

Universidade de São Paulo
Inst. de Astronomia, Geofísica e C. Atmosféricas
Departamento de Ciências Atmosféricas

**Contribuições de *Swell* Gerado em
Tempestades Distantes para o Clima
de Ondas na Costa Brasileira**

Fabício Vasconcelos Branco

Dissertação de Mestrado

Orientador: Ricardo de Camargo

São Paulo, setembro de 2005

“Olha, não sou daqui.
Me diga onde estou.
Não há tempo, não há nada.
Que me faça ser quem sou.
Mas sem parar para pensar.
Sigo estradas, sigo pistas para me achar.
Nunca sei o que se passa.
Com as manias do lugar.
Porque sempre parto antes.
Que comece a gostar.
De ser igual, qualquer um.
Me sentir mais uma peça no final.
Cometendo um erro bobo, decimal.
Na verdade continuo sob a mesma condição.
Distraíndo a verdade, enganando o coração.
Pelas minhas trilhas você perde a direção.
Não há placa nem pessoas informando aonde vão.
Penso outra vez estou sem meus amigos.
E retorno a porta aberta dos perigos.”

(Fernanda Takai, John e Tarcísio Moura)

Agradecimentos

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

Aos meus pais, *Getulio e Nelma* por tudo.

Ao Dr. *José Henrique Gomes de Mattos Alves* pela proposta de pesquisa e orientação.

Ao Dr. *Ricardo de Camargo* pelo apoio durante a jornada do mestrado.

Aos Drs. I. R. Young e H. L. Tolman pela colaboração e auxílio.

Ao Dr. *Davide Franco* pelas dicas da cluster analysis.

À Dra. *Maria Assunção Faus da Silva Dias* pela confiança, auxílio financeira do início, conselhos e aulas.

Às funcionárias *Mariza, Regina, Rose e Bete* pela competência e ajuda nas questões burocráticas do IAG/USP.

Aos amigos e colegas *Marcos Longo, Candida Dewes, Nicole Medhi e Litos, Ana Cláudia, Anas (Luíza e Carolina), América e Linha, Rachel Albrecht, Taciana Toledo, Ana Elizabete, Janini Pereira, Bruno Biazeto, Eder Vendrasco, Demerval Moreira, Raquel Melo, Silvana Paião e Adriana Brasil* pela amizade, sugestões e auxílio em diversos momentos.

Sumário

Lista de figuras	vi
Lista de tabelas	xi
Lista de siglas	xiii
Resumo	xiv
Abstract	xv
1 Introdução	1
2 Ondas	3
2.0.1 Transformação das ondas	5
2.0.2 Representação espectral das ondas	6
2.0.3 Evolução dos campos de onda	8
2.0.4 Aspectos da física de propagação de <i>swell</i>	10
2.1 Modelagem de ondas	13
2.1.1 Vantagens e desvantagens da utilização de modelos numéricos	14
2.1.2 Breve descrição de modelos de ondas	15
3 Climatologia de <i>Swell</i>	20
3.0.3 Histórico da climatologia de <i>swell</i>	22
3.0.4 Histórico da climatologia de <i>swell</i> no Brasil	23
3.1 Climatologia de tempestades	24
3.1.1 Ciclones extra-tropicais	24

3.1.2	Ciclones tropicais	27
3.2	Áreas de geração de <i>swell</i>	28
3.2.1	Técnicas de separação em áreas de geração	29
3.3	Determinação das áreas	30
3.3.1	Ciclones tropicais	31
3.3.2	Ciclones extra-tropicais	33
4	Abordagem Numérica	37
4.1	Modelo WAVEWATCH III	38
4.2	Propagação	38
4.3	Termos fonte	39
4.4	Aspectos numéricos	41
4.4.1	Propagação espacial	42
4.4.2	Propagação intra-espectral	44
4.4.3	Integração dos termos-fonte	46
4.5	Campos de vento e cobertura de gelo	47
5	Análise Qualitativa dos Campos de <i>Swell</i>	48
5.1	Parâmetros integrais	48
5.1.1	Simulação de Controle	49
5.1.2	Áreas tropicais	53
5.1.3	Áreas extra-tropicais	59
5.2	Período de pico	63
5.2.1	Simulação de Controle	64
5.2.2	Áreas tropicais	67
5.2.3	Áreas extra-tropicais	70
6	Climatologia de <i>Swell</i> em Pontos Próximos à Costa	77
6.1	Localização das saídas pontuais	77
6.2	Verificação dos resultados	79
6.3	Agrupamento por regiões semelhantes	84
6.3.1	Aspectos da análise de agrupamento	85

6.4	Contribuição média das áreas de geração	89
6.4.1	Áreas extra-tropicais	90
6.4.2	Áreas tropicais	90
6.5	Distribuição conjunta dos parâmetros integrais	94
6.5.1	Setor sul	94
6.5.2	Setor central	98
6.5.3	Setor nordeste	102
6.5.4	Setor norte	104
7	Conclusões	108
7.1	Áreas de geração de <i>swell</i>	108
7.2	Campos de <i>swell</i>	109
7.3	Climatologia de <i>swell</i> nos setores	111
7.4	Sugestões para trabalhos futuros	113
	Referências	114
	Apêndices	122
A	Resolução da Equação de Onda pela Teoria Linear	123
A.1	Condição de contorno dinâmica na superfície livre	124
A.2	Condição de contorno cinemática na superfície livre	124
A.3	Condição de contorno cinemática no fundo	125
A.4	Relação de dispersão	125
A.5	Elevação da superfície livre	126
A.6	Velocidade de grupo	126
A.7	Transformações das ondas	127
A.7.1	Conservação de energia	127
A.7.2	Empinamento (<i>shoaling</i>)	127
A.7.3	Refração	128
B	Verificação através da Energia Total	130

C Passos para elaboração de agrupamentos hierárquicos

135

Lista de Figuras

2.1	Exemplo de espectro direcional.	8
2.2	Geometria de grande círculo para localização de fonte de <i>swell</i> adaptada de Hanson e Phillips (2001). ϕ representa a latitude, φ a longitude, $\bar{\theta}$ a marcação da fonte e θ_d a distância angular da fonte.	13
3.1	Mapa físico da Antártica.	26
3.2	Representação esquemática para seleção de uma área de geração de <i>swell</i> com dois tipos de trajetórias, não-interrompida (em azul) e interrompida (em verde). Os pontos representam pontos de trajetória, pontos em vermelho representam os pontos de trajetória onde a tempestade alcançou intensidade máxima.	30
3.3	Distribuição dos ciclones tropicais. As cores indicam variações da escala Saffir-Simpson. Do azul ao vermelho correspondem de 1 a 5 respectivamente na escala. Linhas divisórias indicam a delimitação de áreas de geração contendo ciclones tropicais	33
3.4	Distribuição dos ciclones extra-tropicais. As cores indicam a intensidade de cada sistema, azul para centros com valores maiores ou iguais a 980 hPa e vermelho para centros com valores de pressão menores ou iguais a 930 hPa.	35
3.5	Mapa global com as 13 áreas de geração de <i>swell</i>	35
4.1	Grade de frequências utilizada nas simulações deste trabalho.	42
4.2	Grade batimétrica utilizada para as simulações com resolução de $1,25^\circ$ por $1,00^\circ$ em longitude e latitude respectivamente (288 pontos de longitude por 157 pontos de latitude).	44
4.3	Esquema gráfico da grade espectral utilizada para as simulações com resolução de 15° nas direções.	45

5.1	Média total dos campos de altura significativa para os anos de 2000 e 2001.	50
5.2	Média anual dos campos de altura significativa para os anos de 2000 e 2001.	50
5.3	Variações sazonais do campo de diferença entre a média de altura significativa para o ano de 2000 e a respectiva média para a estação do ano.	51
5.4	Média anual do campo de altura significativa (campo superior) e variação sazonal dos campos médios de altura significativa durante o ano de 2000 para a área de geração TSIO.	54
5.5	Média anual do campo de altura significativa (campo superior) e variação sazonal dos campos médios de altura significativa durante o ano de 2000 para a área de geração TNAO.	57
5.6	Média anual do campo de altura significativa (campo superior) e variação sazonal dos campos médios de altura significativa durante o ano de 2000 para a área de geração TSAO.	58
5.7	Média anual do campo de altura significativa (campo superior) e variação sazonal dos campos médios de altura significativa durante o ano de 2000 para a área de geração ETSA.	61
5.8	Média anual dos campos de altura significativa durante o ano de 2000 para as áreas de geração ETSP (campo da esquerda) e ETSI (campo da direita).	62
5.9	Média anual do campo de altura significativa (campo superior) e variação sazonal dos campos médios de altura significativa durante o ano de 2000 para a área de geração ETNA.	64
5.10	Média total dos campos de período de pico para o ano de 2000.	65
5.11	Variações sazonais do campo de diferença entre a média do período de pico para o ano de 2000 e a respectiva média para a estação do ano.	66
5.12	Média anual do campo de período de pico (campo superior) e variação sazonal dos campos médios de período de pico durante o ano de 2000 para a área de geração TSIO.	68
5.13	Média anual do campo de período de pico (campo superior) e variação sazonal dos campos médios de período de pico durante o ano de 2000 para a área de geração TNAO.	70
5.14	Média anual do campo de período de pico (campo superior) e variação sazonal dos campos médios de período de pico durante o ano de 2000 para a área de geração TSAO.	71

5.15	Média anual do campo de período de pico (campo superior) e variação sazonal dos campos médios de período de pico durante o ano de 2000 para a área de geração ETSA.	73
5.16	Média anual dos campos de período de pico durante o ano de 2000 para as áreas de geração ETSP (campo da esquerda) e ETSI (campo da direita).	74
5.17	Média anual do campo de período de pico (campo superior) e variação sazonal dos campos médios de período de pico durante o ano de 2000 para a área de geração ETNA.	75
6.1	Pontos.	78
6.2	Evolução temporal da diferença entre as alturas obtidas na simulação de controle e alturas reconstruídas (valores em metros).	80
6.3	Diagramas de dispersão entre H_{s_c} (simulação de controle) e H_{s_r} para os pontos de saída de 1 a 9 durante os dois anos de simulação. A reta em vermelho mostra o ajuste obtido com a regressão linear.	81
6.4	Diagramas de dispersão entre H_{s_c} (simulação de controle) e H_{s_r} para os pontos de saída de 10 a 18 durante os dois anos de simulação. A reta em vermelho mostra o ajuste obtido com a regressão linear.	82
6.5	Dendrogramas para altura significativa para os dois anos da simulação de controle. Os grupos estabelecidos no nível de 70%, utilizando a métrica Minkowski na metodologia de Ward encontram-se com cores diferentes.	87
6.6	Dendrogramas para período de pico para os dois anos da simulação de controle. Os grupos estabelecidos no nível de 70%, utilizando a métrica euclidiana padronizada na metodologia de Ward encontram-se com cores diferentes.	88
6.7	Dendrogramas para direção de pico para os dois anos da simulação de controle. Os grupos estabelecidos no nível de 70%, utilizando a métrica Minkowski na metodologia de Ward encontram-se com cores diferentes.	89
6.8	Distribuição conjunta de T_p x H_s (coluna da esquerda), θ_p x H_s (coluna central) e θ_p x T_p (coluna da direita) de áreas extra-tropicais para o setor sul (ponto 5) do litoral brasileiro.	96
6.9	Distribuição conjunta de T_p x H_s (coluna da esquerda), θ_p x H_s (coluna central) e θ_p x T_p (coluna da direita) de áreas tropicais para o setor sul (ponto 5) do litoral brasileiro.	97

6.10	Distribuição conjunta de $T_p \times H_s$ (coluna da esquerda), $\theta_p \times H_s$ (coluna central) e $\theta_p \times T_p$ (coluna da direita) de áreas extra-tropicais para o setor central (ponto 8) do litoral brasileiro.	99
6.11	Distribuição conjunta de $T_p \times H_s$ (coluna da esquerda), $\theta_p \times H_s$ (coluna central) e $\theta_p \times T_p$ (coluna da direita) para a área ETNP no setor central (ponto 8) do litoral brasileiro.	100
6.12	Distribuição conjunta de $T_p \times H_s$ (coluna da esquerda), $\theta_p \times H_s$ (coluna central) e $\theta_p \times T_p$ (coluna da direita) de áreas tropicais para o setor central (ponto 8) do litoral brasileiro.	101
6.13	Distribuição conjunta de $T_p \times H_s$ (coluna da esquerda), $\theta_p \times H_s$ (coluna central) e $\theta_p \times T_p$ (coluna da direita) de áreas extra-tropicais para o setor nordeste (ponto 13) do litoral brasileiro.	103
6.14	Distribuição conjunta de $T_p \times H_s$ (coluna da esquerda), $\theta_p \times H_s$ (coluna central) e $\theta_p \times T_p$ (coluna da direita) de áreas tropicais para o setor nordeste (ponto 13) do litoral brasileiro.	105
6.15	Distribuição conjunta de $T_p \times H_s$ (coluna da esquerda), $\theta_p \times H_s$ (coluna central) e $\theta_p \times T_p$ (coluna da direita) de áreas extra-tropicais para o setor norte (ponto 18) do litoral brasileiro.	106
6.16	Distribuição conjunta de $T_p \times H_s$ (coluna da esquerda), $\theta_p \times H_s$ (coluna central) e $\theta_p \times T_p$ (coluna da direita) de áreas tropicais para o setor norte (ponto 18) do litoral brasileiro.	107
7.1	Em vermelho encontra-se a trajetória traçada por uma ondulação com T_p de 12 segundos e θ_p de 200°	113
7.2	Exemplo de um campo de vorticidade vertical em 10 metros de uma tempestade ocorrida na área ETSI. Os vetores indicam o vento em 10 metros utilizado como forçante no modelo de ondas.	114
A.1	Esquema do domínio da solução da teoria linear de ondas.	124
A.2	Formação de grupo como o resultado da superposição de duas ondas.	126
A.3	Esquemas de uma frente de onda se aproximando de uma linha de costa de contornos retos e paralelos.	128

B.1	Evolução temporal da diferença entre a energia obtida na simulação de controle e energia reconstruída (valores em m^2).	131
B.2	Diagramas de dispersão entre E_c (obtida diretamente do modelo) e E_r para os pontos de saída de 1 a 9, durante os dois anos de simulação. A reta em vermelho mostra o ajuste obtido com a regressão linear.	132
B.3	Diagramas de dispersão entre E_c (obtida diretamente do modelo) e E_r para os pontos de saída de 10 a 18, durante os dois anos de simulação. A reta em vermelho mostra o ajuste obtido com a regressão linear.	133

Lista de Tabelas

2.1	Importância relativa dos processos físicos envolvidos em cada tipo de domínio, \otimes - desprezível; \circ - pouca importância; \cdot - significativo; \bullet - dominante. Segundo Young (1999).	16
2.2	Classes de modelos com base na resolução do termo fonte segundo Young (1999). . .	17
3.1	Parâmetros utilizados para confirmação estatística das áreas selecionadas para os ciclones tropicais adaptado de Alves (2006).	31
3.2	Parâmetros utilizados para confirmação estatística das áreas selecionadas para os ciclones extra-tropicais adaptado de Alves (2006)..	34
3.3	Áreas de geração selecionadas.	36
5.1	Definições das estações do ano adotadas neste estudo.	49
6.1	Localização das saídas pontuais.	78
6.2	Ajuste das alturas reconstruídas (H_{sr}) com as alturas de controle (H_{sc}).	83
6.3	Valores de viés, RMS, índice de espalhamento e correlação para cada ponto de saída analisado.	84
6.4	Contribuição média [%] das áreas de geração extra-tropicais.	91
6.5	Contribuição média [%] das áreas de geração tropicais.	92
6.6	Contribuição média [%] das áreas de geração tropicais (continuação).	93
7.1	Síntese da climatologia de <i>swell</i> das áreas com influência em cada setor do litoral, as abreviações int. e pred. significam intervalo de ocorrência e predominante respectivamente.	112
B.1	Ajuste das energias reconstruídas (E_r) com as alturas de controle (E_c).	131

B.2 Valores de viés, RMS, índice de espalhamento e correlação para cada ponto de saída
analisado utilizando a energia total. 134

Lista de Siglas

CE	Ciclone Extra-tropical
CT	Ciclone Tropical
DIA	Discrete Interaction Aproximation
ECMWF	European Centre for Medium-range Weather Forecasts
EMC	Environmental Modeling Center
FNMOC	Fleet Numerical Oceanography Center
GITU	Geophysical Institute Tokyo University
GFS	Global Forecasting System
GISS	Goddard Institute for Space Studies
HN	Hemisfério norte
HS	Hemisfério sul
JTWC	Joint Typhoon Warning Center
MMAB	Marine Modeling and Analysis Branch
MPIM	Max Planck Institut für Meteorologie
NCEP	National Centers for Environmental Prediction
NHC	National Hurricane Center
NDBC	National Data Buoy Center
NOAA	National Oceanic and Atmospheric Administration
RNMI	Royal Netherlands Meteorological Institute
SIO	Scripps Institution of Oceanography

Resumo

Uma técnica para estudo da propagação global de *swell* utilizando modelos numéricos é empregada para investigar a contribuição de *swell* para o clima de ondas no litoral brasileiro. Nesta técnica, o oceano global é dividido em 13 áreas discretas de geração de ondas de acordo com suas características climatológicas. Uma base de dados composta de ondas e *swell* gerados em cada uma destas áreas isoladamente durante dois anos é utilizada para contabilizar os sistemas de *swell* que alcançam o litoral brasileiro. Desta forma, é feita uma descrição de padrões espaciais e temporais retratando a ocorrência de sistemas de *swell*. Através de análise de agrupamento destes padrões, são estabelecidos quatro setores com climatologia de *swell* distinta ao longo da costa brasileira. Os resultados demonstram a importância da ocorrência de *swell* para o clima de ondas do litoral brasileiro. Outro aspecto destacado ao longo deste trabalho é a variação de caráter sazonal das propriedades de campos de *swell* ao longo do ano. Também foram observados padrões de propagação de *swell* no litoral brasileiro com propriedades interessantes, tais como *swell* gerado no Atlântico norte atingindo pontos ao largo da região Sudeste e a chegada de *swell* proveniente do oceano Índico em diversas partes do litoral brasileiro.

Abstract

A technique for studying global ocean swell propagation using a numerical model is used to investigate the contribution of swell to the wave climate at the Brazilian coast. In this technique the global ocean is segmented into 13 discrete areas according to their storm climatology properties. A database composed of windseas and swell generated during two simulation years in each of these areas is used to enumerate swell systems arriving at Brazilian shores. A description of the spatial and temporal patterns depicting the occurrence of swell systems is made. Cluster analysis is used to establish the existence of four separate areas along the Brazilian coastline with different swell climatology. The results generally demonstrate the importance of swell to the local wave climate. Other important finding is the seasonality of swell properties. Finally, some interesting patterns of swell systems observed in the simulations are described, including the occurrence of north Atlantic swell at the south-eastern coast and the arrival of Indian ocean swell at several parts of the Brazilian coast.

Capítulo 1

Introdução

Ondas superficiais de gravidade geradas por vento transformam-se em *swell* quando deixam suas zonas de geração. Sistemas dessa natureza podem se deslocar por longas distâncias, influenciando o clima de ondas de várias regiões do globo. Sua compreensão é fundamental não só em estudos climatológicos, mas em diversas outras aplicações oceanográficas e meteorológicas. Por este motivo, as propriedades do *swell* oceânico são estudadas desde o século passado.

Trabalhos clássicos sobre *swell* oceânico como os de Barber e Ursell (1948), Munk et al. (1963) e Snodgrass et al. (1966) foram pioneiros ao relacionar a ocorrência de *swell* a tempestades ocorridas em áreas distantes do ponto de observação. Estes trabalhos formam a base de grande parte dos estudos realizados sobre a dinâmica destes processos ainda hoje.

