÃO ESPECTRAL

O modelo de refração do espectro direcional utilizado no capítulo 4 é uma versão do modelo de refração de ondas monocromáticas proposto em Dalrymple (1988). As equações diferenciais governantes [equações (4.1) e (4.2)] são resolvidas por diferenças finitas através de um esquema numérico totalmente explícito.

A figura B.1 mostra um detalhe da malha numérica empregada e o módulo de discretização utilizado para solução numérica das equações diferenciais em cada ponto (i,j) , para cada componente espectral n .

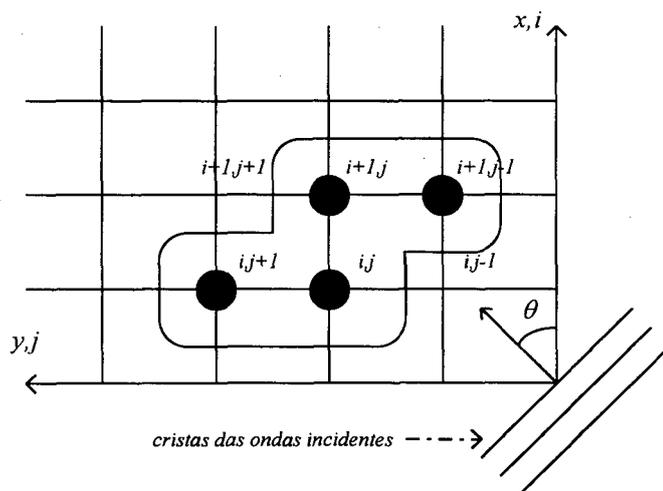


Figura B.1 - Detalhe da malha numérica e do módulo de discretização

B.1. Discretização da equação de irrotacionalidade do número de onda

Para um referencial cartesiano, a equação (4.1) pode ser reescrita como:

$$\frac{\partial k_n \operatorname{sen} \theta_n}{\partial x} - \frac{\partial k_n \operatorname{cos} \theta_n}{\partial y} = 0 \quad (\text{B.1})$$

onde θ_n é o ângulo de propagação da onda para um referencial trigonométrico com origem no eixo x e k_n é o módulo do vetor número de onda, ambos para uma componente arbitrária n , dado pela solução da relação de dispersão:

$$2\pi f_n = (gk_n \tanh k_n h)^{1/2} \quad (\text{B.2})$$

sendo f_n a frequência da componente n , h a profundidade local e g a aceleração da gravidade.

Por simplicidade, serão utilizadas as notações:

$$A_n = k_n \operatorname{sen} \theta_n \quad (\text{B.3})$$

$$B_n = k_n \operatorname{cos} \theta_n \quad (\text{B.4})$$

Por definição, tem-se ainda a relação:

$$B_n = \sqrt{k_n^2 + A_n^2} \quad (\text{B.5})$$

A discretização da equação (B.1) é efetuada através de diferenças centrais em x e em y , com Δx e Δy intervalos de discretização nestes eixos, respectivamente. As diferenciais em x são avaliadas num ponto intermediário $(i+1/2, j)$. Dessa forma, são obtidas expressões na forma:

$$\left(\frac{\partial B_n}{\partial y} \right)_{i+1/2, j} = r \left[(B_n)_{i, j+1} - (B_n)_{i, j} + (B_n)_{i+1, j} - (B_n)_{i+1, j-1} \right] \quad (\text{B.6})$$

e:

$$(A_n)_{i+1,j} = (A_n)_{i,j} + r \left[(B_n)_{i,j+1} - (B_n)_{i,j} + (B_n)_{i+1,j} - (B_n)_{i+1,j-1} \right] \quad (\text{B.7})$$

onde a razão entre intervalos de discretização r é:

$$r = \frac{\Delta x}{2\Delta y} \quad (\text{B.8})$$

A equação (B.7) pode ser resolvida semi-implicitamente, sendo necessárias iterações para a determinação de (B.6), que possui um termo desconhecido no ponto futuro $(i+1, j)$. Dalrymple (1988) propõe, em vez disso, a utilização de uma formulação totalmente explícita que faz uso da relação (B.5). Após pequena manipulação algébrica, chega-se à expressão:

$$(A_n)_{i+1,j}^2 + 2b_n(A_n)_{i+1,j} + c_n = 0 \quad (\text{B.9})$$

onde os termos b e c representam, respectivamente:

$$b_n = \frac{r \left[(B_n)_{i+1,j-1} - (B_n)_{i,j+1} + (B_n)_{i,j} \right] - (A_n)_{i,j}}{(1+r^2)} \quad (\text{B.10a})$$

$$c_n = \frac{\left\{ \left[(1+r^2)b_n \right]^2 - r^2(k_n)_{i+1,j}^2 \right\}}{(1+r^2)} \quad (\text{B.10b})$$

A raiz positiva da equação do segundo grau (B.9) fornece a equação discretizada em sua forma final:

$$(A_n)_{i+1,j} = -b_n + \sqrt{b_n^2 - c_n} \quad (\text{B.11})$$

Os termos $B_{n+1,j}$ são calculados diretamente de (B.11) em se aplicando a relação (B.5). O ângulo $\theta_{n+1,j}$ é então calculado por:

$$\left(\theta_n\right)_{i,j} = \tan^{-1} \left(\frac{\left(A_n\right)_{i,j}}{\left(B_n\right)_{i,j}} \right) \quad (\text{B.12})$$

A equação (B.11) é resolvida através de um esquema totalmente explícito cujo módulo de discretização é apresentado na figura B.1. O módulo se desloca no sentido positivo ou negativo de acordo com o ângulo de incidência θ_n no contorno externo.

B.2. Discretização da equação de conservação do fluxo de energia

A utilização do esquema totalmente explícito para solução da equação (4.2) é também possível através da substituição do termo diferencial em y no ponto futuro. A equação governante é inicialmente reescrita para um referencial cartesiano:

$$\frac{\partial E_n \cos \theta_n C_{g_n}}{\partial x} + \frac{\partial E_n \sin \theta_n C_{g_n}}{\partial y} = 0 \quad (\text{B.13})$$

onde C_g é a velocidade de propagação da energia (velocidade de grupo), dada por:

$$C_{g_n} = \frac{d\omega_n}{dk_n} = \frac{g}{2k_n} \tanh k_n h \left(1 + \frac{2k_n h}{\sinh 2k_n h} \right) \quad (\text{B.14})$$

Introduz-se então, por simplicidade, os termos \bar{A} e \bar{B} :

$$\bar{A}_n = E_n \cos \theta_n C_{g_n} \quad \text{e} \quad \bar{B}_n = E_n \sin \theta_n C_{g_n} \quad (\text{B.15})$$