Seguindo as bases lançadas pelo trabalho de Alves (2006), o presente estudo utiliza muitas destas propriedades básicas para investigar a contribuição de *swell* para o clima de ondas em pontos situados ao longo da costa brasileira. O objetivo principal é efetuar uma análise qualitativa da importância da ocorrência de *swell* para o clima de ondas em pontos do litoral brasileiro. Para este fim, são utilizados dados de ondas simulados com o uso de um modelo numérico “estado-da-arte”.

A geração dos campos de *swell* segue a metodologia de segmentação de zonas de geração descrita em Alves (2006). A análise realizada visa a descrição das principais características associadas a chegadas de sistemas de *swell*, assim como identificação de padrões sazonais e quantificação da importância de bacias oceânicas remotas para o clima de ondas brasileiro.

Este documento está estruturado da seguinte forma. No capítulo 2 é feita uma introdução

geral sobre ondas de gravidade, com ênfase nas propriedades da física de propagação do *swell*. Neste capítulo, também são abordados aspectos da dinâmica e modelagem de ondas.

Os trabalhos pesquisados sobre climatologia de *swell* e de tempestades são apresentados no capítulo 3. Este capítulo também apresenta a metodologia para segmentação das zonas de geração, que forma a base metodológica do presente estudo como um todo.

No capítulo 4 é feita uma breve descrição do modelo utilizado para as simulações numéricas. Nesta descrição são apresentados alguns detalhes dos processos físicos incluídos no modelo, bem como uma descrição de suas formulações matemáticas e das grades numéricas utilizadas.

Nos capítulos 5 e 6 são apresentados os resultados enfocando as análises dos campos de *swell* e as análises da influência de *swell* na climatologia de pontos ao longo da costa. Considerações finais e sugestões para trabalhos futuros são abordadas no capítulo 7.

Capítulo 2

Ondas

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

Em um determinado local, próximo à costa ou em mar aberto, as ondas superficiais de gravidade geradas por vento (deste ponto em diante denominadas simplesmente por ondas) podem ser classificadas como vagas ou marulho (ondulações). Vagas são ondas que ainda estão na zona de geração, sendo capazes de receber energia do vento. O marulho é composto por ondas que ou se propagam para fora da zona de geração original e/ou não são mais capazes de receber energia do vento. Os termos em inglês para vaga e marulho são *wind sea* e *swell*, respectivamente, sendo amplamente conhecidos e utilizados. Neste trabalho será adotada a terminologia em inglês por ser a mais utilizada em publicações técnicas.

Uma vez geradas, ondas são capazes de se propagar por grandes distâncias na forma de *swell*. Barber e Ursell (1948), Munk et al. (1963) e Snodgrass et al. (1966), através de evidências observacionais, destacam que as principais propriedades do *swell* oceânico são: a propagação por longas distâncias; pouca perda de energia por dissipação viscosa e quebra; pouca modificação por interação com outros sistemas de ondas; e grande concordância com a teoria linear de ondas, podendo ser divididos em sistemas individuais associados com fontes

quase pontuais (tempestades individuais). Uma boa discussão das teorias de propagação de ondas nos oceanos pode ser encontrada em Dean e Dalrymple (1990) e também será abordada posteriormente neste documento.

Diversos livros de dinâmica de fluidos geofísicos dedicam alguns capítulos relacionados aos aspectos físicos e matemáticos do problema de ondas na atmosfera e no oceano. Dentre eles destaca-se o do Pedlosky (1986). Uma descrição detalhada de diversos tipos de ondas ocorrentes no oceano pode ser encontrada em Le Blond e Mysak (1978). Referências completas sobre todos os aspectos de ondas superficiais de gravidade são encontradas em Dean e Dalrymple (1990), Komen et al. (1994) e Young (1999).

Conforme citado anteriormente, uma das propriedades fundamentais que governam a propagação do *swell* é a grande concordância com a teoria linear.

A fundamentação teórica da teoria linear pressupõe que sejam válidas as seguintes hipóteses:

- o meio tem profundidade h constante;
- fluido incompressível, irrotacional e invíscido;
- as ondas são perturbações monocromáticas;
- a altura H das ondas é pequena em relação a h e ao comprimento de onda L , isto é, $H/L \ll 1$ e $H/h \ll 1$.

Detalhes do desenvolvimento da teoria linear de ondas são apresentados em Dean e Dalrymple (1990) e de forma resumida no apêndice A).

Uma das soluções para o problema de ondas, utilizando as considerações citadas anteriormente, é a obtenção da relação de dispersão para ondas:

$$\omega^2 = gk \tanh(kh). \quad (2.1)$$

Por definição uma onda que se propaga percorrerá uma distância relativa a um comprimento de onda L em um período de onda T . Lembrando que $\omega = \frac{2\pi}{T}$ e que $k = \frac{2\pi}{L}$, fica claro que a velocidade de propagação de onda C é

$$C = \frac{L}{T} \quad \text{ou} \quad \frac{\omega}{k}. \quad (2.2)$$

Substituindo a relação de dispersão 2.1 na equação da velocidade de fase (ou celeridade) da onda 2.2 tem-se

$$C^2 = \frac{g}{k} \tanh(kh). \quad (2.3)$$

De maneira similar, substituindo 2.2 em 2.3 encontra-se a relação para o comprimento de onda:

$$L = \frac{gT^2}{2\pi} \tanh\left(\frac{2\pi h}{L}\right). \quad (2.4)$$

As relações 2.1, 2.3 e 2.4 expressam a propriedade dispersiva das ondas. Elas descrevem a maneira na qual um campo de ondas, com várias frequências, irá dispersar de acordo com as diferentes celeridades de suas componentes. Em outras palavras, quando um campo de ondas, formado por componentes com comprimento de onda variado, se propaga para fora de sua área de origem, suas componentes viajarão com velocidades diferentes. As ondas com maior comprimento se propagarão com velocidades maiores que as ondas de menor comprimento, dispersando uma das outras com o passar do tempo.

Devido a propriedade dispersiva das ondas, componentes com frequências similares tendem a formar grupos. A velocidade pela qual grupos de ondas se propagam no oceano é conhecida como velocidade de grupo C_g e é definida por (detalhes encontram-se no apêndice A):

$$C_g = \frac{d\omega}{dk} \quad (2.5)$$

Substituindo a relação de dispersão 2.1 em 2.5 e diferenciado obtém-se

$$C_g = \frac{1}{2} \left[1 + \frac{2kh}{\sinh(2kh)} \right] C. \quad (2.6)$$

A natureza assintótica da função hiperbólica encontrada na equação anterior faz com que $C_g = 1/2C$ em águas profundas e que $C_g = C$ em águas rasas. Em outras palavras, as ondas são dispersivas em águas profundas e não dispersivas em águas rasas.

2.0.1. Transformação das ondas

As principais transformações sofridas pelas ondas ao se aproximarem da costa podem ser explicadas basicamente por dois fenômenos: Empinamento (*shoaling*) e pela refração das ondas. O empinamento está relacionado com a variação da altura das ondas e a refração

com a mudança de direção de propagação das ondas. Ambos, acontecem com a variação da profundidade local.

Outra transformação importante que as ondas sofrem não está associada as variações de profundidade, e sim com a ocorrência de um obstáculo físico que obstrui a propagação da onda ao longo de seu raio original. Esta transformação está associada a difração das ondas.

Uma descrição bem detalhada de todas as transformações que as ondas sofrem pode ser encontrada em Dean e Dalrymple (1990). Nos apêndices (apêndice A) deste documento encontram-se uma breve descrição dos fenômenos citados anteriormente.

2.0.2. Representação espectral das ondas

A superfície do mar não é constituída de uma única onda senoidal. As ondas geralmente aparecem misturadas com diferentes tamanhos, períodos, comprimentos e direções. Uma maneira de representar este problema é a utilização de um modelo espectral de Fourier pelo qual a elevação da superfície da água é aproximada pela superposição linear de formas senoidais definidas por

$$\eta(t) = \sum_{i=1}^N a_i \sin(\omega_i t + \phi_i), \quad (2.7)$$

onde a_i é a amplitude, ω_i a frequência e ϕ_i a fase. O índice i indica a componente no somatório de um grupo de ondas composto por N elementos. Neste somatório, cada componente senoidal deve satisfazer todas as propriedades da teoria linear.

Da equação de energia por unidade de área (A.19), a energia média do perfil de onda pode ser representada como

$$\bar{E} = \frac{\rho_w g}{8} \sum_{i=1}^N H_i^2 \quad (2.8)$$

ou

$$\frac{\bar{E}}{\rho_w g} = \frac{1}{2N} \sum_{i=1}^N a_i^2 = \sigma^2 \quad (2.9)$$

onde σ^2 é a variância do registro.

Desta forma, as componentes de amplitude a_i^2 estão relacionadas com a energia do registro. Quando tem-se o limite de $N \rightarrow \infty$ pode-se representar um espectro contínuo de frequência

$F(f)$, onde

$$F(f)\Delta f = \frac{a_i^2}{2}. \quad (2.10)$$

Caso a área representada pelo espectro seja a variância do registro, têm-se o espectro de variância:

$$\sigma^2 = \int_0^\infty F(f)df. \quad (2.11)$$

O espectro de variância apresenta a grande vantagem de poder considerar registros complexos de elevação da superfície e ao mesmo tempo manter a simplicidade da teoria linear. A ausência da informação de fase não representa problemas na obtenção do espectro. A fase influencia na configuração do registro da elevação da superfície, no entanto não altera a forma do espectro. Este representa a distribuição de energia por freqüências.

Para a inclusão de componentes de onda de direções variadas se torna necessário algumas modificações no modelo de Fourier adotado:

$$\eta(x, y, t) = \sum_{i=1}^N a_i \sin [k_i(x \cos \theta_i + y \sin \theta_i) - \omega_i t + \phi_i], \quad (2.12)$$

onde θ_i corresponde ao ângulo entre o eixo de propagação x e da direção de propagação da componente i -ésima do somatório. A partir desta representação pode-se definir o espectro direcional $F(f, \theta)$ de maneira similar a $F(f)$:

$$\sigma^2 = \int_0^{2\pi} \int_0^\infty F(f, \theta)df d\theta. \quad (2.13)$$

O espectro direcional de freqüência (figura 2.1) define a distribuição de energia nas freqüências e nas direções de propagação das ondas. Do modelo de Fourier proposto em 2.12 pode-se perceber que esta distribuição pode ser escrita alternativamente através do número de onda. Assim, têm-se o espectro no espaço número de onda $Q(k_x, k_y)$, onde k_x e k_y são as componentes do vetor número de onda nas direções x e y respectivamente. O espectro de onda, no espaço número de onda, se relaciona com o espectro direcional de freqüência por:

$$\sigma^2 = \iint Q(k_x, k_y)dk_x dk_y = \iint F(f, \theta)df d\theta. \quad (2.14)$$

Observando que $dk_x dk_y = |\mathbf{k}|dkd\theta$, logo

$$F(f, \theta) = Q(k_x, k_y)|\mathbf{k}|\frac{dk}{df} \quad (2.15)$$

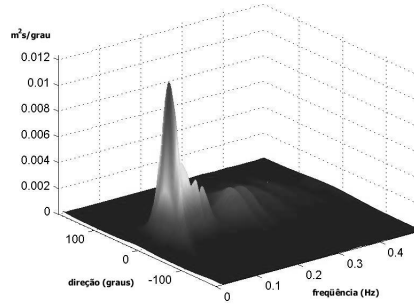


Figura 2.1: Exemplo de espectro direcional.

onde $\frac{dk}{df}$ pode ser obtido da relação de dispersão 2.1. Descrições completas dos espectros de onda também podem ser encontradas em Longuet-Higgins et al. (1963), Ochi (1982), Kuik et al. (1988), Banner (1990) e outros.

2.0.3. Evolução dos campos de onda

A evolução do campo de ondas resulta da interação de diversos processos físicos. Em águas profundas três processos são dominantes: geração devido à ação direta do vento na superfície oceânica, dissipação de energia por arrebentação/interações turbulentas e interações não lineares onda-onda. Desta forma, a evolução do campo de ondas pode ser representada pela equação de conservação da densidade espectral de energia

$$\frac{\partial F}{\partial t} + \mathbf{C}_g \cdot \nabla F = S_{tot}. \quad (2.16)$$

Onde $F = F(f, \theta; x, y, t)$ é o espectro direcional de onda e \mathbf{C}_g é o vetor velocidade de grupo. O termo fonte S_{tot} é tipicamente representado como o somatório de três processos.

$$S_{tot} = S_{in} + S_{nl} + S_{ds} \quad (2.17)$$

Com S_{in} representando a entrada de energia pelo vento, S_{nl} o termo de interações não lineares do tipo onda-onda e S_{ds} é um termo de dissipação por quebra *whitecapping* (Komen et al. 1994; Young 1999).

A geração de ondas depende sobretudo da velocidade, direção, pista (área de atuação do vento) e a duração (tempo) do vento à superfície. Assim, pode-se esperar que a geração de

ondas será mais intensa em áreas com ocorrência de tempestades sobre os oceanos (WMO 1989). A seguir serão apresentados os principais aspectos da física de geração de ondas, detalhes das teorias envolvidas neste processo podem ser encontrados em Komen et al. (1994) e em Young (1999).

Atualmente, sabe-se que a transferência de energia para o campo de onda é ativada pelo atrito superficial aplicado pelo vento proporcional ao quadrado da velocidade do vento. Assim, um pequeno erro na estimativa do vento acarreta em um grande erro na estimativa dos parâmetros de onda.

Nos dias de hoje, formulações matemáticas bem aceitas para determinação do fluxo de energia do vento para o campo de ondas baseiam-se nos trabalhos de Phillips (1957) e Miles (1957).

Para Phillips (1957), escoamentos turbulentos de ar possui pequenas variações de pressão suficientes para a indução de pequenas perturbações sobre a superfície da água, que suportam um crescimento linear de pequenas ondas. As ondeletas que se movem em ressonância com as variações de pressão crescem. Este mecanismo é conhecido na literatura como ressonância de Phillips (ou mecanismo de Phillips). Este mecanismo só é válido para os estágios iniciais de desenvolvimento das ondas sobre um oceano calmo (Komen et al. 1994; WMO 1989).

Quando ondeletas atingem um tamanho no qual começam a interagir com o fluxo de ar acima delas, seu desenvolvimento passa a ser governado pelo o que é chamado de instabilidade do fluxo de cisalhamento. Para descrever matematicamente este processo, Miles apresenta um mecanismo no qual o crescimento das ondas é proporcional ao próprio espectro das ondas, implicando num desenvolvimento exponencial da ordem da razão entre as densidades do ar e da água. Uma forma geral para o termo de entrada pelo vento baseado na teoria de Miles (1957) é:

$$S_{in}(f, \theta) = \frac{\rho_{ar}}{\rho_a} \beta \omega \left(\frac{U}{C} \cos \theta \right)^n F(f, \theta) \quad (2.18)$$

onde $S_{in}(f, \theta)$ representa a contribuição do vento para o espectro de onda, ρ_{ar} e ρ_a são as densidades do ar e da água respectivamente, β é um parâmetro da taxa de desenvolvimento, U é uma velocidade representativa do escoamento na camada limite, C a velocidade de fase de uma componente espectral de frequência f e direção θ e n é determinado empiricamente.

Tolman e Chalikov (1996) propuseram um termo de interação baseado nas equações bidi-

mensionais de Reynolds. A parametrização proposta é da forma:

$$S_{in}(f, \theta) = \beta\omega F(f, \theta), \quad (2.19)$$

onde β é um parâmetro adimensional de interação onda-vento.

A parametrização de Tolman e Chalikov apresenta algumas diferenças em relação à forma de 2.18. A principal diferença está no fato do termo de interação poder ser negativo para ondas que se propagam com um ângulo muito maior que o da direção do vento, ou para ondas que se propagam com velocidades maiores que as do vento. Outra grande diferença está no fato desta parametrização calcular o parâmetro β em função de alturas proporcionais às escalas da onda, isto é, a parametrização não é feita em um nível fixo, diminuindo os erros inerentes em função da variação da velocidade do vento e do coeficiente de arraste com a variação da altura.

As interações não lineares entre ondas são contabilizadas pelo termo conservativo S_{nl} . Essas interações representam o mecanismo de ordem mais baixa capaz de transferir energia de frequências altas para frequências mais baixas no espectro de onda. Desta forma, sua inclusão é fundamental para descrever corretamente a evolução do campo de ondas. O termo S_{nl} descreve uma troca ressonante de energia, momento e ação entre quatro componentes espectrais (quadrupletos). Uma boa revisão da teoria envolvida neste tipo de interação pode ser encontrada em Komen et al. (1994), Vledder (2000) e Tolman (2004).

A dissipação de energia quantificada pelo termo S_{ds} é proveniente principalmente da quebra das ondas e interações onda-turbulência. Por causa da grande dificuldade em se observar esses fenômenos, a dissipação é o processo físico menos entendido na evolução do campo de ondas. Consequentemente, modelos operacionais, como o WAVEWATCH III (Tolman 2002) usado no presente estudo, utilizam formas paramétricas com base em argumentos teóricos gerais para computar as contribuições de S_{ds} . Uma boa revisão do estado da arte sobre o termo de dissipação utilizado nos modelos operacionais de previsão de ondas é apresentada em Alves e Banner (2003). A forma para S_{ds} utilizada especificamente pelo modelo WAVEWATCH III é descrita em maiores detalhes no capítulo 4.

2.0.4. Aspectos da física de propagação de *swell*

Estudos de propagação de *swell* nos oceanos baseados em medições instrumentais datam desde meados do século passado. No trabalho pioneiro de Barber e Ursell (1948) medições de ondas são relacionadas a cartas de superfície. Esses autores chegam a algumas conclusões sobre a velocidade de propagação de *swell*, usando medições de ondas que se propagaram por até 6000 milhas (≈ 11000 km) pelos oceanos.

Quinze anos após o trabalho de Barber e Ursell (1948), Munk et al. (1963) apresentam um refinamento do trabalho anterior, utilizando instrumentos capazes de medir o espectro direcional de ondas $E(f, \theta, t)$. O espectro de frequência $E(f, t) = \int E(f, \theta, t) d\theta$ era obtido com resolução superior em uma ordem de magnitude ao do trabalho antecessor, possibilitando assim a detecção e resolução de fontes meteorológicas que eram impossíveis de serem resolvidas anteriormente. Os resultados obtidos confirmaram que a propagação de *swell* estava de acordo com a teoria linear.

Medições do espectro de energia de ondas $E(f, t)$ de um hemisfério a outro, foram obtidas em 6 estações ao longo de um grande círculo entre a Nova Zelândia e o Alaska por Snodgrass et al. (1966). Nesse trabalho, os autores descrevem as características dispersivas de *swell* gerados em diversas tempestades, verificando transformações no espectro decorrentes da atenuação da energia em bandas de baixa frequência. Outro aspecto importante destacado pelos autores está relacionado à diminuição das interações onda-onda à medida que o trem de ondas se afasta da região da tempestade geradora.

Resumidamente os trabalhos citados anteriormente destacam as principais características relacionadas a geração e propagação de *swell* nos oceanos. Dentre estas propriedades podemos destacar que o *swell* gerado em algum ponto do oceano é capaz de se propagar por longas distâncias com pouca interação com o campo de vento local, conforme previsto pela teoria linear de ondas. Outro aspecto interessante a ser destacado corresponde ao fato deste fenômeno apresentar pouca perda de energia por dissipação viscosa e *whitecapping*. Ondas que se propagam na forma de *swell* praticamente não sofrem modificações pela interação com outros sistemas de ondas que possam ocorrer simultaneamente a sua passagem. Sua propagação ao longo dos oceanos ocorrem em trajetórias definidas por grandes círculos.

As propriedades físicas do *swell* continuam sendo estudas até os dias de hoje. Na década de noventa Mettlach et al. (1994) utilizou dados da NDBC, referentes ao supertufão Flo ocorrido no Pacífico Central Norte em setembro de 1990, para se estimar a fonte de origem do sistema

de *swell* envolvido. Mais recentemente, Hanson e Phillips (2001) propuseram um método de particionamento espectral com um esquema automático para obtenção da origem de sistemas de *swell*.