As expressões discretizadas para as diferenciais em x e em y são obtidas de forma análoga às mostradas no item anterior. A relação:

$$(B_n)_{i+1,j} = (A_n)_{i+1,j} \left(\frac{\text{sen}(\theta_n)_{i+1,j}}{\text{cos}(\theta_n)_{i+1,j}} \right) \quad (\text{B.16})$$

é utilizada para eliminação dos termos das diferenciais em y no ponto futuro. A forma final da equação discretizada é, então:

$$(\bar{A}_n)_{i+1,j} = \frac{(\bar{A}_n)_{i,j} + r \left[(\bar{B}_n)_{i+1,j-1} - (\bar{B}_n)_{i,j+1} + (\bar{B}_n)_{i,j} \right]}{1 + r \left(\frac{\text{sen}(\theta_n)_{i+1,j}}{\text{cos}(\theta_n)_{i+1,j}} \right)} \quad (\text{B.17}).$$

B.3. Testes de validação da versão espectral

A versão espectral para o modelo monocromático apresentado em Dalrymple (1988) tem por base a linearização admitida no presente estudo. Dessa forma, o campo de ondas irregulares é obtido através de uma simples superposição das soluções para as componentes espectrais senoidais regulares. Os ângulos $(\theta_n)_{i,j}$ e as alturas $(H_n)_{i,j}$ das n componentes consideradas em cada simulação são obtidas diretamente da solução das equações (B.11) e (B.17), em cada ponto. A altura é dada por:

$$(H_n)_{i,j} = \left(\frac{8(\bar{A}_n)_{i,j}}{C_{g_n} \text{cos}(\theta_n)_{i,j}} \right) \quad (\text{B.19})$$

A solução evolui no espaço linha a linha, sendo, portanto, consideradas apenas duas linhas por vez, o que permite reduzir o espaço de memória necessário para a solução numérica de uma malha extensa. O modelo calcula os ângulos e alturas de uma componente por vez em todos os pontos de uma linha. A altura significativa (H_s) é obtida para cada ponto, ao fim de uma rodada, através da equação:

$$Hs_{i,j} = \left[2 \sum_{todas n} ([H_n]_{i,j})^2 \right]^{1/2} \quad (B.20)$$

O modelo espectral inclui diversas modificações ao código original, que visam aumentar a eficiência computacional, fundamental para casos que envolvem um grande número de componentes espectrais — no presente estudo foram utilizadas 382 componentes por simulação, com um tempo médio de processamento de duas horas num computador Pentium 100 MHz.

O código produzido foi testado em duas situações. Na primeira buscou-se um problema com solução analítica conhecida (vide Dean & Dalrymple, 1984, p. ex.): a propagação de ondas senoidais inicialmente planas numa praia também plana com contornos batimétricos paralelos e alinhados ao eixo x . Para diversas condições iniciais com ângulos de incidência, frequências e alturas diferentes o modelo forneceu a solução exata. As figuras B.2a e B.2b mostram os resultados para ondas que incidem com ângulos iguais a zero e a 35° , respectivamente.

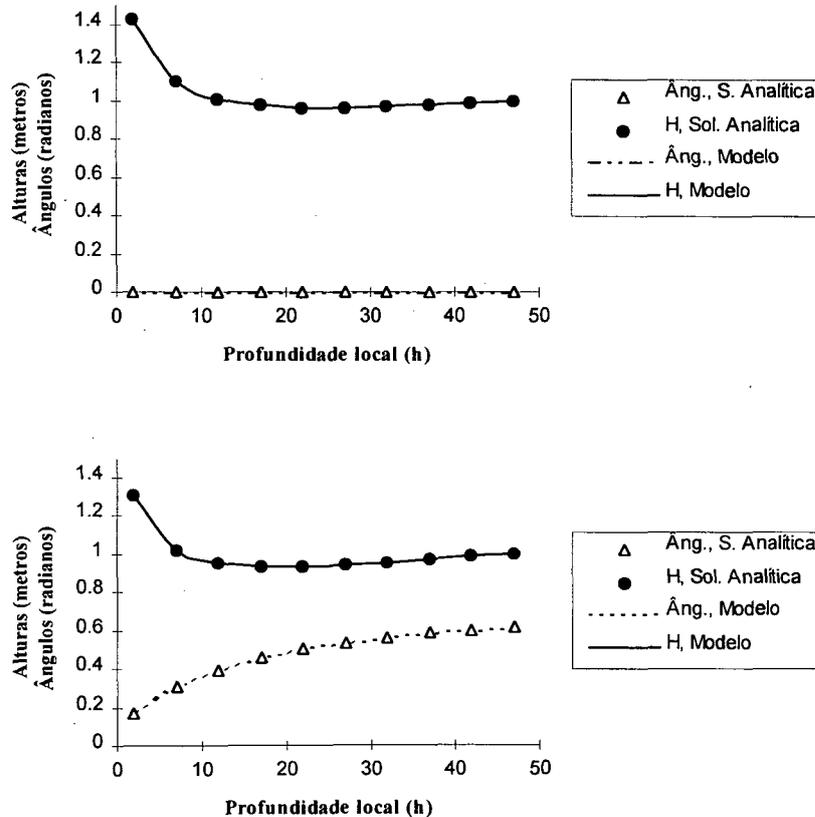


Figura B.2 - Testes com praia plana. Comparações entre resultados do modelo e solução analítica para (a) ângulo inicial = 0 e (b) ângulo inicial = 35° .

A segunda situação considerou a propagação de um espectro com 50 componentes numa praia também plana. Dessa vez, a comparação foi feita utilizando medições realizadas em laboratório por Mase & Kirby (1992), cujo detalhamento é apresentado em Kirby & Ozkhan (1994). Neste teste foi incluída uma rotina para determinar o decaimento da altura significativa (H_s) na zona de arrebentação, baseada no modelo de dissipação de energia proposto em Thornton & Guza (1983).

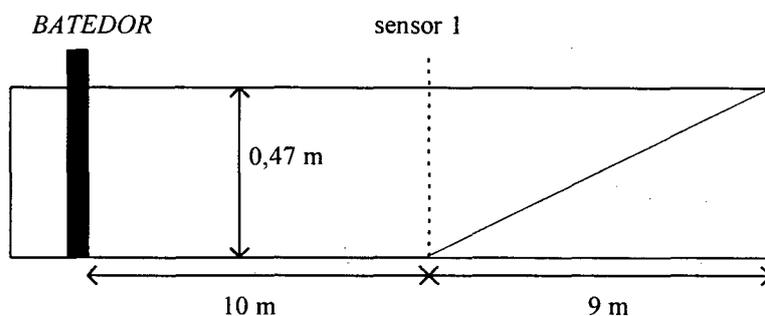


Figura B.3 - Representação esquemática da batimetria utilizada no experimento de Mase & Kirby (1992).