Um dos aspectos mais importantes para este estudo, também destacado nos trabalhos clássicos já citados nesta seção, é o fato de que sistemas de *swell* podem ser associados com alguma tempestade ocorrida em algum ponto distante no oceano. A partir da relação de dispersão (equação 2.1) simplificada para águas profundas, pode-se obter a velocidade de grupo (equação 2.6) para ondas que se propagam em águas profundas,

$$C_g = \frac{g}{4\pi f}. \quad (2.20)$$

Esta por sua vez pode ser relacionada com a distância d percorrida e o tempo gasto para um grupo de ondas se dispersar da origem até um dado ponto no oceano por:

$$C_g(f) = \frac{d}{t - t_o}. \quad (2.21)$$

Para um evento de vento, ocorrido há um certo tempo, numa determinada região, a frequência de onda dominante observada em um ponto distante aumenta linearmente por uma taxa inversamente proporcional a distância percorrida:

$$\frac{df}{dt} = m_{ft} = \frac{g}{4\pi d} \approx \left(\frac{f - f_o}{t - t_o} \right). \quad (2.22)$$

Este processo é conhecido como chegada dispersiva de ondas.

A natureza dispersiva das ondas permite a extração de informações sobre a fonte de um sistema particular de ondas a partir de medições em qualquer lugar ao longo da trajetória percorrida pelo sistema. A distância até a fonte de origem é:

$$d = \frac{g}{4\pi m_{ft}}. \quad (2.23)$$

A distância d representa a trajetória das ondas sobre um grande círculo. Para um ponto de observação sobre o Hemisfério Norte, a localização da fonte de origem da ondulação é obtida com o auxílio da geometria esférica representada na figura 2.0.4.

Como pode ser observado na figura 2.0.4, o Pólo Norte, o ponto de observação das ondas e a fonte de geração das ondas formam um triângulo esférico sobre a superfície do globo. A latitude ϕ e longitude φ da fonte podem ser obtidas por:

$$\phi = \text{sen}^{-1}(\text{sen } \phi_o \cos \theta_d + \cos \phi_o \text{sen } \theta_d \cos \bar{\theta}), \quad (2.24)$$

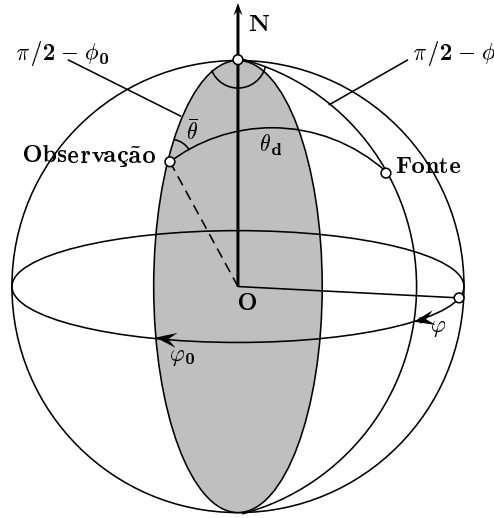


Figura 2.2: Geometria de grande círculo para localização de fonte de *swell* adaptada de Hanson e Phillips (2001). ϕ representa a latitude, φ a longitude, $\bar{\theta}$ a marcação da fonte e θ_d a distância angular da fonte.

e

$$\varphi = \varphi_o - \text{sen}^{-1} \left(\frac{\text{sen } \theta_d \text{ sen } \bar{\theta}}{\cos \phi} \right), \quad (2.25)$$

onde ϕ_o corresponde a latitude da observação, φ_o a longitude de observação, $\theta_d = (d/R_T)$ a distância angular da fonte, R_T o raio da Terra e $\bar{\theta}$ corresponde a direção preferencial do grupo de ondas.

2.1. Modelagem de ondas

É difícil a identificação do primeiro trabalho com respeito a descrição das ondas, desde a antigüidade existem relatos do interesse no assunto. Aristóteles, Plínio o Ancião, Leonardo da Vinci e Benjamin Franklin já haviam iniciado estudos sobre as ondas (Khandekar 1989). No século XIX “os primeiros teóricos da mecânica dos fluidos moderna”, Lagrange, Airy, Stokes e Rayleigh, destacam as propriedades das ondas de superfície (Komen et al. 1994).

Até o início da década de 40, navegantes descreviam o estado do mar com o auxílio da escala Beaufort. Esta escala foi criada pelo almirante inglês Francis Beaufort em 1805 e

adotada pela marinha inglesa em 1814 (WMO 1989). Em 1874 ela foi indicada para uso internacional (WMO 1989). A escala relaciona a intensidade do vento com a força do mar utilizando a relação $U = 1,87 \cdot B^{3/2}$, com U representando a intensidade do vento em milhas marítimas por hora (nós) e B corresponde ao fator Beaufort que caracteriza o estado do mar (Candella 1997). Até os dias de hoje esta escala ainda é utilizada.

O interesse pela previsão numérica de ondas aumentou durante a Segunda Guerra Mundial, impulsionado pelas aplicações práticas em operações de desembarque de tropas. Sverdrup e Munk em 1947 desenvolveram um modelo paramétrico de descrição do estado do mar utilizando leis empíricas sobre *wind sea* e *swell*. Pierson em 1955 alavancou um importante avanço ao introduzir o conceito de um espectro de onda. Gelci em 1956 e 1957 introduziu o conceito da equação de transporte espectral (Khandekar 1989; Komen et al. 1994).

A partir desta época, coincidindo com avanço na tecnologia de computadores, diversas intuições de pesquisa vêm se desenvolvendo e mantendo em operação modelos de previsão de ondas. Podem-se citar diversos organismos internacionais os quais mantêm este tipo de atividade, entre eles: ECMWF (Reino Unido), FNMOC (EUA), NCEP (EUA), RNMI (Holanda), SIO (EUA), MPIM (Alemanha), GITU (Japão), entre outros.

2.1.1. Vantagens e desvantagens da utilização de modelos numéricos

O avanço dos computadores permitiu o desenvolvimento de modelos numéricos cada vez mais complexos, resolvendo diversos fenômenos físicos. Por outro lado, ainda existem muitos fenômenos que, devido sua complexidade ou desconhecimento de todas as suas propriedades não são calculados diretamente. Para estes casos, diversas parametrizações têm sido desenvolvidas com a finalidade de representar seus impactos para o problema em questão. Evidentemente, algumas destas parametrizações possuem limitações devido às diversas simplificações e hipóteses estabelecidas acerca do fenômeno, que podem restringir a confiabilidade dos modelos.

Modelos numéricos, funcionam como uma importante ferramenta para a compreensão dos fenômenos. Com os modelos, é possível estudar lugares com dificuldades de executar medições, permitindo uma maior compreensão sobre a evolução dos fenômenos. Em outras palavras, a utilização de modelos possibilita um aumento, no espaço e no tempo, da quantidade de dados para interpretações de fenômenos. Por esta razão, os modelos numéricos têm se mostrado

uma ferramenta extremamente útil para diversas áreas de conhecimento, como, por exemplo, meteorologia, oceanografia, ecologia e engenharias, entre muitas outras.

Modelos de geração e propagação de ondas nos oceanos possuem diversas aplicações práticas. Entre elas podem-se citar a navegação, desenvolvimento e operação de estruturas navais (plataformas) e estruturas costeiras (portos, marinas, etc.). Hoje em dia, outra aplicação está associada as agências de previsão do tempo, onde eles se tornaram fundamentais para a previsão do estado do mar. Além destas aplicações práticas pode-se ressaltar as aplicações de cunho científico, onde são ferramentas fundamentais no entendimento de processos ocorrentes na interface ar-mar. Dentre eles pode-se destacar: transferência de gases, difusão de poluentes, troca de calor, fluxos de momento, entre outros (Alves 2000).

2.1.2. Breve descrição de modelos de ondas

Um modelo completo de ondas de gravidade geradas por vento, incluindo todo o conhecimento da física envolvida neste fenômeno, para todos os tipos de ambiente é praticamente impossível, até porque processos como dissipação, interações com turbulência, entre outros, ainda são desconhecidos. Young (1999) resalta que existem basicamente 4 tipos de domínios a serem modelados: Oceano Profundo, onde efeitos de interação com o fundo são desprezados; Mares Costeiros, onde as interações com o fundo passam a ser importante; Zona de Empinamento e surfe, área na qual o efeito de empinamento, arrebentação e *runup* se tornam importante; e Estruturas, áreas onde existe interação entre ondas e alguma estrutura (quebra-mar, plataforma, ilha, recife, etc.). Assim, existem diversos tipos de modelos de onda, resolvendo os processos específicos de cada domínio em questão. Na tabela 2.1 encontram-se os tipos de processos físicos para cada tipo de domínio.

Os modelos de ondas podem ser divididos em duas classes gerais: modelos de fase e modelos espectrais. Nos modelos de fase a amplitude e a fase de ondas individuais são resolvidas. Eles podem ser divididos em tipos dependentes das escalas de: não-linearidade (ak ou a/h), profundidade relativa (kh) e inclinação do fundo (α). Os parâmetros a , k e h representam a amplitude da onda, o número de onda e a profundidade respectivamente. Quando nenhuma hipótese é feita sobre estes parâmetros, o modelo utilizado é classificado como “exato”. Como são utilizadas soluções numéricas, não existe soluções exatas, desta forma modelos desta natureza

Tabela 2.1: Importância relativa dos processos físicos envolvidos em cada tipo de domínio, \otimes - desprezível; \circ - pouca importância; \cdot - significante; \bullet - dominante. Segundo Young (1999).

Proc. Físico	Oceano Prof.	Mares Cost.	Zona de Empin.	Estruturas
Difração	\otimes	\otimes	\circ	\bullet
Refração/empinamento	\otimes	\cdot	\bullet	\cdot
Refração por corrente	\otimes	\circ	\cdot	\otimes
Interações quad	\bullet	\bullet	\circ	\otimes
Interações triad	\otimes	\circ	\cdot	\circ
Entrada pelo vento	\bullet	\bullet	\circ	\otimes
<i>White-capping</i>	\bullet	\bullet	\circ	\otimes
Quebra por profundidade	\otimes	\circ	\bullet	\otimes
Fricção com fundo	\otimes	\bullet	\cdot	\otimes

utilizam *métodos integrais de fronteira*. Quando a inclinação do fundo é pequena ($\alpha \ll kh$) e as ondas apresentam não-linearidade fraca ($ak \ll 1$), têm-se os modelos de equação para pouca inclinação (*mild slope equation*). Se os parâmetros de profundidade relativa e o de inclinação do fundo são pequenos ($kh \ll 1$, $\alpha \ll 1$) e a não-linearidade é fraca ($a/d \ll 1$), têm-se os modelos de *Boussinesq* (Young 1999).

Já em modelos espectrais são calculados os espectros e seus parâmetros integrais como H_s , f_p , etc.. Em outras palavras, estes tipos de modelos calculam a evolução espacial e temporal do espectro direcional de ondas $F(f, \theta)$. Para isto, eles resolvem uma equação de transporte advectivo com base na conservação da densidade espectral de energia da forma:

$$\frac{\partial F}{\partial t} + \mathbf{C}_g \cdot \nabla F = S_{tot}. \quad (2.26)$$

Onde $F = F(f, \theta; x, y, t)$ é o espectro direcional de onda e \mathbf{C}_g é o vetor velocidade de grupo. O termo fonte S_{tot} é tipicamente representado como o somatório de três processos.

$$S_{tot} = S_{in} + S_{nl} + S_{ds} \quad (2.27)$$

Com S_{in} representando a entrada de energia pelo vento, S_{nl} o termo de interações não lineares do tipo onda-onda e S_{ds} é um termo de dissipação por quebra *whitecapping* (Komen et al.

1994; Young 1999).

Existe uma classificação dos modelos espectrais que está relacionada com o tratamento dado ao termo S_{tot} . Na tabela 2.1.2 está uma síntese deste tipo de classificação.

Tabela 2.2: Classes de modelos com base na resolução do termo fonte segundo Young (1999).

	S_{in}	S_{nl}	S_{ds}
Primeira Geração	<ul style="list-style-type: none"> •Baseado em medidas da taxa de desenvolvimento. •Grande em magnitude. 		<ul style="list-style-type: none"> •Limite de saturação
Segunda Geração	<ul style="list-style-type: none"> •Baseado em medidas de fluxo. •Menor que o de 1^a geração. 	<ul style="list-style-type: none"> •Forma paramétrica. •Flexibilidade limitada. 	<ul style="list-style-type: none"> •Limite de saturação igual ao de 1^a geração.
Terceira Geração	<ul style="list-style-type: none"> •Baseado em medidas de fluxo. •Estresse acoplado ao estado do mar. 	<ul style="list-style-type: none"> •Forma aproximada da integral de Boltzman. 	<ul style="list-style-type: none"> •Forma explícita.

Modelos de primeira geração

Modelos deste tipo consideram que o termo fonte total é composto apenas pelo somatório do termo de entrada pelo vento e dissipação por *whitecapping*, $S_{tot}^{(1)} = S_{in}^{(1)} + S_{ds}^{(1)}$. O termo de entrada atmosférica $S_{in}^{(1)}$ é geralmente representado como a soma de um termo linear (Phillips) e um termo exponencial (Miles). O termo de dissipação $S_{ds}^{(1)}$ funciona como um limite de saturação na parte de alta frequência do espectro.

Modelos de primeira geração super-estimavam a contribuição atmosférica e só produziam bons resultados para as regiões geográficas ou sistemas meteorológicos para os quais eles haviam sido criados, necessitando de calibrações para outros tipos de situações (SWAMP Group 1985).

Modelos de segunda geração

O termo fonte total em modelos de segunda geração consiste no somatório do termo de entrada pelo vento, termo de interações onda-onda e o termo de dissipação, $S_{tot}^{(2)} = S_{in}^{(2)} + S_{nl}^{(2)} + S_{ds}^{(2)}$. O termo $S_{in}^{(2)}$ nestes modelos tem como base medições diretas do estresse na direção da

normal da superfície da água (Snyder et al. 1981). Este termo apresenta magnitude menor que o similar nos modelos de primeira geração, geralmente desprezando o crescimento linear de Phillips por este ser de ordem menor que o crescimento exponencial de Miles. O termo de dissipação $S_{ds}^{(2)}$ funciona como um limite de saturação para o espectro (Young 1999).

O grande avanço deste tipo de modelo está no fato dele incluir uma função paramétrica para representação das interações não-lineares (quadrupletos) no termo $S_{nl}^{(2)}$. Dependendo da banda coberta pela parametrização, estes modelos são sub-divididos em modelos híbridos e modelos discretos (Alves 2000).

Modelos de terceira geração

O balanço dos termos fonte nestes modelos é representado da mesma forma que para os modelos de segunda geração $S_{tot}^{(3)} = S_{in}^{(3)} + S_{nl}^{(3)} + S_{ds}^{(3)}$. As diferenças fundamentais aparecem na forma de cálculo apresentado nestes modelos. O maior e principal avanço destes modelos é o fato de eles apresentarem uma solução completa para o termo de interações não-lineares (quadrupletos). Desta forma, os processos físicos governantes da evolução de um campo de ondas são calculados explicitamente para todas as componentes de um espectro discretizado. Soluções para o termo S_{nl} são classificadas em exatas, como o método WRT, ou aproximadas como a *Discret Interaction Approximation* (DIA). Detalhes destas soluções podem ser encontrados em Vledder (2000).

O advento do DIA permitiu em 1988 o surgimento do primeiro modelo operacional de terceira geração, o WAM (WAMDI Group 1988). Limitações do modelo WAM em termos de sua pouca versatilidade para uso em computadores de processamento paralelo e de limitações em seus métodos numéricos e parametrizações dos termos fonte levaram ao desenvolvimento de outros modelos de terceira geração para uso operacional. Exemplos são os modelos WAVEWATCH III (Tolman 2002) e SWAM (Booij et al. 1996).

O modelo WAVEWATCH III incorpora esquemas numéricos eficientes para solução da propagação de ondas, além de várias opções de termos fonte refletindo novas idéias sobre os processos de geração de ondas. Detalhes sobre estes modelos estão incluídos mais adiante. O modelo SWAN foi desenvolvido para o uso em regiões costeiras, possuindo desta forma esquemas numéricos e termos-fonte apropriados para este meio.

Uma discussão ampla de esquemas numéricos utilizados em modelos de onda é apresentada em Tolman, Komen et al. (1994) e Young (1999). Tolman e Chalikov (1996) e Alves (2000) apresentam uma avaliação detalhada dos termos fonte de interações vento-onda e de dissipação de energia por arrebentação. Revisões sobre o estado da arte de termos representando as interações não lineares onda-onda são apresentadas em Vledder (2000) e Tolman (2004). Revisões sobre sistemas para previsão operacional e estudos científicos utilizando modelos espectrais de ondas são apresentados em Bidlot e Holt (1999).

Capítulo 3

Climatologia de *swell*

O presente estudo apresenta uma climatologia de *swell* com base em simulações numéricas. Neste aspecto, encontra-se inserido no contexto de estudos sobre climatologia de ondas realizados no passado. Este capítulo apresenta uma descrição sucinta de estudos que foram de alguma forma importantes para o desenvolvimento de metodologias ou interpretação de dados originais apresentados a seguir.

Como será visto adiante, grande parte destes estudos utiliza medições remotas feitas por satélites ou dados de *downscaling* produzidos a partir de re-análises disponibilizadas pelo NCEP (Kalnay et al. 1996; Kistler et al. 2000) e pelo ECMWF (Gibson et al. 1997; Simmons e Gibson 2000). Aqui serão apresentados os principais estudos pesquisados para a elaboração deste trabalho.

Neste capítulo também são apresentadas as metodologias para estudo da climatologia de *swell*, com ênfase na influência para o clima de ondas na costa brasileira. Desta forma, abordagens para determinação de áreas oceânicas discretas responsáveis pela geração de *swell* são apresentadas, com base em estudos sobre a climatologia de tempestades, também descritos sucintamente.

Praticamente não existem trabalhos abordando as características das distribuições no espaço e no tempo sobre a geração e propagação de *swell* em escala global. De forma geral, poucos trabalhos sobre a climatologia de ondas em escala global. Estes geralmente utilizam dados de provenientes de satélites ou a partir de *hindcast* de modelos de ondas que utilizam as reanálises (NCEP e ECMWF) como sua forçante. A maior parte dos trabalhos envolvendo

o clima de ondas são realizados com a utilização de medições *in situ* em pontos distintos nos oceanos. Uma breve descrição de alguns destes trabalhos relevantes para o presente estudo é feita a seguir.

Segundo Young e Holland (1996), devido as grandes dificuldades em se instalar e manter sensores de medições de ondas, a disponibilidade de dados de onda *in situ* em escala climatológica com cobertura espacial ampla é extremamente pequena. No entanto, com o advento dos satélites oceanográficos se tornou possível obter as condições da agitação marítima e de ventos em toda a superfície do globo. Com base em 3 anos de dados globais provenientes do satélite GEOSAT, Young e Holland (1996) elaboraram um atlas dos oceanos. Neste atlas é apresentando uma pequena climatologia de ventos de superfície e de ondas. Alves e Young (2004) expandiram este banco de dados original para determinar uma climatologia global de alturas de ondas extremas.

Dez anos de reanálise do ECMWF foram utilizados por Kushnir et al. (1997) para obter um *hindcast* no Atlântico Norte utilizando um modelo de ondas de segunda geração. Os autores obtiveram valores de médias mensais de altura significativa, os quais foram utilizados para análise do comportamento desta variável. De maneira similar, Sterl et al. (1998) utilizou 15 anos da reanálise do ECMWF para produzir um *hindcast* global com o modelo de ondas de terceira geração WAM.

O primeiro trabalho de *hindcast* global com modelo de ondas que utilizou a reanálise do NCEP como forçante foi o de Cox e Swail (2001). Neste estudo foram analisados 40 anos de dados (1958-1997) de ondas gerados pelo modelo de segunda geração GROW. Este trabalho apresenta uma distribuição espaço-temporal de parâmetros de onda. Nele, também foi feita uma discussão sobre a tendência das séries da altura significativa H_s , obtidas com o modelo nos oceanos.

Com o objetivo de comparar estudos anteriores e analisar extremos sazonais de altura significativa no oceano Pacífico Norte, Wang e Swail (2001) utilizaram a reanálise do NCEP como forçante de outro modelo de segunda geração de ondas, em escala global, para a elaboração de um *hindcast* em um período de 40 anos. Utilizando o mesmo conjunto de dados de Wang e Swail (2001) acrescido de uma análise cinemática, Wang e Swail (2002) aplicaram um modelo de terceira geração (OWI3G) para explorar tendências nas séries de alturas significativas obtidas com o modelo.

3.0.3. Histórico da climatologia de *swell*

Alves (2006) publicou o primeiro trabalho dedicado exclusivamente à climatologia global de *swell* na literatura especializada.

O estudo de Alves (2006), assim como o presente estudo, baseia-se nos trabalhos clássicos, já citados neste documento, que descrevem quase todos os processos físicos envolvidos na propagação de *swell*: Barber e Ursell (1948); Munk et al. (1963); Snodgrass et al. (1966). Estes estudos pioneiros enfocaram sobretudo aspectos regionais de geração e propagação de ondas para o desenvolvimento de uma teoria geral sobre a dinâmica do *swell*.

Um exemplo de aplicação das descobertas destes estudos pioneiros é apresentado por Mettlach et al. (1994) para analisar a origem e a propagação de um *swell* gerado por um tufão. Este trabalho utiliza pela primeira vez a rede de bóias do NDBC para demonstrar como os espectros medidos podem ser aplicados na determinação da localização, no tempo e no espaço, da origem do *swell* gerado pelo tufão. Para isto, os autores utilizaram 3 métodos diferentes: comparando espectros não direcionais de pares de bóias; utilizando o espectro direcional das bóias e finalmente aplicando o método de traçado de linhas de picos espectrais (*ridge lines*) descrito em Munk et al. (1963).

Uma maneira diferente e sofisticada para a determinação da contribuição espectral do *swell* consiste na aplicação de métodos de particionamento, isto é separação da energia envolvida no *swell* e da envolvida no *wind sea* diretamente no espectro de onda. Inspirados pelo trabalho de Gerling (1992), Hanson e Phillips (2001) utilizam uma técnica deste tipo para isolar especificamente o *swell* do *wind sea* acoplada em um esquema automático de análise de clima de ondas. Este esquema também inclui o traçado da fonte geradora do *swell*. Para testar seus métodos, os autores utilizam espectros direcionais obtidos a partir das medições de uma bóia instalada no oceano Pacífico Norte.

Chen e Vandemark (2002) estabeleceram índices com a probabilidade de ocorrência de *swell* e *wind sea* a partir de 4 anos de dados de altura significativa e de vento de superfície provenientes de satélites. Neste trabalho os autores analisam distribuições espaciais das probabilidades de ocorrência de *swell* e *wind sea* em todos os oceanos para as quatro estações do ano. Esta análise determina regiões nos oceanos preferenciais à ocorrência de *swell* e *wind*

sea.

3.0.4. Histórico da climatologia de *swell* no Brasil

Na literatura especializada pode-se encontrar alguns trabalhos de climatologia de ondas para locais isolados da costa brasileira onde são realizadas medições de onda. Melo et al. (1995) analisaram evoluções temporais do espectro de ondas medido na costa do estado do Ceará. Eles identificaram e localizaram condições atmosféricas no Hemisfério Norte ($60^\circ N$) favoráveis a geração de *swell* em eventos de chegadas dispersivas na costa nordeste brasileira. Nos dados analisados, os autores destacam que os eventos mais energéticos estavam associados a tempestades ocorridas nas proximidades das Ilhas dos Açores.

Seixas (1997) estudou o clima de ondas na Baía de Campos (litoral adjacente a parte norte do estado do Rio de Janeiro). Para isto, ele utilizou dados direcionais de ondas provenientes do fundeio de uma bóia do tipo *pitch and roll*. Com este conjunto de dados, o autor destacou que a região é fortemente marcada pela presença de mares bimodais, com a energia distribuída em três faixas de frequências: $f \leq 0,10$ Hz (classificada pelo autor como *swell*), $0,10 < f \leq 0,15$ Hz e $0,15 < f \leq 0,25$ Hz e predominantemente originária das direções sul e nordeste.

Durante o mês de outubro de 1999 grandes ondas atingiram a Região Norte do Brasil, destruindo as instalações do projeto Arquipélago, localizadas no arquipélago de São Pedro e São Paulo. Innocentini et al. (2001) atribuíram o evento à ocorrência do furacão Irene que provocou ventos intensos no Atlântico Norte gerando ondas altas que alcançaram a costa brasileira com períodos de até 15 segundos. Nesse trabalho os autores utilizam campos atmosféricos provenientes da reanálise NCEP/NCAR para forçar o modelo de ondas WAVEWATCH III para simular o evento ocorrido. Nas simulações obtidas foi confirmada a chegada deste *swell* na costa brasileira, o qual atravessou a linha do Equador.

Utilizando um modelo de refração espectral inversa, Alves e Melo (2001) investigam transformações no espectro de ondas medido em São Francisco do Sul. Neste trabalho são investigados quatro tipos de estado de mar, observados com as medições, com seus respectivos padrões meteorológicos associados à sua ocorrência. Os autores destacam que a presença de *swell* de sudeste corresponde a 25% das observações. Estes eventos estavam geralmente associados a 2 padrões de tempestades chegando a configurar eventos de chegada dispersiva de *swell*: o

primeiro está associado a tempestades que algumas vezes propagam ao longo da costa Sul Americana desviando-se para o oceano entre 20°S e 40°S; o segundo está associado a tempestades que migram dos oceanos austrais ao longo da costa Argentina, desviando-se para leste aproximadamente aos 40°S.

3.1. Climatologia de tempestades

Uma das hipóteses fundamentais do presente estudo é a de que as contribuições de *swell* na costa brasileira são provenientes de tempestades ocorridas em diferentes pontos do oceano global. Para estudar a importância relativa de diferentes áreas é preciso que estas sejam isoladas de acordo com critérios baseados em climatologias de tempestades. Conseqüentemente, com o intuito de determinar áreas sobre os oceanos com altas concentrações de tempestades intensas, capazes de gerar campos de *swell* relevantes ao clima de ondas na costa brasileira, foi realizado um levantamento de trabalhos publicados na literatura especializada sobre a ocorrência de tempestades tropicais e extra-tropicais. Nos parágrafos seguintes, segue uma sumarização das principais informações obtidas.

Basicamente existem dois tipos de climatologias relacionadas a ciclones extra-tropicais: climatologia de ciclones e climatologia de trajetória de ciclones. Para a realização deste trabalho foi realizada uma pesquisa bibliográfica envolvendo os dois tipos de climatologia.

3.1.1. Ciclones extra-tropicais

De maneira simplista, pode-se dizer que a instabilidade baroclínica nas regiões de jatos em latitudes médias a altas, amplificam e quebram as ondas, no fluxo zonal, em vórtices. Os vórtices ciclônicos que são gerados são conhecidos como ciclones de latitudes médias, que causam tempos chuvosos e tempestades. Estes vórtices são comumente chamados de ciclones extra-tropicais (Djurić 1994).

Com um procedimento iterativo de traçado de tempestades extratropicais, a partir de campos de pressão reduzida ao nível do mar extraídos da reanálise NCEP/NCAR para 42 invernos no Hemisfério Norte entre 1958 e 1999, Gulev et al. (2001) estabelecem um número

médio de 234 eventos por inverno, com aproximadamente 99 ocorrendo sobre o oceano Pacífico e cerca de 130 sobre o Atlântico Norte. Os autores ainda destacam que cerca de 50 dos eventos ocorreram em latitudes superiores a 65°N.

Paciorek et al. (2002) estabelecem 6 índices de atividades ciclônicas (crescimento ciclônico, variância de temperatura, gradiente meridional de temperatura superficial, velocidade de ventos a 40 m, número de ciclones e número de ciclones intensos) para a região de 20°N a 70°N durante os invernos de 1949 a 1999. Com a estatística dos índices de intensidade e ocorrência ficam destacadas regiões próximas ao Alasca, oeste e sudeste da Groenlândia, nordeste do Canadá e leste do Japão ao sudeste da Rússia.

A partir da comparação de 13 modelos atmosféricos, o trabalho de Lambert et al. (2002) destacam regiões com elevados números de ocorrência de CEs para os dois hemisférios, utilizando as reanálises ECMWF/ERA, NMC e NCEP/NCAR. No Hemisfério Norte, os autores destacam as proximidades da Groenlândia, nordeste do Canadá, proximidades do Alasca e extremo norte do Japão como as regiões de maior densidade de ocorrência de sistemas estabelecidas pelos modelos. No Hemisfério Sul, os autores apontam toda a região Circumpolar Antártica como a de maior densidade de eventos.

Um diagnóstico do comportamento e variabilidade dos CEs para o Hemisfério Sul, a partir de 40 anos de dados da reanálise NCEP/NCAR no período de 1958 a 1997, é apresentado no trabalho de Keable et al. (2002). Os autores utilizaram uma abordagem Lagrangeana, identificando os sistemas atmosféricos com esquemas numéricos.

Na climatologia apresentada por Simmonds e Keay (2000) pode ser obtida uma descrição da variabilidade sazonal na climatologia de CEs. Os autores utilizaram 40 anos da reanálise NCEP/NCAR durante o período de 1958 a 1997. Alguns resultados mostram que durante o verão, para os oceanos Atlântico e Índico, densidades superiores a 4×10^{-3} ciclones por unidade de área são encontradas nas proximidades de 60°S; durante o outono valores superiores a 6×10^{-3} ciclones por unidade de área no mar de Bellingshausen e na Baía de Prydz na Antártica; e que no inverno os pontos de máxima densidade do outono se mantêm, no entanto na região subantártica a densidade de sistemas diminui com a migração da linha de máxima densidade para o norte. Na Figura 3.1 está representado a região Antártica com os principais locais citados neste trabalho.

A partir de dados de 7 anos das análises do ECMWF no período de 1980 a 1986, Sinclair

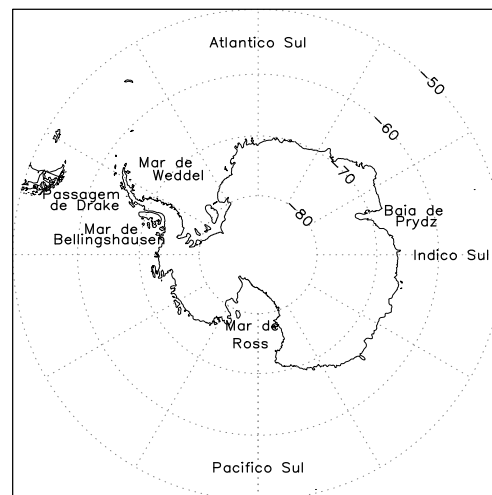


Figura 3.1: Mapa físico da Antártica.

(1995) realizou um estudo sobre a climatologia de ciclones para o Hemisfério Sul focado na formação, desenvolvimento e decaimento destes sistemas. Neste trabalho foram determinados um total de 210005 centros de vorticidade ciclônica. Após serem eliminados centros efêmeros, foram analisados 102668 centros formados em 16037 trajetórias concentradas em latitudes próximas aos 50°S. Nesta análise, também é destacado que a grande maioria dos sistemas se formam e se desenvolvem em latitudes médias migrando em direção ao pólo com movimentos para leste. Também é ressaltado que, apesar de grandes números de sistemas em decaimento serem encontrados em altas latitudes, muitos ciclones passam todo seu ciclo de vida em latitudes médias, especialmente sobre o Pacífico. Muitos dos resultados obtidos neste trabalho são conflitantes com outros estudos no que diz respeito as trajetórias, local de formação e decaimento dos sistemas. No entanto, ele fornece dados importantes para o objetivo do presente trabalho.

Aplicando um esquema automático de traçado de ciclones desenvolvido pela Universidade de Melbourne (Australia), Pezza e Ambrizzi (2003) apresentam um estudo sobre a variabilidade do desenvolvimento de ciclones e anticiclones para o Hemisfério Sul utilizando dados da Reanálise do NCEP para os invernos de 1973 a 1996. Neste trabalho os autores destacam que a área de maior atividade se encontra entre as latitudes de 30°S e 60°S e que ao norte de 30°S no oceano Atlântico ocorrem poucas trajetórias de ciclones. O mesmo não acontece no Pacífico e no Índico, onde os ciclones subtropicais dominam grande parte do Pacífico oeste e no norte

da Austrália. Cerca de 25% dos ciclones totais encontrados correspondem a eventos intensos (ciclones abaixo de 980 hPa), só ocorrendo em latitudes médias a altas e estão geralmente associados a fortes ventos de superfície.

No trabalho de Simmonds et al. (2003) são explorados aspectos do desenvolvimento sinótico na região antártica utilizando dados da reanálise 2 do NCEP no período de janeiro de 1979 a fevereiro de 2000, com o mesmo esquema supracitado. O número médio de densidade de ciclones encontrado neste trabalho mostra que as maiores médias são encontradas no oceano Índico e ao sul da Austrália. Nos invernos, existem mais sistemas que no verão em toda região, excluindo poucas partes como o mar de Bellingshausen. Para as intensidades, os autores citam que as maiores magnitudes são encontradas em todo círculo de 60°S, com um mínimo local próximo a passagem de Drake, com maiores valores durante os invernos. Também é confirmado neste trabalho que a região da costa da Antártica é a mais ativa durante todo o ano em termos de atividades ciclogénicas, principalmente na parte norte da península Antártica e sobre todo o norte da passagem de Drake. Outro domínio de origem de sistemas é encontrado durante os invernos em regiões de latitudes médias sobre o oceano Índico. A existência de uma rede de geração de ciclones sobre muitas partes ao norte da latitude de 50°S e uma rede predominante de destruição ao sul desta latitude também são destacadas neste estudo (vide Figura 3.1 para localização das regiões citadas).

3.1.2. Ciclones tropicais

Resumidamente, pode-se dizer que os principais fatores relacionados a origem de ciclones tropicais são: propagação de ondas atmosféricas de leste; temperatura elevada da superfície do mar e ausência de cisalhamento do vento na vertical. Ciclones tropicais podem ser classificados como depressões, tempestades tropicais ou furacões, dependendo dos seus valores máximos de vento. Os furacões recebem diversos nomes, dependendo da região onde ocorram. Sobre o oceano Pacífico, próximo a Ásia e Austrália, recebem o nome de Tufões. Sobre o oceano Índico eles são chamados simplesmente de ciclones (Djurić 1994).

Sinclair (2002) utilizou uma base de dados de trajetórias e intensidades de CTs para construir uma climatologia de 28 anos para a porção SW do oceano Pacífico, com enfoque nas principais mudanças estruturais ocorridas com a transição extra-tropical dos CTs. De acordo

com seus resultados da média de 9 CTs ocorrentes a cada ano, 3 migram para localidades ao sul dos 35°S.

No Atlas Global de Ciclones Tropicais do FNOC, é possível obter informações sobre trajetórias, intensidades, ocorrência e variabilidade sazonal de CTs. Outra fonte de informações sobre CTs pode ser encontrada nas estatísticas do Joint Typhoon Warning Center do Naval Pacific Meteorology and Oceanography Center.

Camargo e Zebiak (2002) destacam que tempestades tropicais são detectadas em modelos de previsão quando variáveis dinâmicas e termodinâmicas alcançam determinados critérios. Com base nesta teoria, os autores defendem a idéia de que as previsões dos modelos podem ficar melhores com a imposição de critérios que relaxam os limites das variáveis a partir de bases de dados distintas. Desta forma foram determinadas sete bases de dados sobre as áreas de ocorrência de tempestades tropicais, quatro para o Hemisfério Norte limitadas entre as latitudes de 0° e 40°N (Índico Norte, Pacífico Noroeste, Pacífico Nordeste e Atlântico Noroeste) e três para o Hemisfério Sul, entre as latitudes de 0° e 40°S (Índico Sul, ao redor da Austrália e Pacífico sudoeste). Nestes experimentos chega-se a determinar um critério de velocidade de ventos em superfície com valores de 12 ms^{-1} e média anual de máxima de 27,7 ocorrências de CTs observados.

3.2. Áreas de geração de *swell*

Os estudos de climatologia de ondas e de tempestades descritos anteriormente formam a base conceitual e metodológica empregada na primeira etapa do presente estudo. Esta etapa inicial consiste na determinação das áreas de geração de *swell* relevantes para a costa brasileira, isto é, áreas que podem gerar ondulações capazes de alcançar a costa brasileira.

Com informações publicadas em literatura especializada sobre ocorrência de ciclones tropicais e extra-tropicais efetuou-se uma separação do globo em diferentes áreas de ocorrência de tempestades. Após o estabelecimento destas áreas, procurou-se verificar a significância de cada uma através de um estudo climatológico simplificado. Neste estudo procurou-se enfatizar propriedades importantes à geração de ondas capazes de se propagar por grandes distâncias na forma de *swell*.

O presente estudo utiliza as técnicas de separação do oceano global em áreas de geração propostas em Alves (2006). Neste trabalho também estão descritas as metodologias empregadas no presente estudo para determinação dos padrões globais preferenciais para propagação de *swell*.

Finalmente, Alves (2006), descreve o banco de dados de ondas simulados numericamente, gentilmente cedidas pelo grupo de modelagem oceânica do NCEP/NOAA para a realização do presente estudo. Nesta seção são reproduzidas as principais idéias e abordagens de Alves (2006).

3.2.1. Técnicas de separação em áreas de geração

Seguindo a técnica de separação proposta em Alves (2006), cada área selecionada deve apresentar:

- concentração da maioria de tempestades em uma região;
- concentração das trajetórias seguidas por estas tempestades;
- área de transição sem tempestades entre duas áreas adjacentes.

Para determinação das áreas obedecendo estas propriedades, utilizou-se 30 anos (1971-2000) dos bancos de dados do Atlas de tempestades extra-tropicais, GISS/NASA¹; arquivos de trajetórias de furacões HURDAT do NHC/NOAA² e os dados de trajetórias de ciclones tropicais do JTWC da Marinha Norte Americana³. Nesses bancos procuraram-se as tempestades relevantes à geração de *swell*, as mais intensas. Assim, para tempestades extra-tropicais, pelo menos um ponto da pressão central deve ser inferior a 990 hPa, e para tempestades tropicais com pelo menos um ponto com valor máximo de vento de acordo com a escala de Saffir-Simpson.

Concluída esta seleção preliminar foram verificados três parâmetros adicionais, conforme indicado na figura 3.2. Estes parâmetros correspondem ao número relativo de tempestades no qual o ponto de trajetória de intensidade máxima da tempestade estava sobre uma trajetória da área correspondente ($N_{S_{MAX}}$); número relativo de pontos de trajetória dentro da área (N_{TPOS})

¹<http://www.giss.nasa.gov/data/stormtracks>

²<http://www.nhc.noaa.gov/pastall.shtml>

³http://www.npmoc.navy.mil/jtwc/best_tracks/

e o número relativo de trajetórias não interrompidas no interior da área selecionada (N_{NIT}). Desta forma pôde-se estabelecer o número de tempestades por ano, N_{ST}/ano e o tempo de duração médio das tempestades, T_{SL} em dias.