A batimetria utilizada no experimento de Mase & Kirby (1992) é reproduzida na figura B.3. As ondas são geradas num trecho de profundidade constante (0,47 metro) por um batedor (ver figura B.3). Foram utilizados 12 sensores igualmente espaçados ao longo do trecho em declive, a partir do ponto indicado na figura (sensor 1). Os resultados das comparações considerando os 12 sensores, feitas com base nos valores de altura significativa, são mostrados na tabela B.1 e na figura B.4.

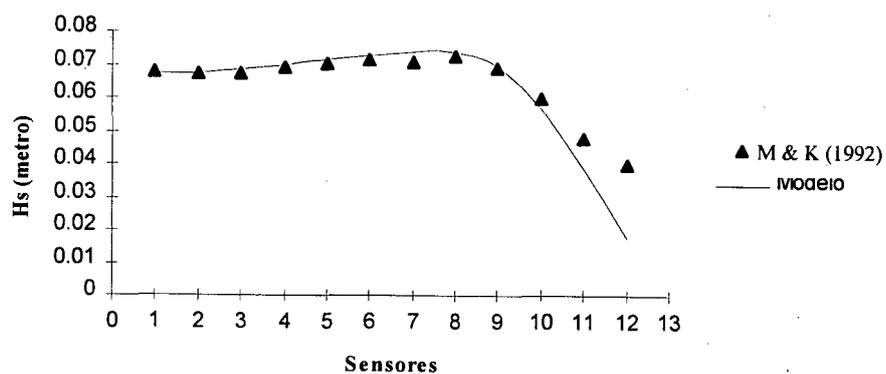


Figura B.4 - Propagação de espectro em praia plana. Alturas significativas: calculadas pelo modelo de refração espectral e medidas por Mase & Kirby (1992).

Tabela B.1 - Valores de Hs medidos no experimento de Mase & Kirby (1992) e calculados pelo modelo de refração espectral. Os erros são relativos às medições.

Sensor	Hs (metros) M&K (1992)	Hs (metros) Modelo	Erro (%)
1	0,0676	0,0670	-0,89
2	0,0672	0,0670	-0,30
3	0,0671	0,0682	1,64
4	0,0688	0,0694	0,87
5	0,0701	0,0713	1,71
6	0,0715	0,0726	1,54
7	0,0710	0,0741	4,37
8	0,0728	0,0742	1,92
9	0,0692	0,0695	0,43
10	0,0598	0,0568	-5,02
11	0,0480	0,0388	-19,17
12	0,0400	0,0173	-56,75

Como se pode verificar, os resultados do modelo compararam favoravelmente com as medições, inclusive no interior da zona de arrebentação.

ANEXO I

FUNÇÕES GOVERNANTES DA REFRAÇÃO ESPECTRAL

FIGURAS COMPLEMENTARES AO CAPÍTULO 3

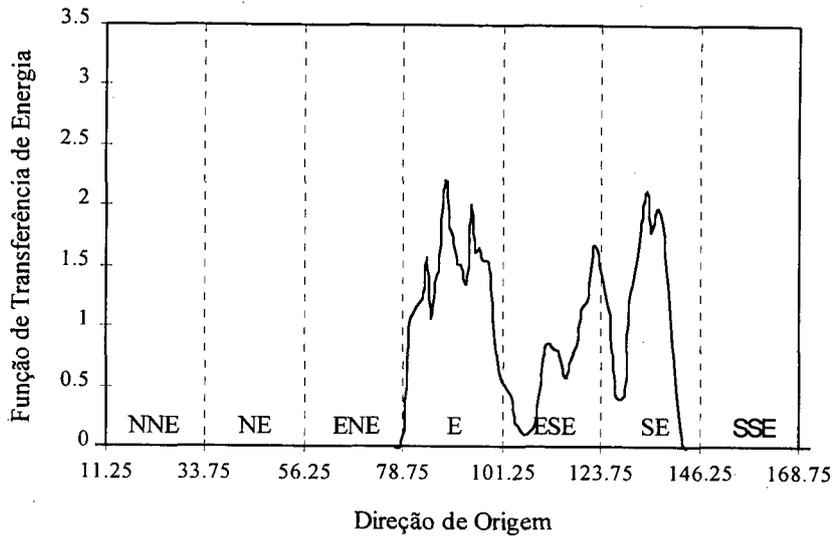


Figura I.1 - Função de transferência de energia raso-profundo (E_0/E) por direção de origem em águas rasas para $f = 0.06$ Hz

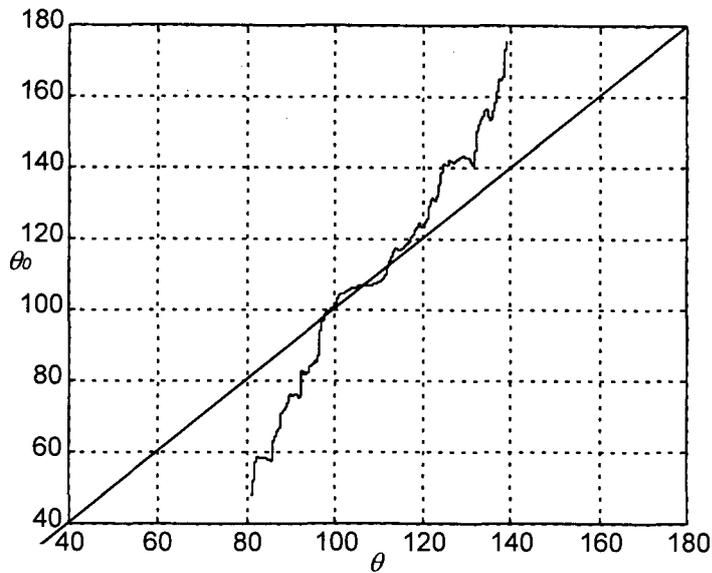


Figura I.2 - Função gama para $f = 0.06$ Hz.