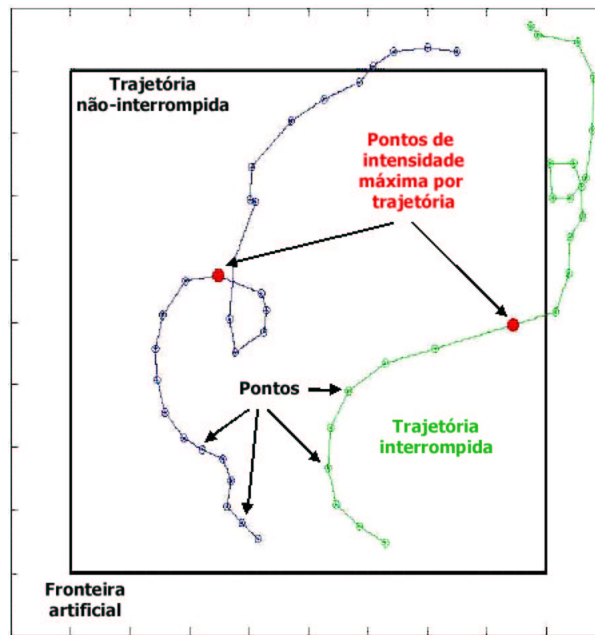


Figura 3.2: Representação esquemática para seleção de uma área de geração de *swell* com dois tipos de trajetórias, não-interrupta (em azul) e interrompida (em verde). Os pontos representam pontos de trajetória, pontos em vermelho representam os pontos de trajetória onde a tempestade alcançou intensidade máxima.

3.3. Determinação das áreas

Com base nas informações obtidas nos trabalhos citados na revisão bibliográfica, pode-se estabelecer que a natureza da climatologia global de tempestades valida a hipótese de que é possível isolar áreas oceânicas extensas com climatologia semelhante de tempestades capazes de gerar *swell*. Neste contexto, a determinação de áreas de geração seguiu uma estratégia objetiva buscando maximizar o número de áreas com climatologias distintas, ao mesmo tempo mantendo as necessidades de recursos computacionais dentro de limites razoáveis. A estratégia adotada baseia-se na técnica descrita anteriormente, seguindo o breve estudo climatológico

apresentado a seguir.

3.3.1. Ciclones tropicais

Os valores dos índices estatísticos sugeridos anteriormente encontram-se na tabela 3.1 para ocorrências de tempestades tropicais. Observando os valores do índice $N_{S_{MAX}}$ pode-se dizer que nas áreas tropicais cerca de 95% das tempestades analisadas possuem ponto de intensidade máxima nas áreas. Ainda em relação a este índice, pode-se perceber que os 5% restantes estão distribuídos em áreas classificadas como extra-tropicais, este fato pode ser explicado pela natureza híbrida de alguns dos sistemas analisados fazendo com que eles se desloquem ora como tempestades tropicais e ora como tempestades extra-tropicais.

Tabela 3.1: Parâmetros utilizados para confirmação estatística das áreas selecionadas para os ciclones tropicais adaptado de Alves (2006).

Área	N_{ST}/ano	$T_{SL}(\text{dias})$	$N_{S_{MAX}}$	N_{TPOS}	N_{NIT}
TSIO	7	9.8	14.7	14.2	92.8
TWSP	5	8.9	10.0	8.40	86.0
TNIO	2	7.2	3.6	2.7	91.5
TWNP	17	10.6	34.0	34.7	81.6
TENP	10	8.6	20.7	18.6	96.6
TNAO	5	10.6	11.5	10.4	80.5
TSAO	<1	-	-	-	-
TESP	<1	-	-	-	-
ETSA	<1	-	-	-	-
ETSP	2	6.5	<1	<1	25.0
ETSI	3	6.9	<1	<1	28.6
ETNA	15	6.3	1.2	2.0	23.5
ETNP	10	8.3	3.6	6.3	10.9

Os valores obtidos para o N_{TPOS} mostram que cerca de 89 % dos pontos de trajetórias

de tempestades tropicais pertencem às áreas tropicais, com o restante distribuído nas áreas tropicais. Ao se analisar o índice N_{NIT} , referente ao número de trajetórias não interrompidas, percebe-se que em todas as áreas tropicais no mínimo 80,5 % das trajetórias observadas pertencem a cada área. Analisando em conjunto estes três índices nota-se que as tempestades tropicais registradas nas áreas extra-tropicais são provenientes das áreas TWNP e TNAO pois estas apresentam as menores porcentagens de trajetórias não interrompidas e suas vizinhas extra-tropicais ETNP e ETNA respectivamente apresentam o maior percentual de pontos de trajetórias de sistemas tropicais chegando a acontecer os respectivos máximos de intensidade nas regiões extra-tropicais. Este fato também pode ser evidenciado ao se observar o tempo de duração dos sistemas, note que novamente as áreas TWNP e TNAO apresentam em média sistemas de maior durabilidade, o que possibilita maiores trajetórias, aumentando a chance de migração para outras áreas adjacentes.

O tempo médio de duração das tempestades tropicais nas áreas tropicais é de cerca de 9,28 dias variando de 7,2 a 10,6. Já para as áreas extra-tropicais foi de cerca de 7 dias variando de 6,3 a 8,3 dias (tabela 3.1). Em média as áreas tropicais selecionadas apresentaram cerca de 46 sistemas por ano, sendo as mais ativas a TWNP e TENP com 17 e 10 sistemas por ano respectivamente. Já as áreas extra-tropicais apresentaram cerca de 30 sistemas tropicais por ano, sendo a ETNA e a ETNP as mais ativas com 15 e 10 sistemas tropicais por ano respectivamente.

Ainda ao se observar a tabela 3.1, pode-se dizer que as áreas tropicais TSAO e TESP são praticamente livres da ocorrência de tempestades tropicais durante o período estudado.

Na Figura 3.3 estão representadas todas as tempestades tropicais das bases de dados utilizadas, durante o período estudado. Cada círculo representa um ponto da trajetória dos sistemas, as cores estão relacionadas a intensidade do sistema em relação a velocidade do vento. Os pontos em azul correspondem a intensidade mínima e em vermelho intensidades máximas dentro da escala Saffir-Simpson que varia de 1 a 5. Nesta figura também pode se observar que muitos dos sistemas tropicais ocorrem próximos das fronteiras com as áreas extra-tropicais, e até mesmo no interior delas.

Na figura 3.3, também pode ser observada a ausência de sistemas tropicais nas áreas TESP e TSAO do Hemisfério Sul, para o período analisado. De uma forma geral, tanto as estatísticas da tabela 3.1 quanto a impressão visual 3.3 validam a determinação de áreas de

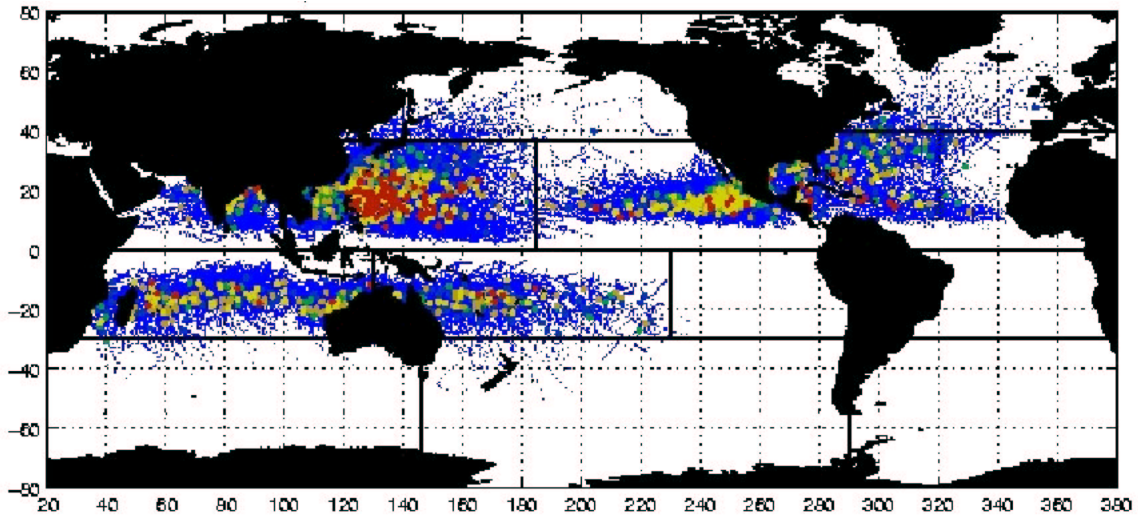


Figura 3.3: Distribuição dos ciclones tropicais. As cores indicam variações da escala Saffir-Simpson. Do azul ao vermelho correspondem de 1 a 5 respectivamente na escala. Linhas divisórias indicam a delimitação de áreas de geração contendo ciclones tropicais

geração discretas limitadas pelas linhas divisórias indicadas na figura 3.3.

3.3.2. Ciclones extra-tropicais

De maneira análoga à região tropical, estão representados na tabela 3.2 as estatísticas para as ocorrências de ciclones extra-tropicais. O número de eventos extra-tropicais supera em muitas vezes os de eventos tropicais; no entanto, sua duração é menos variável e com eventos mais curtos. Note que do total de tempestades extra-tropicais, a maioria encontram-se em regiões extra-tropicais, o maior número de sistemas desta natureza encontrado em área tropical corresponde a 36 eventos na área TNAO.

Cerca de 95% dos sistemas extra-tropicais observados apresentam pontos de máxima intensidade ($N_{S_{MAX}}$) no interior das áreas extra-tropicais. Em relação aos pontos de trajetórias N_{TPOS} , apenas 7,1% dos pontos de trajetórias das tempestades extra-tropicais acontecem em áreas tropicais onde a TENP apresenta a maior porcentagem (1,8%). Os restantes 92,9% acontecem divididos nas áreas extra-tropicais.

Na figura 3.4 estão representados todas as tempestades extra-tropicais observadas durante

Tabela 3.2: Parâmetros utilizados para confirmação estatística das áreas selecionadas para os ciclones extra-tropicais adaptado de Alves (2006)..

Área	N_{ST}/ano	$T_{SL}(\text{dias})$	N_{SMAX}	N_{TPOS}	N_{NIT}
TSIO	6	4.0	<1	<1	80.2
TWSP	11	4.5	<1	<1	76.5
TNIO	17	2.4	1.8	1.2	98.6
TWNP	17	5.0	<1	1.7	85.3
TENP	4	4.4	<1	1.8	80.0
TNAO	36	3.8	<1	1.6	64.8
TSAO	3	2.5	<1	<1	73.3
TESP	<1	-	-	-	-
ETSA	146	3.6	9.9	10.4	78.3
ETSP	231	3.6	20.3	19.6	86.9
ETSI	207	3.6	16.4	15.6	82.5
ETNA	277	3.7	24.9	24.0	85.1
ETNP	276	3.7	23.1	23.3	88.8

o período estudado. Cada ponto assinalado na figura corresponde a pontos de trajetórias, as cores indicam a intensidade dos sistemas observados. Os menos intensos, assinalados em azul apresentam centros com pressão maiores ou iguais a 980 hPa. Em vermelho estão assinalados os pontos de trajetória onde os sistemas apresentam centros com pressão menores ou iguais a 930 hPa.

Na tabela 3.2, os menores valores associados ao número de trajetórias não interrompidas N_{NIT} que acontecem nas áreas extra-tropicais ETSA e ETSI (78,3 e 82,5% respectivamente) podem ser explicados pela migração de sistemas para as áreas tropicais TSAO e TSIO.

Ao se observar a figura 3.4 tem-se a impressão estabelecimento de fronteiras artificiais entre as áreas extra-tropicais e tropicais não é totalmente eficiente devido ao deslocamento dos sistemas.

Com base nas estatísticas, no entanto, é possível dizer que grande parte das tempestades é contida dentro das fronteiras estabelecidas. Isso é particularmente verdade com relação á

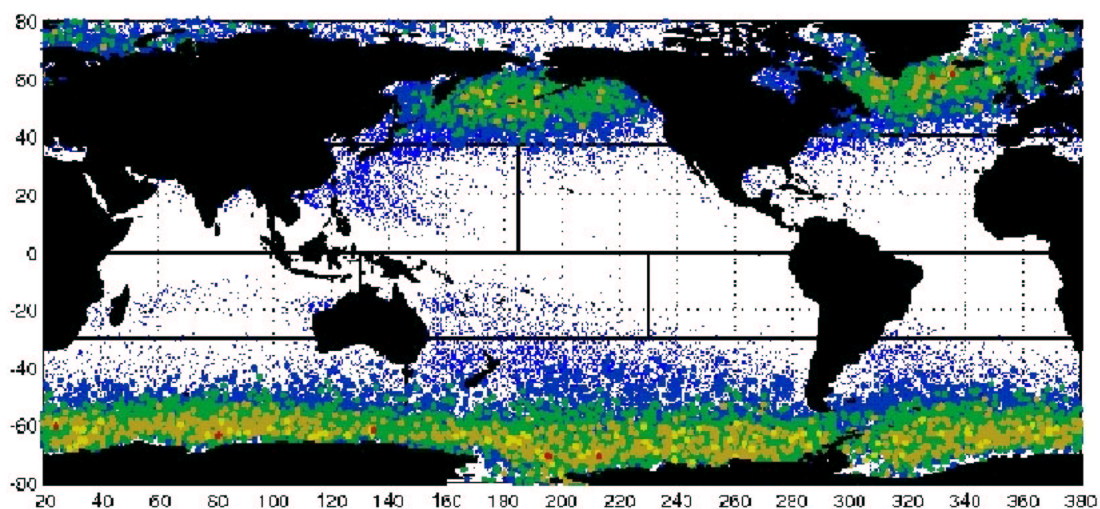


Figura 3.4: Distribuição dos ciclones extra-tropicais. As cores indicam a intensidade de cada sistema, azul para centros com valores maiores ou iguais a 980 hPa e vermelho para centros com valores de pressão menores ou iguais a 930 hPa.

ocorrência de pontos com maior intensidade das tempestades. Com base nestes resultados, foram estabelecidas 13 áreas de geração, conforme indicado na figura 3.5 e na tabela 3.3, utilizada para as simulações numéricas descritas nos próximos capítulos.

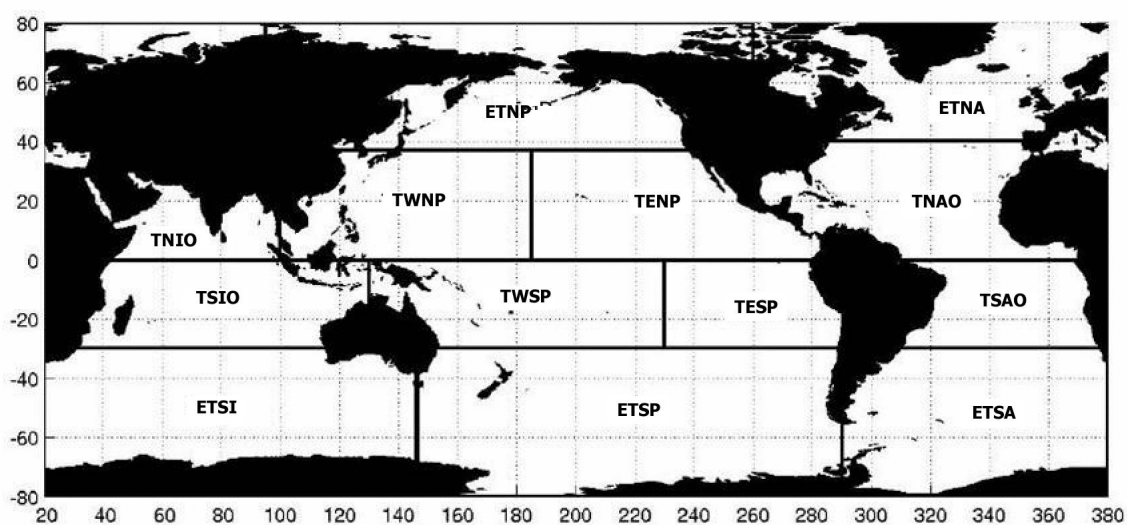


Figura 3.5: Mapa global com as 13 áreas de geração de *swell*.

Tabela 3.3: Áreas de geração selecionadas.

Sigla	Nome	Localização
ETSA	<i>Extra-Tropical South Atlantic</i>	área extra-tropical do Atlântico Sul
ETSP	<i>Extra-Tropical South Pacific</i>	área extra-tropical do Pacífico Sul
ETSI	<i>Extra-Tropical South Indian</i>	área extra-tropical do Índico Sul
ETNA	<i>Extra-Tropical North Atlantic</i>	área extra-tropical do Atlântico Norte
ETNP	<i>Extra-Tropical North Pacific</i>	área extra-tropical do Pacífico Norte
TSIO	<i>Tropical South Indian Ocean</i>	área tropical do Índico Sul
TWSP	<i>Tropical Western South Pacific</i>	área tropical do oeste do Pacífico Sul
TNIO	<i>Tropical North Indian Ocean</i>	área tropical do Índico Norte
TWNP	<i>Tropical Western North Pacific</i>	área tropical do oeste do Pacífico Norte
TENP	<i>Tropical Eastern North Pacific</i>	área tropical do leste do Pacífico Norte
TNAO	<i>Tropical North Atlantic</i>	área tropical do Atlântico Norte
TESP	<i>Tropical Tropical Eastern South Pacific</i>	área tropical do leste do Pacífico Sul
TSAO	<i>Tropical South Atlantic</i>	área tropical do Atlântico Sul

Capítulo 4

Abordagem Numérica

Para avaliar o efeito da geração de *swell* das áreas selecionadas foram realizadas diversas simulações dos campos de onda isolando uma área de geração de cada vez. Este isolamento consiste no desligamento dos mecanismos de geração de ondas pelo WW3. Para isto os campos de vento globais foram reduzidos apenas para a cada área selecionada conforme descrito no capítulo anterior. Em outras palavras, os campos de vento fora das áreas de geração foram ajustados para o valor constante e igual a zero. Desta forma são geradas apenas ondas no interior de cada área selecionada, as quais podem se propagar livremente pelo resto do globo.

Para cada área foram gerados 2 anos de simulações com os campos de ondas. Desta forma foram realizadas 13 simulações de 2 anos cada para cada área isoladamente. Também foi realizada uma simulação de controle de dois anos com o campo de vento completo ao redor do globo. No total foram geradas 14 simulações. Vale ressaltar que para todas as simulações foi considerado um período para “aquecimento” iniciado em 01 de dezembro de 1999. Este “aquecimento” garante a inclusão de sistemas de *swell* mais longos nas simulações desejadas.

Cada simulação compreende o período de 01 de janeiro de 2000 até 01 de janeiro de 2002. Apesar de este período ser pequeno para um estudo climatológico mais completo, ele fornece uma idéia do quanto esta técnica pode ser útil para estudos climatológicos da distribuição de *swell*. Outro aspecto importante consiste no fato de este estudo fornecer uma idéia qualitativa das propriedades de propagação de *swell* através da análise de médias anuais ou sazonais dos parâmetros de onda. Esta última perspectiva é a hipótese central do presente estudo.

4.1. Modelo WAVEWATCH III

O modelo utilizado para simulação dos campos de ondas foi o WAVEWATCH III (WW3) versão 2.22 (Tolman 2002). Este é um modelo de terceira geração, desenvolvido pelo MMAB do EMC do NCEP. No WW3, a evolução do campo de ondas é simulada utilizando o espectro direcional no espaço número de onda, aqui representado por $F(k, \theta)$ para seguir a notação utilizada pelo autor do modelo. A transformação do espectro de frequência no espectro número de onda é dada pelo Jacobiano representado em 2.15. A seguir são apresentados detalhes deste modelo, com base em Tolman (2002).

Com base na propriedade de conservação da ação de onda espectral $A \equiv E/\omega$, o modelo WW3 soluciona o problema da evolução dos campos de onda usando o espectro de densidade de ação de onda $N(k, \theta) \equiv F(k, \theta)/\omega$, da seguinte forma:

$$\frac{DN}{Dt} = \frac{S_{tot}}{\omega}, \quad (4.1)$$

onde D/Dt representa a derivada material e S_{tot} representa os efeitos das fontes e sumidouros para o espectro F .