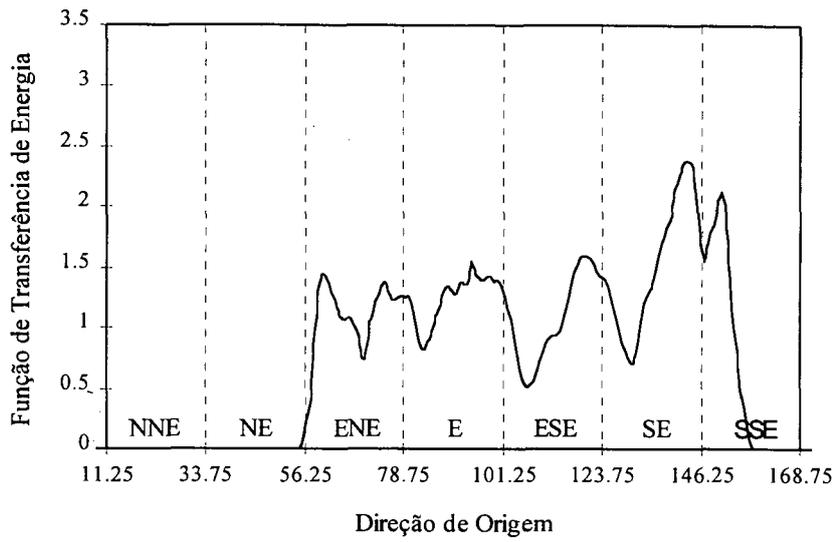


Figura 1.3 - Função de transferência de energia raso-profundo (E_Q/E) por direção de origem em águas rasas para $f = 0.12$ Hz

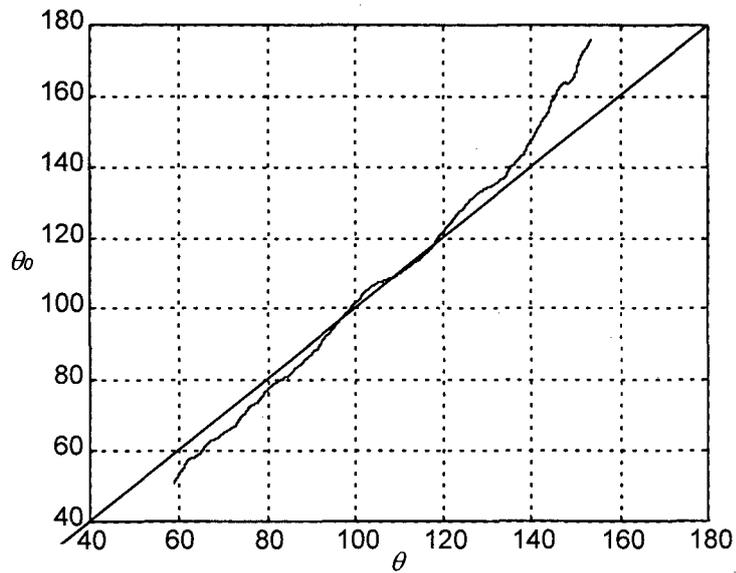


Figura 1.4 - Função gama para $f = 0.12$ Hz.

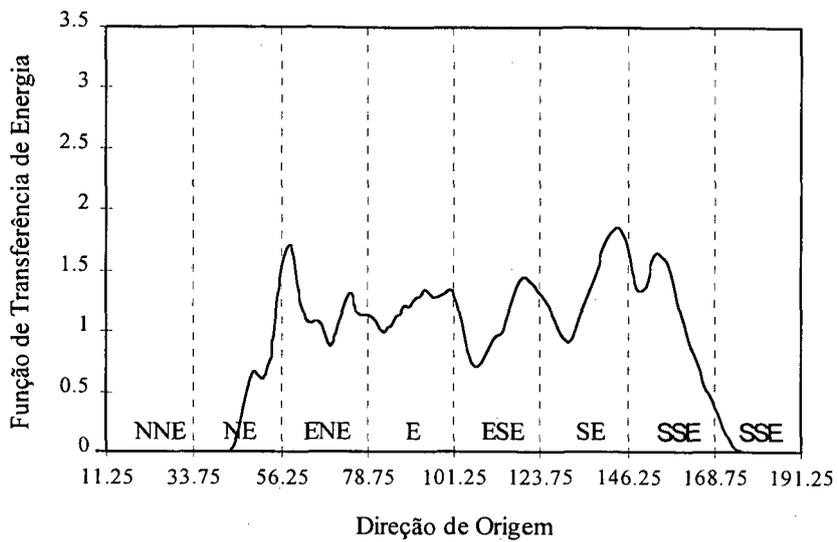


Figura 1.5 - Função de transferência de energia raso-profundo (E_0/E) por direção de origem em águas rasas para $f = 0.14$ Hz

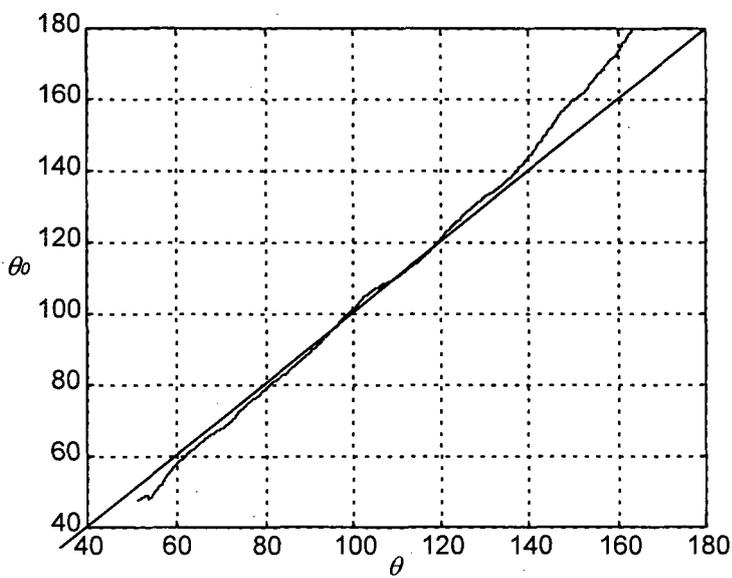


Figura 1.6 - Função gama para $f = 0.14$ Hz.

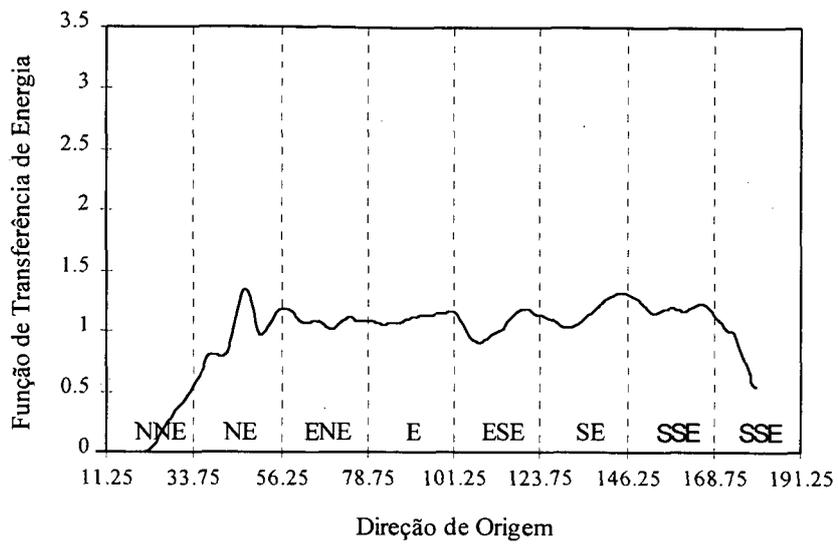


Figura 1.7 - Função de transferência de energia raso-profundo ($E(\theta)/E$) por direção de origem em águas rasas para $f = 0.17$ Hz