4.2. Propagação

O transporte da energia no modelo é obtido com a resolução da equação 2.26. Considerando que o espectro seja representado por $N(k, \theta; \mathbf{x}, t)$, a equação de transporte advectivo na forma como o WW3 resolve, em coordenadas esféricas é:

$$\frac{\partial N}{\partial t} + \frac{1}{\cos \phi} \frac{\partial}{\partial \phi} \dot{\phi} N \cos \theta + \frac{\partial}{\partial \lambda} \dot{\lambda} N + \frac{\partial}{\partial k} \dot{k} N + \frac{\partial}{\partial \theta} \dot{\theta}_g N = \frac{S_{tot}}{\omega} \quad (4.2)$$

Onde λ e ϕ são longitude e latitude respectivamente, $\dot{\phi}$, $\dot{\lambda}$, \dot{k} e $\dot{\theta}_g$ correspondem a velocidades de propagação conforme as expressões abaixo.

$$\dot{\phi} = \frac{C_g \cos \theta + U_\phi}{R}, \quad (4.3)$$

$$\dot{\lambda} = \frac{C_g \sin \theta + U_\lambda}{R}, \quad (4.4)$$

$$\dot{k} = -\frac{\partial \omega}{\partial h} \frac{\partial h}{\partial s} - \mathbf{k} \cdot \frac{\partial \mathbf{U}}{\partial s}, \quad (4.5)$$

$$\dot{\theta}_g = \dot{\theta} - \frac{C_g \tan \phi \cos \theta}{R} \quad (4.6)$$

com

$$\dot{\theta} = \frac{1}{k} \left[\frac{\partial \omega}{\partial h} \frac{\partial h}{\partial m} - \mathbf{k} \cdot \frac{\partial \mathbf{U}}{\partial m} \right] \quad (4.7)$$

onde s é uma coordenada na direção θ , m é uma coordenada de sentido perpendicular a direção θ , R é o raio da Terra, U_ϕ e U_λ são componentes do vetor de corrente \mathbf{U} .

4.3. Termos fonte

O termo fonte S_{tot} utilizado no WW3 corresponde ao somatório de 4 fatores:

$$S_{tot} = S_{in} + S_{nl} + S_{ds} + S_{fnd}, \quad (4.8)$$

onde S_{in} corresponde ao termo de interação onda-vento, S_{nl} indica o termo de interações não lineares do tipo onda-onda, S_{ds} é o termo de dissipação (*whitecapping*) e em águas rasas o termo adicional S_{fnd} é utilizado representando as interações das ondas com o fundo (dissipação por atrito com o fundo).

Em modelos operacionais de terceira geração, a equação 4.1 é resolvida explicitamente até uma frequência de corte f_{hf} (ou número de onda k_{hf}). A partir desta frequência costuma-se aplicar uma cauda espectral paramétrica da forma (assumindo condições de águas profundas para as componentes da cauda):

$$N(k, \theta) = N(k_{hf}, \theta) \left(\frac{f}{f_{hf}} \right)^{-m-2} \quad (4.9)$$

onde m depende da parametrização do termo fonte utilizada, neste estudo $m = 5$. Nesta região os termos-fonte são obviamente, inoperantes.

Uma descrição mais detalhada da formulação dos termos fonte utilizados pelo modelo WW3 foge aos objetivos do presente estudo. Tais detalhes podem ser encontrados com facilidade no manual do modelo (Tolman 2002) ou em Tolman e Chalikov (1996). A seguir, portanto, são apresentados apenas aspectos gerais destes termos.

O termo de entrada pelo vento utilizado nas simulações já foi discutido anteriormente. Sua forma é dada pela equação 2.19.

O modelo WW3 utiliza a parametrização DIA, proposta por Hasselmann et al. (1985), para cálculo do termo S_{nl} . Propriedades de DIA são descritas em detalhes por Vledder (2000), Tolman (2004) etc.

A parametrização utilizada para o termo de dissipação consiste no pacote de parametrizações proposto por Tolman e Chalikov (1996). Ela é dividida em duas partes, uma para a porção dominante de baixa frequência e uma para a porção de alta frequência do espectro.

A parte para baixa frequência foi elaborada com base na dissipação de energia pela turbulência e tem a forma de,

$$S_{ds,l}(k, \theta) = -2u_* h k^2 \phi N(k, \theta), \quad (4.10)$$

onde h aqui é uma escala de mistura determinada a partir do conteúdo de alta frequência do campo de onda e ϕ é uma função empírica que leva em consideração o estágio de desenvolvimento do campo de ondas.

A dissipação de alta-frequência é definida como

$$S_{ds,h}(k, \theta) = -a_0 \left(\frac{u_*}{g} \right)^2 f^3 \alpha_n^B N(k, \theta), \quad (4.11)$$

onde α_n é o nível de energia de alta-frequência adimensional de Phillips normalizado por α_r e a_0 é uma constante empírica.

Os dois termos de dissipação são combinados por uma combinação linear simples definida pelas frequências f_1 e f_2 .

$$S_{ds}(k, \theta) = \mathcal{A} S_{ds,l} + (1 - \mathcal{A}) S_{ds,h}, \quad (4.12)$$

com

$$\mathcal{A} = \begin{cases} 1 & \text{para } f < f_1, \\ \frac{f-f_2}{f_1-f_2} & \text{para } f_1 \leq f < f_2, \\ 0 & \text{para } f_2 \leq f \end{cases}, \quad (4.13)$$

Para melhorar a suavização do desenvolvimento do modelo para frequências próximas a frequência paramétrica de corte f_{hf} , é utilizada uma zona de transição entre o espectro prognóstico e a cauda espectral paramétrica de alta-frequência,

$$N(k_i, \theta) = (1 - \mathcal{B}) N(k_i, \theta) + \mathcal{B} N(k_{i-1}, \theta) \left(\frac{f_i}{f_{i-1}} \right)^{-m-2}, \quad (4.14)$$

onde i é um contador discreto e \mathcal{B} é definido de maneira similar a \mathcal{A} , variado de 0 a 1 entre f_2 e f_{hf} .

A parametrização para o termo de dissipação com o fundo utilizada corresponde a proposta por Hasselmann et al. (1973) que fica da forma:

$$S_{fnd}(k, \theta) = 2\Gamma \frac{n-0,5}{gh} N(k, \theta) \quad (4.15)$$

onde Γ é uma constante que assume os valores de $-0.038 \text{ m}^2\text{s}^{-3}$ e $-0.067 \text{ m}^2\text{s}^{-3}$ para *swell* e *wind sea* respectivamente, n é a razão entre a velocidade de grupo e a velocidade de fase, g é a aceleração da gravidade e h é a profundidade local.

4.4. Aspectos numéricos

A equação 4.2 corresponde a equação básica do WW3. Para resolvê-la de maneira apropriada são utilizadas 3 versões modificadas quando:

- se utiliza uma grade de número de onda variável;
- descrevem corretamente a dispersão para equações discretas nos esquemas numéricos selecionados e
- uma grade auxiliar de obstáculos é considerada.

Ao se utilizar uma grade variável de número de onda, as mudanças nos números de onda devido a processos de águas rasas, como empinamento, já são incorporadas naturalmente. A grade de número de onda local correspondente pode ser obtida diretamente da grade invariante de frequência e da relação de dispersão 2.1, se tornando uma função da profundidade local h (Tolman 2002). Desta maneira, é utilizada uma grade logarítmica de frequência da forma

$$\omega_{m+1} = X_\omega \omega_m \quad (4.16)$$

onde m é um contador discreto no espaço k , para este estudo m varia de 1 a 25; X_ω é um fator de incremento ($X_\omega = 1.1$). Na figura 4.1 está representada a grade de frequência adota nas simulações.

Chamando a grade variável de número de onda de k e definido a quantidade $\mathcal{N} = NC_g^{-1} \cos \phi$, a equação de balanço fica da forma:

$$\frac{\partial \mathcal{N}}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial \phi} \dot{\phi} \mathcal{N} + \frac{\partial}{\partial \lambda} \dot{\lambda} \mathcal{N} \frac{\partial}{\partial k} k \mathcal{N} + \frac{\partial}{\partial \theta} \dot{\theta} \mathcal{N} = 0. \quad (4.17)$$

A equação 4.17 é resolvida no modelo com um método de passo de tempo fracionado. O primeiro passo considera as variações temporais de profundidade que correspondem a mudanças na grade de número de onda. Os outros passos consideram a propagação espacial, a propagação no interior do espectro e de integração dos termos fonte.

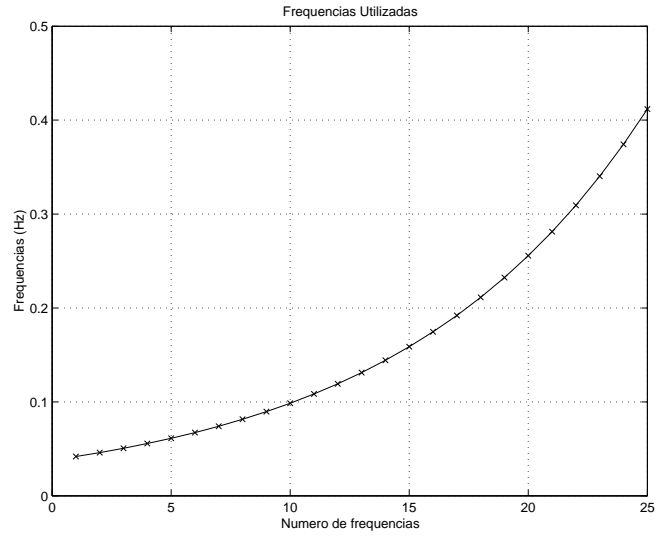


Figura 4.1: Grade de frequências utilizada nas simulações deste trabalho.

O primeiro passo de tempo, conhecido no WW3 como passo de tempo global Δt_g , corresponde ao tempo gasto para propagar a solução inteira. Nestes intervalos, os campos de vento são interpolados. Para as simulações deste estudo, $\Delta t_g = 3600s$.

O segundo passo de tempo, propagação espacial, corresponde ao passo de tempo máximo para a frequência mais baixa do modelo, $\Delta t_{p,1} = 1300s$. Para a frequência de contador m , o passo de tempo máximo $\Delta t_{p,m}$ calculado pelo modelo é

$$\Delta t_{p,m} = \frac{f_m}{f_1} \Delta t_{p,1}. \quad (4.18)$$

O passo de tempo de propagação no espectro, dependendo da aplicação do modelo, pode ser igual ou menor que o passo global. Para o caso deste trabalho, ele é igual ao passo global (3600s), pois trata-se de um estudo em águas profundas.

O passo de tempo de integração dos termos fonte, que é ajustado dinamicamente para cada ponto de grade e passo de tempo global, foi de 300s.

4.4.1. Propagação espacial

O esquema numérico utilizado nas simulações corresponde ao ULTIMATE QUICKEST adaptado para obstáculos não resolvidos. Este esquema é de terceira ordem no espaço e no

tempo. Ele é aplicado nas direções longitudinais e latitudinais separadamente, alternando a direção a ser tratada em primeiro lugar. Sua forma final no espaço- ϕ é:

$$\mathcal{N}_{i,j,l,m}^{n+1} = \mathcal{N}_{i,j,l,m}^n + \frac{\Delta t}{\Delta \phi} [\alpha_{i,-} \mathcal{F}_{i,-} - \alpha_{i,+} \mathcal{F}_{i,+}] \quad (4.19)$$

onde j , l e m são contadores discretos nos espaços λ -, θ - e k respectivamente. n é um contador discreto de passo de tempo e i é um contador discreto de ponto de grade espacial.

O fluxo entre os pontos de grade ($\mathcal{F}_{i,-}$) com contadores i e $i - 1$ no espaço- ϕ na equação 4.19 é calculado como:

$$\mathcal{F}_{i,-} = [\dot{\phi}_b \mathcal{N}_b]_{j,l,m}^n, \quad (4.20)$$

$$\dot{\phi}_b = 0.5 (\dot{\phi}_{i-1} + \dot{\phi}_i), \quad (4.21)$$

$$\mathcal{N}_b = \frac{1}{2} [(1 + C)\mathcal{N}_{i-1} + (1 - C)\mathcal{N}_i] - \left(\frac{1 - C^2}{6} \right) \mathcal{C}\mathcal{U} \Delta \phi^2, \quad (4.22)$$

$$\mathcal{C}\mathcal{U} = \begin{cases} (\mathcal{N}_{i-2} - 2\mathcal{N}_{i-1} + \mathcal{N}_i) \Delta \phi^{-2} & \text{para } \dot{\phi}_b \geq 0 \\ (\mathcal{N}_{i-1} - 2\mathcal{N}_i + \mathcal{N}_{i+1}) \Delta \phi^{-2} & \text{para } \dot{\phi}_b < 0 \end{cases} \quad (4.23)$$

$$C = \frac{\dot{\phi} \Delta t}{\Delta \phi}, \quad (4.24)$$

onde $\mathcal{C}\mathcal{U}$ é a curvatura da distribuição da densidade de ação e C é o limite de Curret com sinal indicativo do direção de propagação, o esquema apresenta soluções estáveis para $|C| \leq 1$.

O termo “obstáculos não resolvidos” significa o sombreamento da propagação de ondas exercido por ilhas com tamanhos menores que a resolução da grade numérica espacial. Estes obstáculos são representados como transparências nas fronteiras das células de propagação. Estas transparências estão representadas na equação do esquema de propagação espacial 4.19 na forma dos coeficientes $\alpha_{i,-}$ e $\alpha_{i,+}$, que variam de 0 (fronteira fechada, ou opaca) e 1 (fronteira aberta, ou transparente). Para a utilização deste artifício é necessário uma grade espacial auxiliar a grade espacial (figura 4.2) A abordagem é apresentada em detalhes em Tolman (2003).

O problema da cobertura das calotas de gelo é resolvido de maneira semelhante ao dos obstáculos não resolvidos. Para isto é definida uma concentração crítica de gelo na qual a obstrução se inicia ($\epsilon_{c,0}$) e completa ($\epsilon_{c,n}$), neste trabalho $\epsilon_{c,0} = \epsilon_{c,n} = 0.67$. A partir dessas concentrações críticas, escalas de comprimento de decaimento são calculadas como

$$\begin{aligned} l_0 &= \epsilon_{c,0} \min(\Delta x, \Delta y), \\ l_n &= \epsilon_{c,n} \min(\Delta x, \Delta y), \end{aligned} \quad (4.25)$$

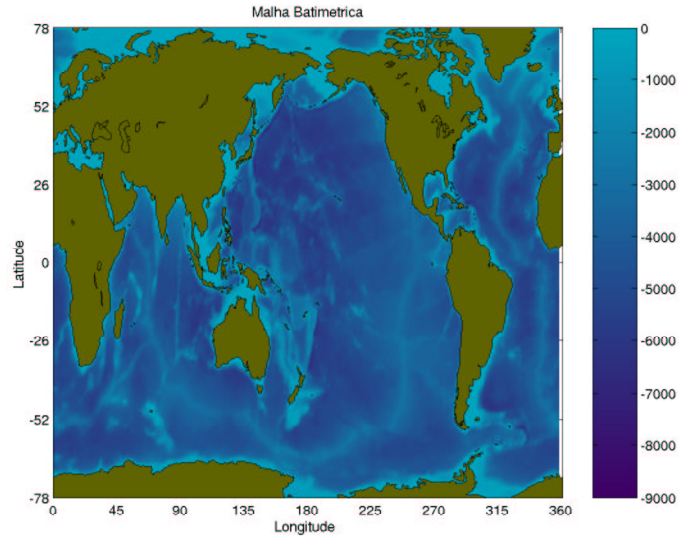


Figura 4.2: Grade batimétrica utilizada para as simulações com resolução de $1,25^\circ$ por $1,00^\circ$ em longitude e latitude respectivamente (288 pontos de longitude por 157 pontos de latitude).

a partir das quais as transparências das células em x e y (α_x e α_y) são calculadas como:

$$\alpha_x = \begin{cases} 1 & \text{para } \epsilon\Delta x < l_0 \\ 0 & \text{para } \epsilon\Delta x > l_0 \\ \frac{l_n - \epsilon\Delta x}{l_n - l_0} & \text{para outros casos} \end{cases} \quad (4.26)$$

e de maneira análoga para α_y . Vale lembrar que o mapa da cobertura de gelo é atualizado durante as integrações do modelo.

4.4.2. Propagação intra-espectral

A propagação no interior do espectro considera as mudanças devido a fenômenos como a refração. A equação a ser resolvida neste passo fica da forma

$$\frac{\partial N}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial k} \dot{k}_g N + \frac{\partial}{\partial \theta} \dot{\theta}_g N = 0, \quad (4.27)$$

com

$$\dot{k}_g = \frac{\partial \omega}{\partial h} \frac{\mathbf{U} \cdot \nabla_x d}{C_g} - \mathbf{k} \cdot \frac{\partial \mathbf{U}}{\partial s}. \quad (4.28)$$

onde \dot{k}_g é a velocidade do número de onda relativa a grade, e $\dot{\theta}_g$ é fornecida por 4.6 e 4.7 descritas na página 38.

A forma final do esquema ULTIMATE QUICKEST para esta propagação no espaço- θ é:

$$N_{i,j,l,m}^{n+1} = N_{i,j,l,m}^n + \frac{\Delta t}{\Delta k_m} [\mathcal{F}_{m,-} - \mathcal{F}_{m,+}] \quad (4.29)$$

onde Δk_m é a banda discreta no ponto de grade m . O fluxo entre as células é obtido por:

$$\mathcal{F}_{m,-} = \left[\dot{k}_{g,b} N_b \right]_{i,j,l}, \quad (4.30)$$

$$\dot{k}_{g,b} = 0.5 \left(\dot{k}_{g,m-1} + \dot{k}_{g,m} \right), \quad (4.31)$$

$$N_b = \frac{1}{2} \left[(1 + C) N_{i-1} + (1 - C) N_i \right] - \frac{1 - C^2}{6} \mathcal{CU} \Delta k_{m-1/2}^2, \quad (4.32)$$

$$\mathcal{CU} = \begin{cases} \frac{1}{\Delta k_{m-1}} \left[\frac{N_m - N_{m-1}}{\Delta k_{m-1/2}} - \frac{N_{m-1} - N_{m-2}}{\Delta k_{m-3/2}} \right] & \text{para } \dot{k}_b \geq 0 \\ \frac{1}{\Delta k_m} \left[\frac{N_{m+1} - N_m}{\Delta k_{m+1/2}} - \frac{N_m - N_{m-1}}{\Delta k_{m-1/2}} \right] & \text{para } \dot{k}_b < 0 \end{cases} \quad (4.33)$$

$$C = \frac{\dot{k}_{g,b} \Delta t}{\Delta k_{m-1/2}}, \quad (4.34)$$

onde $\Delta k_{m-1/2}$ corresponde a distância entre os pontos de grade com contadores m e $m - 1$.

A grade espectral utilizada no modelo é uma combinação da grade de freqüências com uma grade de direções. Esta grade de direções varia de 0° a 360° com intervalo $\Delta\theta = 15^\circ$ e está representada de forma esquemática pela figura 4.3.

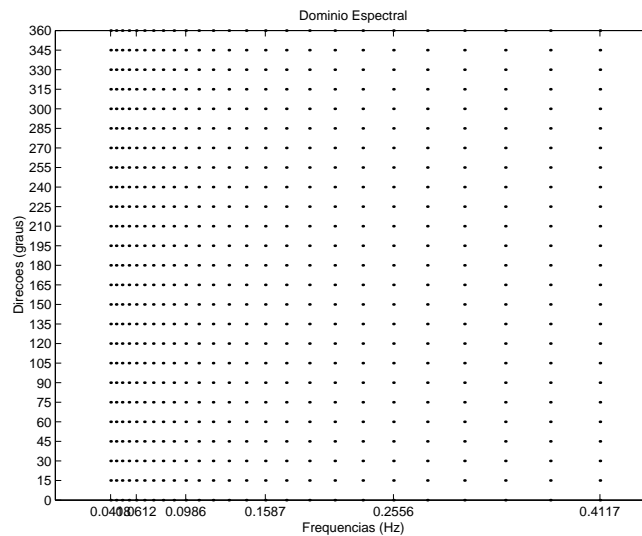


Figura 4.3: Esquema gráfico da grade espectral utilizada para as simulações com resolução de 15° nas direções.