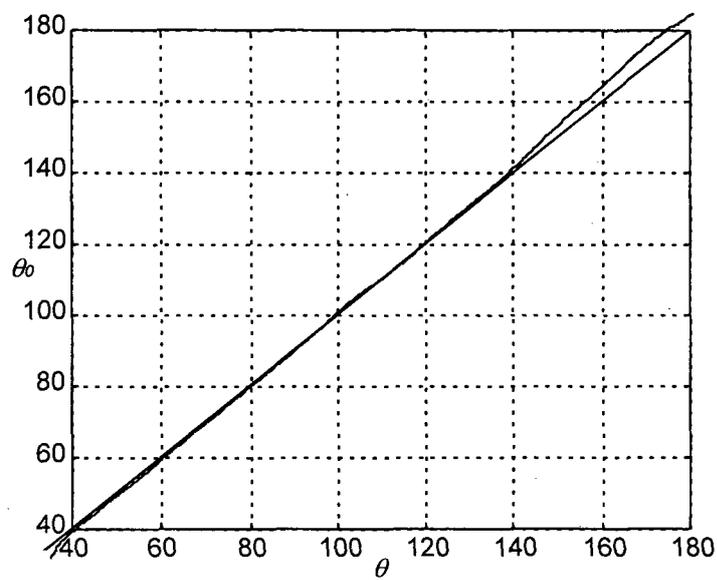


Figura 1.8 - Função gama para $f = 0.17$ Hz.

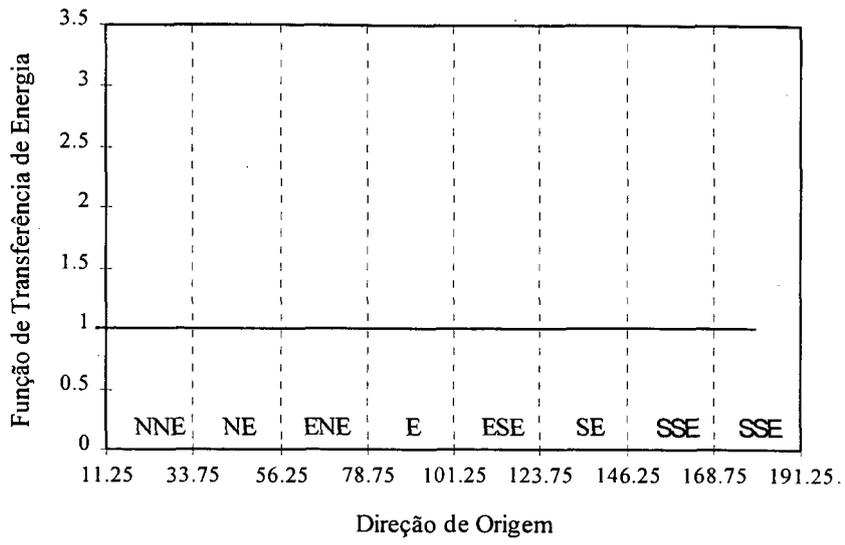


Figura 1.9 - Função de transferência de energia raso-profundo (E_0/E) por direção de origem em águas rasas para $f = 0.23$ Hz

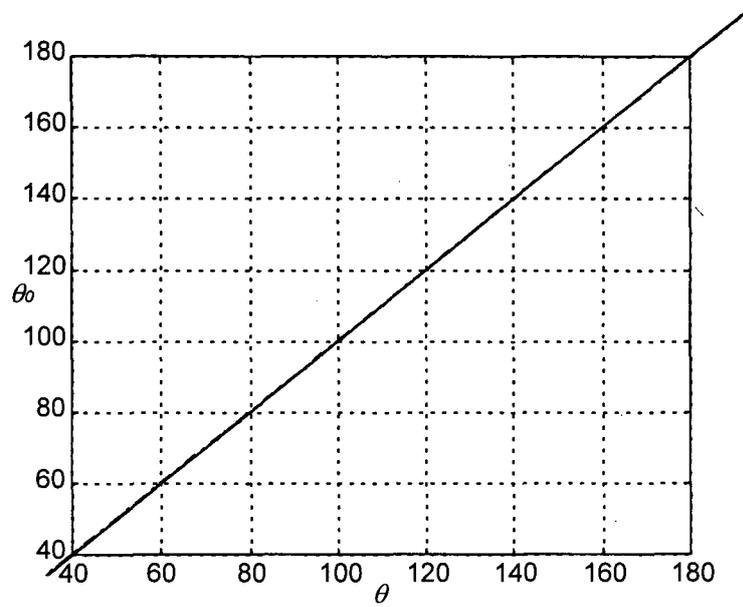


Figura 1.10 - Função gama para $f = 0.23$ Hz.

ANEXO II

ESPECTROS DIRECIONAIS DE ENERGIA

FIGURAS COMPLEMENTARES AO CAPÍTULO 3

Espectro Direcional de Energia

Data: 01/02/96 04:00

Vagas de Leste-Nordeste

$f_p = 0,15$ Hz

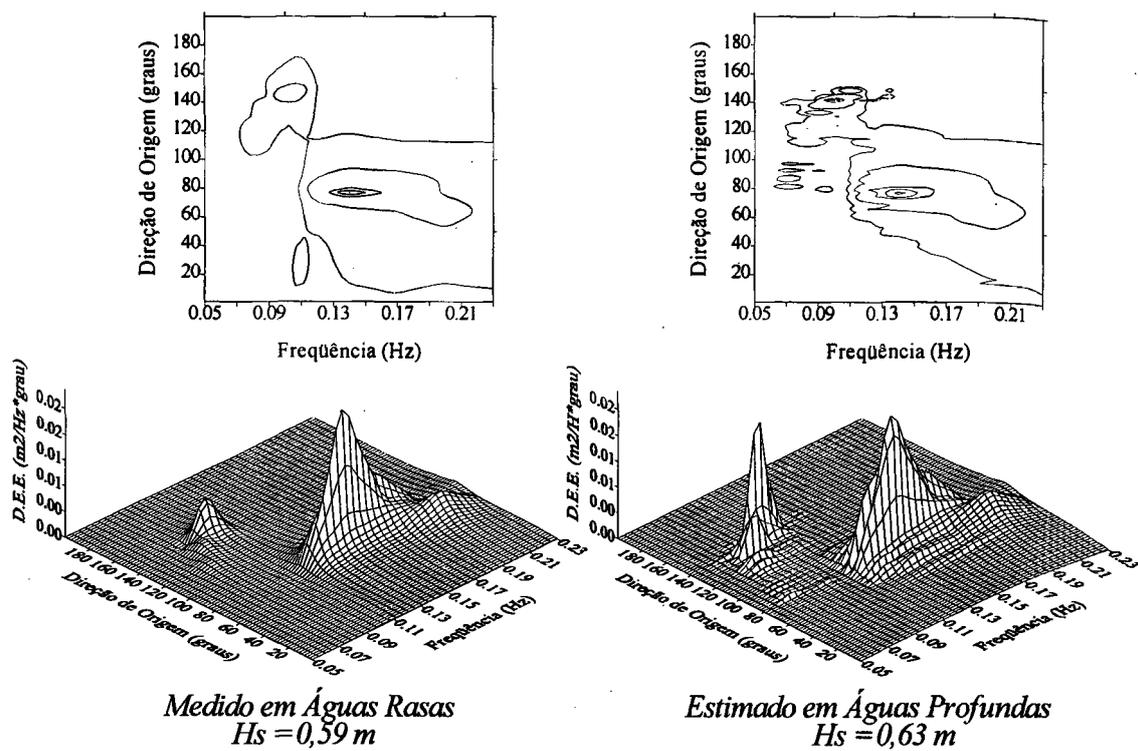


Figura II.1 - Espectro direcional medido em águas rasas (à esquerda) e de referência em águas profundas (à direita) para o dia 01 de fevereiro de 1996 às 04:00 horas.

Espectro Direcional de Energia
Data: 25/04/96 22:00
Vagas de Sul-Sudeste
 $f_p = 0,17$ Hz

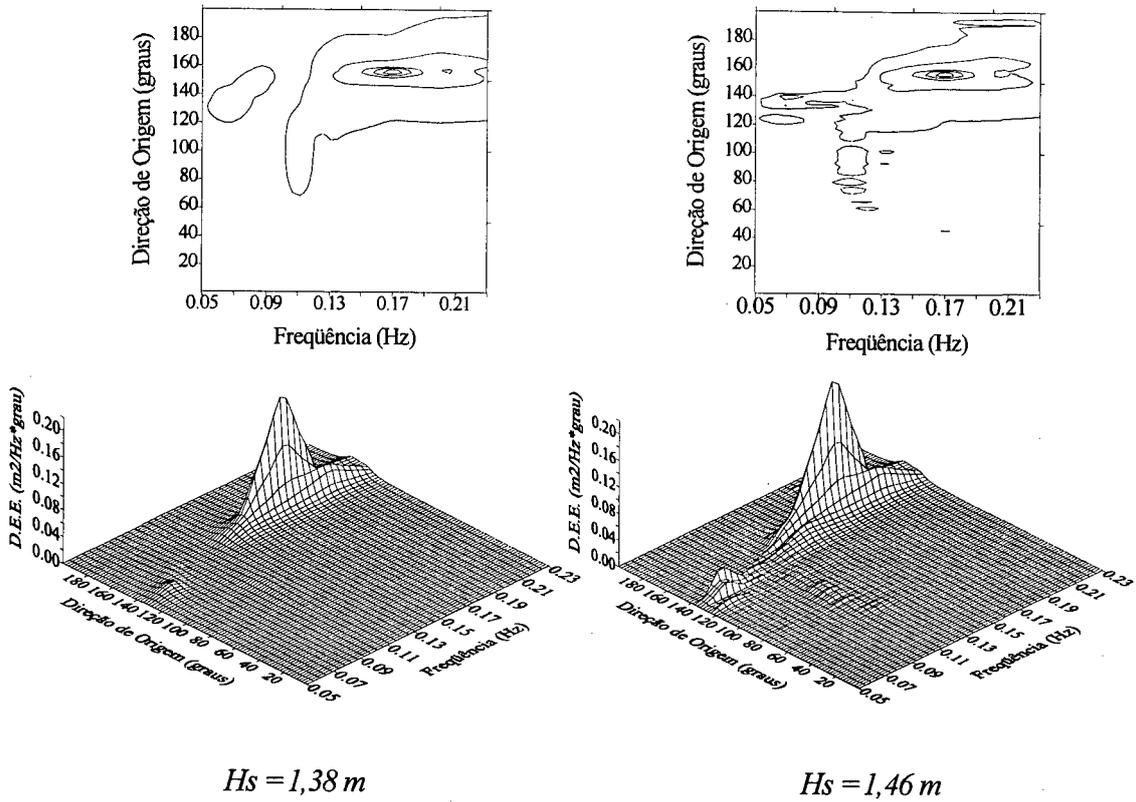


Figura II.2 - Espectro direcional medido em águas rasas (à esquerda) e de referência em águas profundas (à direita) para o dia 25 de abril de 1996 às 22:00 horas.

Espectro Direcional de Energia
Data: 08/05/96 01:00
Ondulação de Sudeste (Estágio Inicial)
 $f_p = 0,06$ Hz

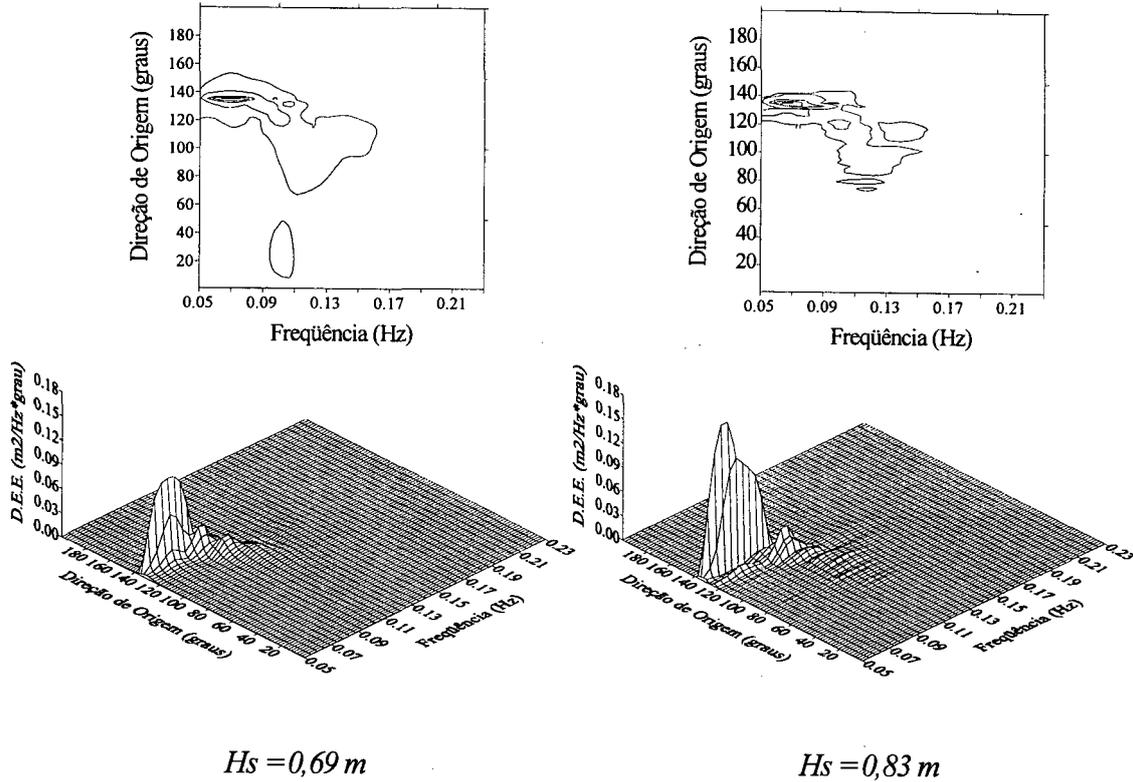


Figura II.3 - Espectro direcional medido em águas rasas (à esquerda) e de referência em águas profundas (à direita) para o dia 08 de maio de 1996 às 01:00 horas.