Com a figura 4.3 pode ser percebido que a resolução em frequência é mais alta para a banda de baixa frequência do espectro. Desta forma pode-se obter um melhor detalhamento sobre a energia associada com a propagação de *swell*.

4.4.3. Integração dos termos-fonte

Os termos fonte para o modelo são resolvidos por

$$\frac{\partial N}{\partial t} = \mathcal{S}. \quad (4.35)$$

Discretizando a equação 4.35. têm-se a densidade de ação ΔN utilizada no esquema semi-implícito implementado no modelo,

$$\Delta N(k, \theta) = \frac{\mathcal{S}(k, \theta)}{1 - \epsilon D(k, \theta) \Delta t}. \quad (4.36)$$

Onde D representa os termos diagonais da derivada de \mathcal{S} em relação a N e ϵ é um coeficiente de compensação do esquema relacionado a ordem do esquema.

O esquema semi-implícito é aplicado na estrutura de um esquema de passos de tempo dinâmico. Neste esquema, a integração do passo de tempo global Δt_g pode ser realizada em diversos passos de tempo dinâmicos Δt_d dependendo: da rede de termos fonte \mathcal{S} , da mudança máxima da densidade de ação ΔN_m , e do tempo restante no intervalo Δt_g . O n -ésimo passo de tempo dinâmico, Δt_d^n , na integração do intervalo Δt_g , é calculado em três passos:

$$\Delta t_d^n = \min_{f < f_{h,f}} \left[\frac{\Delta N_m}{|\mathcal{S}|} \left(1 + \epsilon D \frac{\Delta N_m}{|\mathcal{S}|} \right)^{-1} \right], \quad (4.37)$$

$$\Delta t_d^n = \max [\Delta t_d^n, \Delta t_{d,\min}], \quad (4.38)$$

$$\Delta t_d^n = \min \left[\Delta t_d^n, \Delta t_g - \sum_{i=1}^{n-1} \Delta t_d^i \right]. \quad (4.39)$$

Onde Δt_{\min} é definido para evitar passos de tempo excessivamente pequenos. Desta forma o espectro corresponde é calculado como,

$$N^n = \max \left[0, N^{n-1} + \left(\frac{\mathcal{S} \Delta t_d}{1 - \epsilon D \Delta t_d} \right) \right]. \quad (4.40)$$

A mudança máxima da densidade de ação ΔN_m é determinada a partir de uma mudança paramétrica da densidade de ação ΔN_p e de uma mudança relativa filtrada da densidade de ação ΔN_r .

4.5. Campos de vento e cobertura de gelo

Todas as simulações utilizaram campos de vento e de diferença de temperatura ar-mar provenientes dos arquivos de análises operacionais do sistema de previsão global do NCEP. Esse sistema corresponde ao modelo GFS com resolução espectral T254, o que corresponde a uma resolução horizontal de aproximadamente 0.5° em longitude e latitude. O domínio vertical, varia da superfície da Terra ($\sigma = 1$) até o topo da atmosfera ($\sigma = 0$). Esse domínio é dividido em 64 camadas, com resolução maior próxima a superfície e topo (15 níveis abaixo de 800 hPa e 24 níveis acima de 100hPa). O nível mais baixo está em torno de 997,3 hPa e o topo em 0,27hPa. Maiores detalhes podem ser encontrados em Moorthi (2002). Os campos de vento do nível mais baixo do GFS foram reduzidos ao nível padrão de 10 metros assumindo estabilidade estática neutra na camada limite atmosférica (Stull 1988).

Todas as simulações utilizaram campos de cobertura de gelo das análises diárias de concentração de gelo marinho do sistema automático de micro-ondas passivas do NCEP descrito em Grumbine (1996).

Os campos de vento de superfície e cobertura de gelo nos oceanos são fornecidos como campos de entrada no WW3. Estes campos são interpolados para a grade espacial a cada passo de tempo Δt_g , e atualizados a cada três horas, para o vento e vinte e quatro horas para o gelo.

Capítulo 5

Análise Qualitativa dos Campos de *Swell*

Neste capítulo serão investigadas as propriedades médias dos seguintes parâmetros integrais do espectro de onda: altura significativa H_s e período de Pico T_p obtidos com as simulações dos experimentos numéricos descritos no capítulo anterior. Análises apresentadas a seguir limitam-se às propriedades das áreas de geração que afetam o clima de ondas do Atlântico Sul, uma vez que o presente estudo enfoca sobretudo uma avaliação qualitativa sobre a importância do *swell* para esta região. A descrição apresentada a seguir interfere e amplia avaliações apresentadas em Alves (2006), onde análises qualitativas são limitadas aos campos de H_s .

5.1. Parâmetros integrais

A altura significativa de um campo de ondas ($H_{1/3}$) é definida como o valor médio das alturas do terço superior das ondas contidas em um registro de elevação da superfície do mar. A altura significativa também pode ser definida a partir do espectro de variância das ondas definido na página 7 pela relação 2.11, como sendo:

$$H_s = 4\sigma. \quad (5.1)$$

A partir dos campos modelados de altura significativa foram obtidas médias da distribuição global desse parâmetro. As médias foram obtidas a partir de campos de intervalos de 06 horas.

Tabela 5.1: Definições das estações do ano adotadas neste estudo.

Estação	Meses
Verão	janeiro, fevereiro e março
Outono	abril, maio e junho
Inverno	julho, agosto e setembro
Primavera	outubro, novembro e dezembro

Foram realizados N cálculos de médias representando: os dois anos de simulação, o ano de 2000, o ano de 2001, os verões dos dois anos em conjunto e separadamente, os outonos dos dois anos em conjunto e separadamente, os invernos dos dois anos em conjunto e separadamente e as primaveras dos dois anos em conjunto e separadamente. Para simplificação dos cálculos, as estações do ano são estabelecidas conforme indicado na tabela 5.1.

5.1.1. Simulação de Controle

A simulação de controle, de agora em diante mencionada como FULL, além de referência para validação da técnica aplicada também será utilizada para uma breve descrição do “clima de ondas” global. Observando o campo de média total para os dois anos de simulação, mostrado na figura 5.1, pode-se ter uma boa ideia das regiões mais ativas em termos de geração de ondas. É notável a diferença entre os hemisférios nas regiões extra-tropicais. A ausência de barreiras continentais, favorecem a formação de grandes pistas em toda a região circumpolar antártica de maneira que esta região apresente as maiores médias globais durante os anos estudados.

Outra informação qualitativa que pode ser obtida com a análise visual da figura 5.1 é a relação direta entre as regiões com maiores ocorrências de tempestades intensas (figuras 3.3 e 3.4) e as regiões com maiores valores da média de altura significativa. Esse padrão pode ser evidenciado tanto nas regiões extra-tropicais como nas tropicais.

O padrão da distribuição espacial do campo das médias de altura significativa é similar quando se leva em consideração a média total e as médias anuais, conforme pode ser observado nas figuras 5.1 e 5.2. Com exceção da região extra-tropical do Pacífico Sul, o ano de 2000 apresentou eventos mais intensos, desta forma, a análise dos campos serão feitas levando em

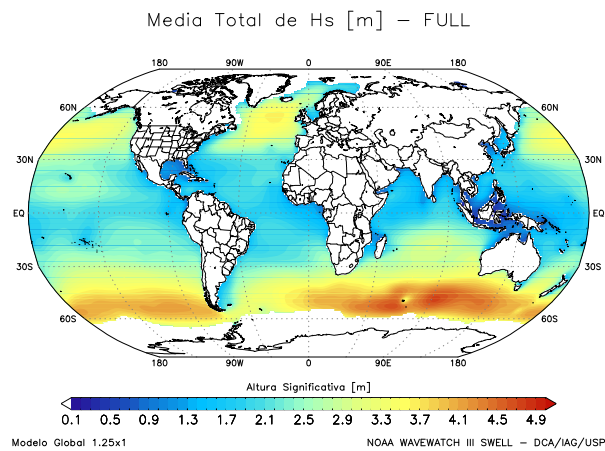


Figura 5.1: Média total dos campos de altura significativa para os anos de 2000 e 2001.

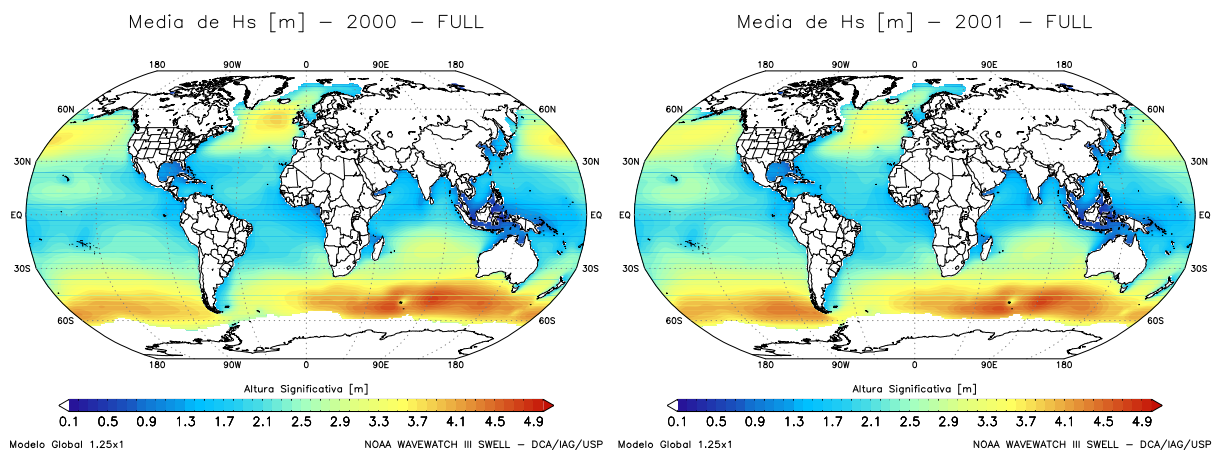


Figura 5.2: Média anual dos campos de altura significativa para os anos de 2000 e 2001.

consideração apenas o ano de 2000. Esta diferença é indicativa de variações interanuais que podem ser investigadas em maiores detalhes no futuro.

As regiões de sombreamento em branco nas proximidades das áreas polares nas figuras 5.1 e 5.2 representam a cobertura de gelo. Conforme será demonstrado posteriormente, esta cobertura sofre variações ao longo do ano de acordo com as estações climáticas. Por se tratar de campos médios, pontos onde em algum tempo foi coberto de gelo são excluídos do cálculo das médias.

No campo superior da esquerda da figura 5.3 está representada a diferença entre a média anual e a média de verão para o ano de 2000. Os valores menores que zero para o Hemisfério Norte (HN) demonstram aumento das alturas de onda para quase todo o Hemisfério, chegando a aproximadamente 2 metros para as regiões extra-tropicais. Essas diferenças apresentam um

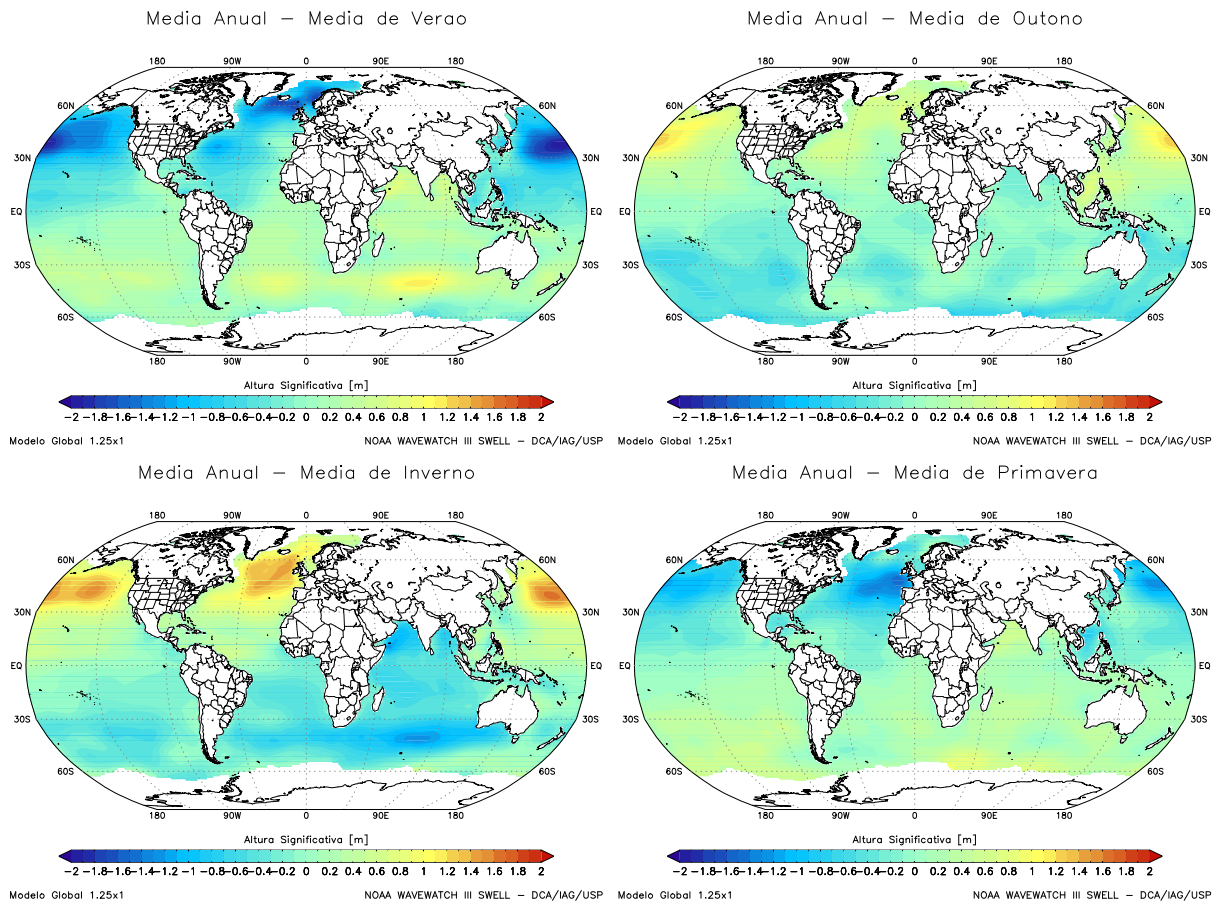


Figura 5.3: Variações sazonais do campo de diferença entre a média de altura significativa para o ano de 2000 e a respectiva média para a estação do ano.

padrão de diminuição de sua amplitude conforme a proximidade do Equador. A única região do HN que não se enquadra neste padrão corresponde a porção norte do Oceano Índico. Novamente a importância da presença de barreiras continentais é demonstrada no controle dos tamanhos das pistas de geração de ondas, fazendo com que o Pacífico Norte apresente as maiores amplitudes das diferenças sobre uma área maior.

Já para o Hemisfério Sul (HS) a situação representada no campo de verão da figura 5.3 é praticamente o oposto ao HN com áreas de diminuição das alturas de onda nas regiões extra-tropicais. Esta diferença é bem menor em amplitude que a diferença apresentada pelo HN, ficando em torno de 0 na maior parte do HS. Este fato reflete a menor sazonalidade deste hemisfério relacionada a menor abundância de barreiras continentais.

No outono, as médias de alturas de onda apresentam uma sensível diminuição em relação a média anual para o HN com diferenças próximas a 1 metro para as regiões extra-tropicais.

Estas diferenças tendem a diminuir a medida que se aproximam do Equador, conforme pode ser observado no campo superior da direita na figura 5.3. De uma maneira geral, as alturas para o período de outono apresentam uma homogenização, em relação a média anual, apresentando diferenças próximas a zero.

A medida que aumentam as latitudes em direção ao sul, nota-se um pequeno aumento das alturas de onda no HS. No campo de outono da figura 5.3 pode ser percebido que a diferença tende a aumentar de amplitude (menor que zero) nas proximidades das regiões antárticas. Este fato pode ser explicado pela diminuição da cobertura de gelo durante o outono, que libera regiões com pistas maiores e mais intensas para geração de ondas e consequentemente um aumento das alturas significativas.

As amplitudes de variação das médias das alturas significativas para o inverno aumentam em relação ao campo médio do ano de 2000. Observando o respectivo campo da diferença para o HN, representado na figura 5.3, nota-se a presença de grandes áreas com valores maiores que zero (aproximadamente 2 metros) nas regiões extra-tropicais do HN.

Em quase todo o HN as diferenças são maiores que zero (campo de inverno na figura 5.3) diminuído sua amplitude a medida que se aproxima do Equador. Este fato indica que em média as alturas de onda no HN, durante o inverno, são menores que a média anual. A única região que não apresenta este padrão corresponde ao Índico Norte que apresenta médias maiores durante o inverno devido ao regime de monções.

Praticamente todo o HS apresenta campos de diferença menor que zero durante os meses de inverno, indicando um aumento das alturas significativas em relação a média anual. Esse aumento é bem menor quando comparado com o aumento apresentado pelo HN durante os meses de verão. No campo de inverno da figura 5.3 também pode ser observado que a região com o maior aumento das alturas corresponde a área extra-tropical do Índico Sul. Logo abaixo dessa área, existe uma área com pequena diminuição das alturas (diferença maior que zero), é provável que este fato seja relacionado com o aumento da cobertura de gelo durante esses meses.

Durante os meses da primavera, o HN apresenta um aumento considerável do campo médio em relação a média anual. Este aumento é de 1 metro, chegando a 2 metros nas proximidades do litoral norte da Europa. Eles podem ser evidenciados com valores de diferença menores que zero, representados no campo de primavera da figura 5.3. Também pode ser

notado um pequeno aumento nas regiões tropicais do HN, que pode estar relacionado ao período de máxima ocorrência de tempestades tropicais e furacões. Novamente a porção norte do oceano Índico apresentou comportamento contrário ao restante do hemisfério com uma pequena diminuição do campo médio de H_s .

Todo o HS apresenta um padrão de diminuição das alturas médias durante a primavera. Este padrão é facilmente percebido no respectivo campo da figura 5.3, com os valores maiores que zero e diferença. De um modo geral, as amplitudes das diferenças da primavera em relação ao resto do ano, tendem a aumentar conforme o aumento em latitude. Este aumento apresenta máximo nas localidades próximas as fronteiras da cobertura de gelo, que nesta época do ano encontra-se em seu ponto máximo.

Ao se observar as variações das médias sazonais em relação a média anual, representadas nos campos da figura 5.3, nota-se que o HN apresenta maiores amplitudes de variações ao longo do ano. O HS apresenta um comportamento pouco variável, de forma que os campos médios de altura significativa sejam muito semelhantes. Esta diferença entre os hemisférios está diretamente relacionada ao fato de que o HN apresenta grandes massas continentais que aumentam as variações sazonais do regime meteorológico. Conseqüentemente, pode-se ter mais ou menos geração de ondas devido as variações nas pistas de vento dos oceanos adjacentes.

5.1.2. Áreas tropicais

TSIO

A área de geração da porção tropical do oceano Índico Sul (TSIO) apresenta fraca influência no clima de ondas do Atlântico Sul. Como pode ser observado no campo superior da figura 5.4, a língua de propagação das ondas ao sul do continente africano mostra que é possível para sistemas de ondas gerados no oceano Índico alcançarem o Atlântico Sul. Nota-se ainda que em média esta contribuição é relativamente pequena em termos de energia, pois estes sistemas apresentam média de altura significativa em torno de 0,2 metros.