Espectro Direcional de Energia
Data: 08/05/96 22:00
Ondulação de Sudeste (Estágio Intermediário II)
 $f_p = 0,08 \text{ Hz}$

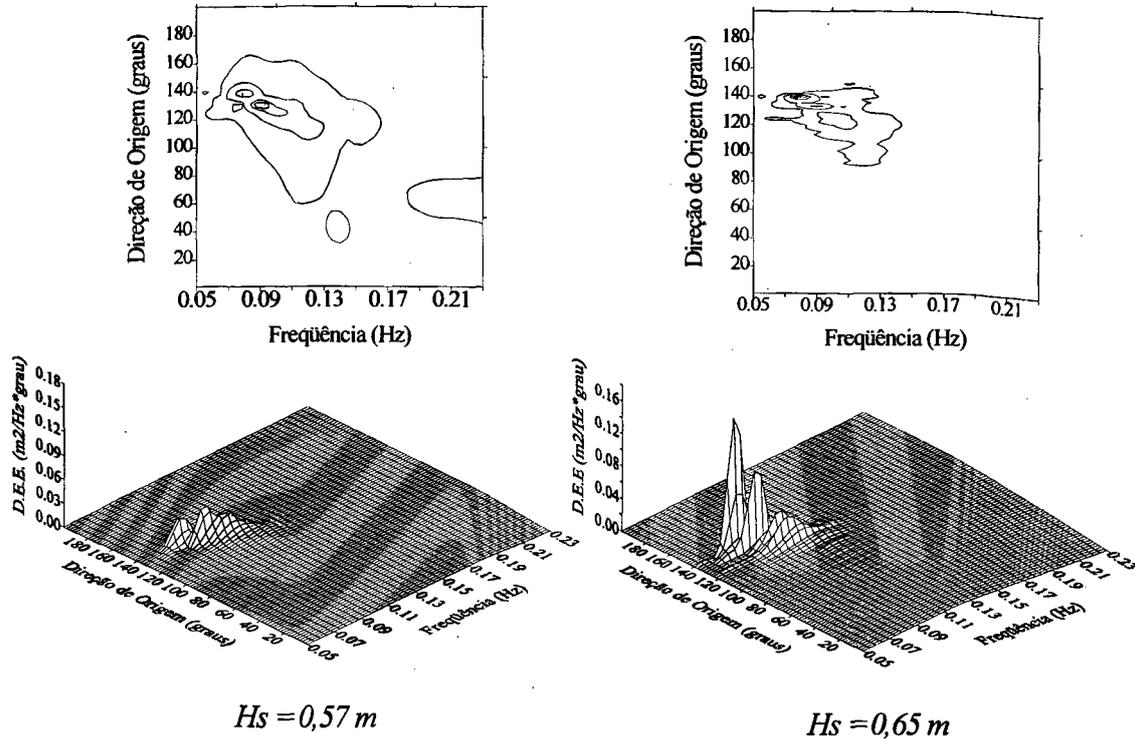


Figura II.4 - Espectro direcional medido em águas rasas (à esquerda) e de referência em águas profundas (à direita) para o dia 08 de maio de 1996 às 22:00 horas.

Espectro Direcional de Energia
 Data: 09/05/96 10:00
 Ondulação de Sudeste (Estágio Final)
 $f_p = 0,10 \text{ Hz}$

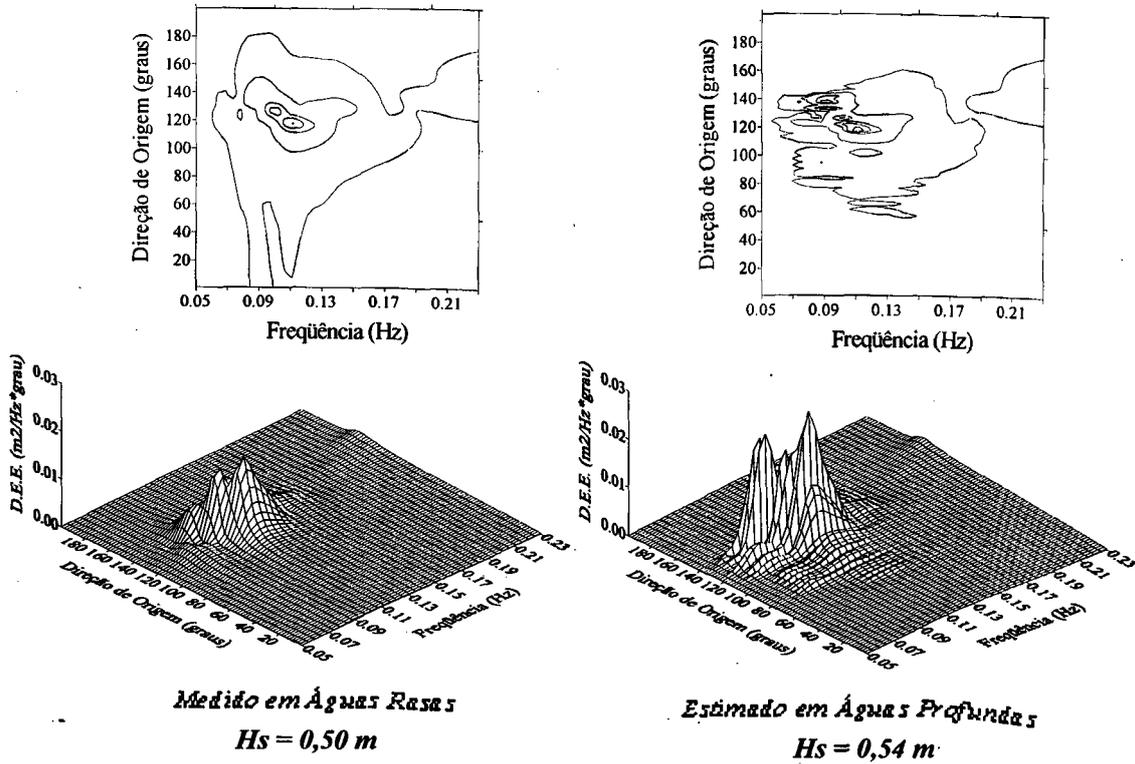


Figura II.5 - Espectro direcional medido em águas rasas (à esquerda) e de referência em águas profundas (à direita) para o dia 09 de maio de 1996 às 10:00 horas.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- CAPON, J. High resolution frequency-wavenumber spectrum analysis. **Proc. IEEE**, 57, pp. 1408-1418. 1969.
- DALRYMPLE, R. A.. Model for refraction of water waves. **J. Waterways, Port, Coastal and Ocean Engineering**, v. 114, nº 4. pp. 423-435. 1988.
- DEAN, R. G.; DALRYMPLE, R. A. **Water wave mechanics for engineers and scientists**. World Scientific : Singapura, quarta edição, 353 p.. 1984.
- DONELAN, M. A.; HAMILTON, J.; HUI, W. H. Directional spectra of wind generated waves. **Phil. Trans. R. Soc. London**, A 315, pp. 509-562. 1985.
- GODA, Y. **Random seas and design of maritime structures**. University of Tokyo Press, Tóquio. 323 p.. 1975.
- GUZA, R. T.; THORNTON, E. B. Local and shoaled comparisons of sea surface elevations, pressures and velocities. **J. Geophys. Res.**, V 85, C3, pp. 1524-1530. 1980.
- KAY, S. M.; MARPLE, S. L. Spectrum analysis - a modern perspective. **Proc. IEEE**, vol. 69 (11), pp. 1380-1419. 1981.
- KINSMAN, B.. **Wind waves**. Dover Publications, Nova York. 676 p. 1965.
- KIRBY, J; OZHKAN, T.. **Combined refraction/diffraction model for spectral wave conditions - user's manual**. Report nº CACR-94-04. 68 p. 1994.
- KUIK, A. J.; VLEDDER, G. P.; HOLTHUIJSEN, L. H.. A method for the routine analysis of pitch-and-roll buoy wave data. **J. Physical Oceanography**, v. 18, pp. 1020-1034. 1988.

- LEMÉHAUTÉ, B.; WANG, J. D. Wave spectrum changes on sloped beach. **J. Waterway, Port, Coastal and Ocean Division**, Vol. 108, No. WW1, p. 33-47, 1982.
- LYGRE, A.; KROGSTAD, H. E. Maximum entropy estimation of the directional distribution in ocean wave spectra. **J. Phys. Oceanogr.**, Vol. 16, pp. 2052-2060. 1986.
- LIMA, L. C. E. ; SATYAMURTI, P. Um estudo observacional da formação e trajetórias de anticiclones extratropicais na América do Sul. **Anais do VII Congresso Bras. Meteorologia**, Vol. 2, pp. 706-710. 1992.
- LONGUET-HIGGINS, M. S. The refraction of sea waves in shallow water. **J. Fluid Dynamics**, Vol. 1, p. 163-176, 1955.
- LONGUET-HIGGINS, M. S. On the transformation of a continuous spectrum by refraction. **Proc. Cambridge Phil. Soc.**, Vol. 53, No. 1, p. 226-229, 1956
- LONGUET-HIGGINS, M. S.; CARTWRIGHT, D. E.; SMITH, N. D.. Observations of the directional spectrum of sea waves using the motions of a floating buoy. **Ocean Wave Spectra**, Prentice-Hall, pp. 111-136. 1961.
- LYGRE, A.; KROGSTAD, H. E.. Maximum entropy estimation of the directional distribution in ocean wave spectra. **J. Physical Oceanography**, v. 16, pp. 2052-2060. 1986
- MARPLE JR., S. L. **Digital spectral analysis with applications**. Prentice-Hall Signal Processing Series. 1987
- MASE, H.; KIRBY, J. T. Modified frequency-domain KdV equation for random wave shoaling. **Proc. 23rd Int. Conf. Coastal Eng.**. Venice, pp. 474-487. 1992.

MELO Fº, E.. **Investigações sobre a análise da agitação marítima**. Tese de mestrado, COPPE/UFRJ, Rio de Janeiro. 138 p. 1980.

MELO Fº, E.; ALVES, J. H. G. M.. Nota sobre a chegada de ondulações longínquas à costa brasileira. **Anais do X Simp. Bras. Recursos Hídricos**. Gramado, RS, ABRH, vol. 5, pp. 362-369, 1993.

MUNK, W. H.; ARTHUR, R. S. Wave intensity along a refracted ray. **Scripps Institution of Oceanography Wave Report**, No. 95, Ref. 51-7, iii, 18 p., 1951.

MUNK, W H.; TRAYLOR, M. A. Refraction of ocean waves: a process linking underwater topography to beach erosion. **The Journal of Geology**, Vol. LV, No. 1, p. 1-26, 1947.

NEVES, C. F. **Um modelo numérico para refração de ondas monocromáticas**. Tese de Mestrado, Prog. Eng. Oceânica, COPPE/UFRJ, Rio de Janeiro. 90 p. 1979.

NIMER, E.. **Climatologia do brasil**. IBGE, Depto. de Rec. Nat. Est. Amb.. Rio de Janeiro. 421 p., 1989.

O'REILLY, W. **Modeling surface gravity waves in the Southern California bight**. Tese de doutorado, SIO/UCSD, San Diego. 89 p. 1991.

O'REILLY, W.; GUZA, R. T. Assimilating coastal wave observations in regional swell predictions. Part 1: Inverse methods. **J. Physical Oceanography**, submetido em abril de 1996.

PEREGRINE, D. H. Interaction of water waves and currents. **Adv. Applied Mechanics**, 16, pp. 9-117. 1976.

PHILLIPS, O. M.. **The dynamics of the upper ocean**. Cambridge University Press, Londres. 265 p. 1966.

REGO, V. **Refração-difração de ondas irregulares: aplicação à praia de Ipanema-Leblon**. Tese de Mestrado, Prog. Eng. Oceânica, COPPE/UFRJ, Rio de Janeiro. 100 p. 1992.

TALJAARD, J. J. Development, distribution and movement of cyclones and anticyclones in the southern hemisphere during the IGY. **J. Applied Meteorology**, v. 6(6), pp. 973-987, 1967.

THORNTON, E. B.; GUZA, R. T. Transformation of wave height distribution. **J. Geophys. Research**, Vol. 88, C10, pp. 5925-5938. 1983.

WMO. **Guide to wave analysis and forecasting**. World Meteorological Organization Report n° 702, Genebra, 190 p.

YOUNG, I. R. On the measurement of directional wave spectra. **Applied Ocean Research**, 16, pp. 283-294. 1994.