Na figura 5.4 também estão representadas as variações sazonais da influência da área de geração TSIO no clima de ondas global. No campo superior da esquerda pode-se observar a média de altura significativa para os meses de verão. Neste campo percebe-se que sistemas

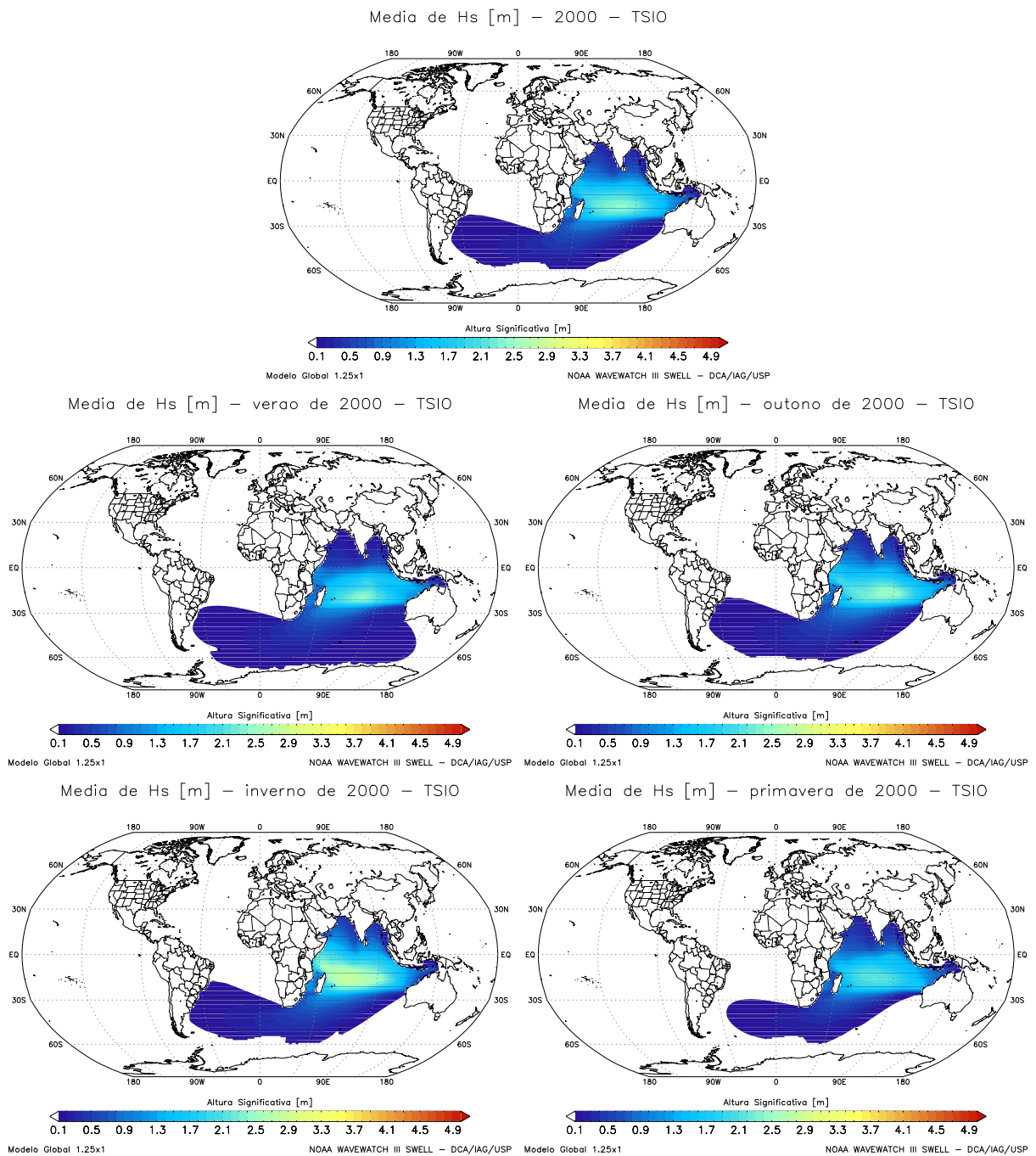


Figura 5.4: Média anual do campo de altura significativa (campo superior) e variação sazonal dos campos médios de altura significativa durante o ano de 2000 para a área de geração TSIO.

de *swell* desta época do ano afetam desde regiões adjacentes do litoral do Uruguai até regiões próximas do litoral do estado do Paraná. Também é nesta época que a língua de penetração das ondas se estende até altas latitudes. Este aumento da penetração pode estar associado ao recuo da cobertura de gelo antártico.

No campo superior da direita da figura 5.4 está representada a média das alturas geradas na área TSIO durante o período do outono. Nesta época do ano a língua de penetração dos sistemas de *swell* chega a alcançar a costa da América do Sul desde o Uruguai até o litoral do estado do Espírito Santo. Este aumento da penetração dos sistemas está associado com o aumento em intensidade e número de sistemas atmosféricos ocorrentes na área de geração. Como pode ser observado, a cobertura de gelo, nesta época do ano, começa a limitar a propagação das ondas para latitudes mais elevadas.

Durante o inverno a intensidade e número de sistemas atmosféricos ainda aumenta em relação ao outono. Desta forma, os sistemas de *swell* oriundos da área TSIO penetram no Atlântico Sul com mais energia aumentando sua influência para desde a costa da Argentina, até o litoral sul do estado da Bahia. Por outro lado, a cobertura de gelo em latitudes altas limita ainda mais a penetração mais ao sul da língua. Estas propriedades podem ser observadas no campo de inverno da figura 5.4.

Durante os meses de primavera, os sistemas de *swell* provenientes da área TSIO diminuem sua intensidade de acordo com a diminuição da atividade dos sistemas atmosféricos na área. No campo inferior da direita da figura 5.4 está representada a situação média do campo de altura significativa para a época do ano em questão. Conforme pode ser observado, em média os sistemas de *swell* nem chegam a alcançar a costa do continente sul americano e sua abrangência ainda continua muito limitada pela cobertura de gelo.

Apesar da área TSIO contribuir com pouca energia para o clima de ondas ao largo do litoral brasileiro, este padrão de propagação de ondas provenientes da região tropical do oceano Índico sul para o interior do Atlântico representa um fenômeno impressionante ao se levar em consideração os grandes círculos percorridos pelo *swell* Índico. A chegada desses sistemas às proximidades do litoral brasileiro é ainda mais impressionante considerando sua propagação de leste, contrária aos escoamentos de oeste típicos de latitudes médias. Espera-se que estes resultados motivem a análise de medições para quantificação de sua importância e contribuição para processos de interação ar-mar sobre o Atlântico Sul.

TNAO

A área de geração tropical do oceano Atlântico Norte (TNAO) apresenta grande influência

no clima de ondas de todo o oceano Atlântico. Considerando o campo médio de altura significativa durante o ano de 2000, destacado na figura 5.5, tem-se uma boa idéia da extensão de todas as regiões influenciadas por esta área. Toda esta energia, distribuída na forma de alturas de ondas, é conseqüência da grande atividade das tempestades que ocorrem na área em questão. A área TNAO apresenta grande quantidade de sistemas tropicais de alta intensidade e grande ocorrência de sistemas híbridos.

É durante o verão (inverno para o HN) que a área TNAO apresenta sua máxima atividade, influenciando o clima de ondas desde os extremos norte do Atlântico Norte, Escandinávia e Groelândia até o Atlântico Sul, Antártica, chegando a apresentar um padrão de penetração até a região central do oceano Índico Sul. No campo superior da esquerda na figura 5.5 está representado a média da distribuição de alturas significativas durante os meses de verão. Ao se observar este campo percebe-se que grande parte do litoral brasileiro é influenciado por esta área de geração. Na porção norte do litoral, esta área contribuiu com um campo médio de altura significativa que chega a 2 metros, diminuindo gradualmente até o litoral do estado da Bahia.

O padrão de penetração de sistemas de *swell* para o oceano Índico não é verificado nos meses de outono (primavera para o HN). Nesta época, as atividades ciclônicas da área TNAO diminuem, assim como a energia transferida para os campos de ondas. Desta forma a área de geração contribui com alturas menores para praticamente as mesmas regiões citadas anteriormente. O campo médio de H_s gerado na área TNAO para esta época do ano pode ser observado no diagrama superior a direita na figura 5.5.

O mínimo da influência da área TNAO acontece durante o inverno. Nesta época, a propagação média de ondas em direção ao sul não ultrapassa a latitude de 30°S. Os estados do litoral brasileiro atingidos por ondas geradas na área TNAO são os mesmos, porém com alturas menores. Com o início da temporada de tempestades tropicais para o HN (primavera no HS), as regiões que sofrem influência pelos sistemas de *swell* da área TNAO se aproximam da média anual, inclusive já apresentando indícios da penetração para o Índico. Além do aumento da área de influência, o valor médio de altura significartiva nos estados brasileiros atingidos, também apresenta uma padrão de aumento durante a primavera. As situações médias do campo de H_s para o inverno e primavera estão representadas nos diagramas inferiores da direita e esquerda respectivamente na figura 5.5.

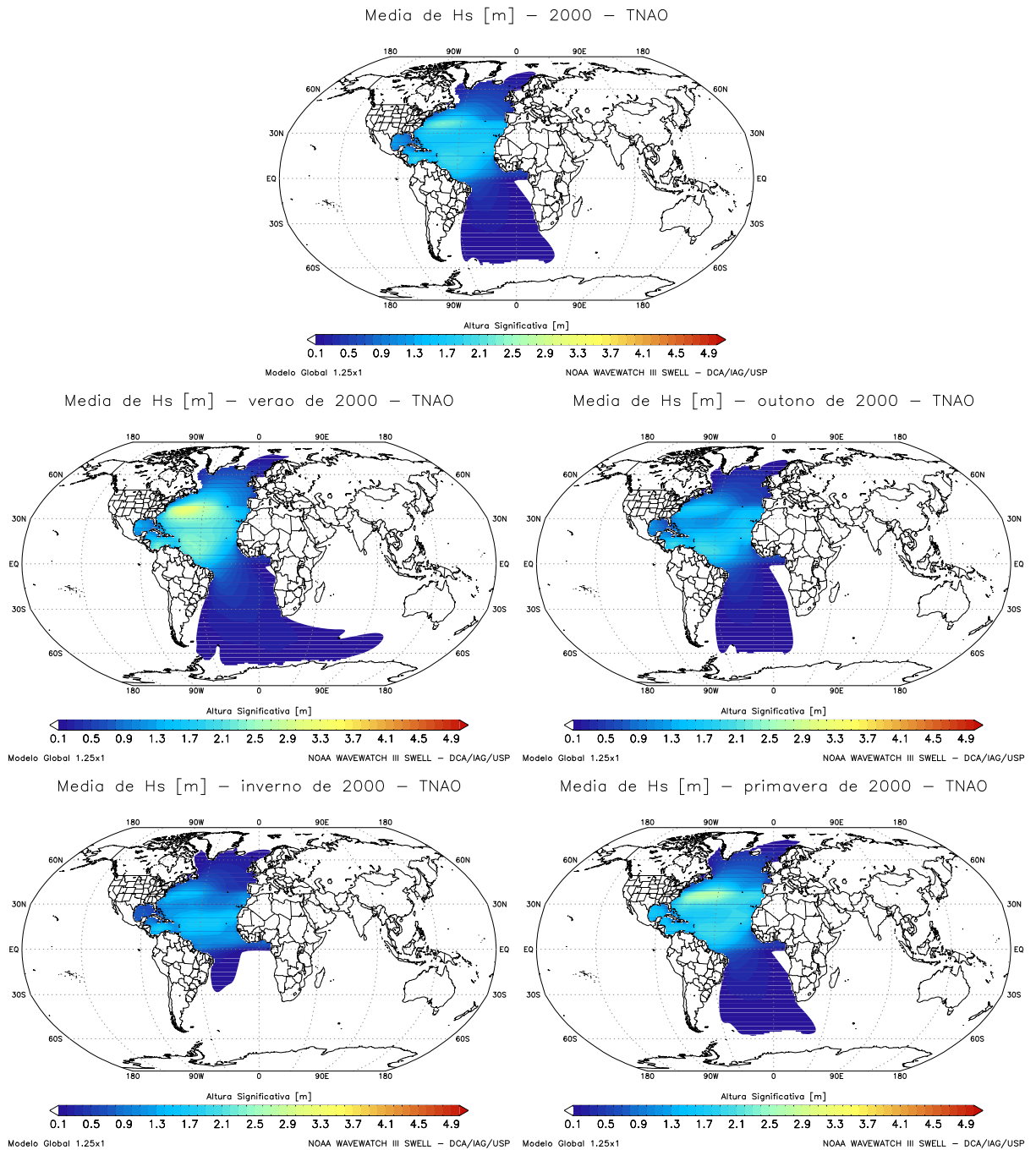


Figura 5.5: Média anual do campo de altura significativa (campo superior) e variação sazonal dos campos médios de altura significativa durante o ano de 2000 para a área de geração TNAO.

TSAO

Devido a pequena atividade ciclônica de baixa intensidade da área de geração tropical

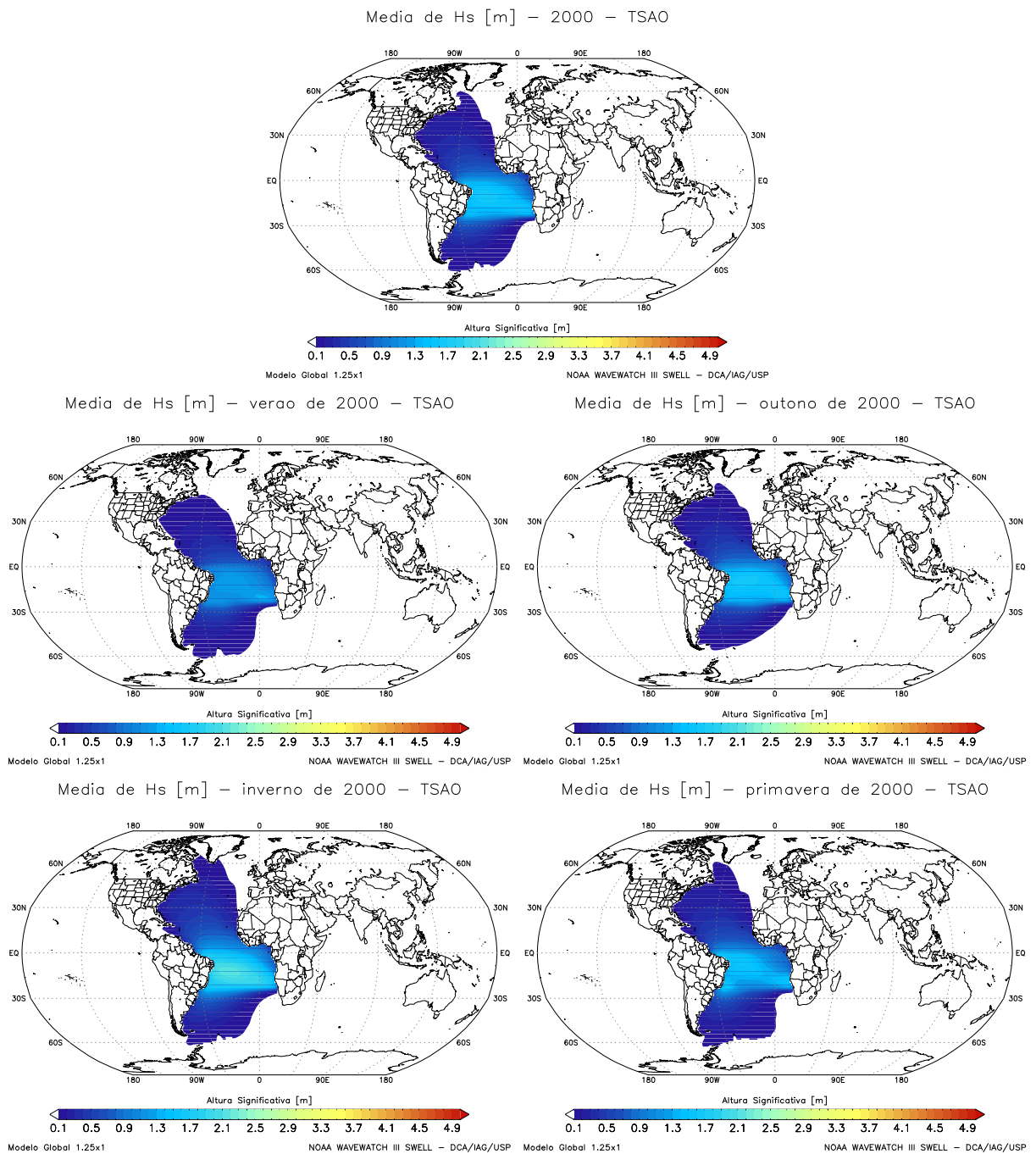


Figura 5.6: Média anual do campo de altura significativa (campo superior) e variação sazonal dos campos médios de altura significativa durante o ano de 2000 para a área de geração TSAO.

do Atlântico Sul (TSAO) as regiões que sofrem influência pelos sistemas de ondas gerados nesta área apresentam pequenos valores médios de alturas significativas durante o ano de 2000 (campo superior da figura 5.6). Excluindo as regiões muito próximas das bordas artificiais da área TSAO e no seu interior, com média variado de 1 a 1,7 metros, as alturas propagadas

desta área variam de 0,1 a 0,5 metros distribuídas entre as latitudes de $60^{\circ}S$ até $60^{\circ}N$. Todo o litoral brasileiro apresenta influência de ondas desta área de geração, sendo o litoral dos estados das regiões sudeste e nordeste os mais atingidos.

O tamanho das regiões influenciadas pelos sistemas da área TSAO praticamente não variou durante as estações do ano de 2000. Conforme pode ser observado nos campos da figura 5.6, as variações sazonais nos campos médios de H_s demonstram que o verão é o período menos ativo, com alturas menores. No outono, valores de H_s começam a aumentar, chegando no seu máximo nos meses de inverno. Na primavera os campos diminuem até o mínimo no verão e retornando o ciclo. Isso reflete a rara ocorrência de ciclones tropicais nesta região onde a ocorrência de ciclones extra-tropicais é também limitada às fases finais (e mais fracas) de vida desses sistemas, conforme apresentado por Alves (2006).

5.1.3. Áreas extra-tropicais

ETSA

Ondas provenientes da área de geração extra-tropical do Atlântico sul (ETSA) representam forte influência para o clima de ondas de todo Atlântico sul. Pelo campo da média de alturas significativas para o ano 2000, no diagrama em destaque da figura 5.7, pode ser percebido que a área ETSA também contribui com o clima de ondas para todo o oceano Índico, grande parte do Atlântico Norte e também apresenta um padrão de penetração de sistemas de *swell* no Pacífico Sul através da passagem de Drake.

Desde o extremo sul do litoral Argentino até o litoral do estado do Espírito Santo, a média anual da figura 5.7 revela que durante o ano representado, a área ETSA contribuiu com médias anuais de H_s superiores a 1,5 metros. A partir do litoral da região nordeste brasileira, a contribuição média da área ETSA tende a diminuir na direção norte, com médias anuais de H_s variando em torno de 1 metro. Já o litoral norte brasileiro é pouco afetado pelos sistemas originários desta área, estes passam ao largo desta parte do litoral.

As médias sazonais dos campos de H_s gerados na área ETSA, também representadas na figura 5.7, revelam que as regiões de influência desta área praticamente não sofrem variações espaciais ao longo do ano. No entanto, ao levar em consideração as médias de altura significa-

tiva podem ser facilmente percebidas as variações sazonais ao longo do ano.

Durante os meses de verão e primavera (respectivos campos da figura 5.7) têm-se os mínimos das atividades atmosféricas e conseqüentemente de geração de ondas. Praticamente, a diferença entre estas duas estações está no fato de que no campo de verão existe um núcleo de máxima atividade da área, localizado a sudoeste do Cabo da Boa Esperança, que diminui o valor da média anual junto ao litoral brasileiro. Na primavera o campo se apresenta mais homogêneo e menos intenso que no inverno e outono (campos inferior da esquerda e superior a direita respectivamente). Nos meses de outono é percebida facilmente a transição da época de mínima atividade para a época de máxima intensidade. Como já esperado, os meses de inverno apresentam os maiores valores das médias de H_s devido ao aumento sazonal da atividade ciclogênica na área de geração.

ETSP e ETSI

As áreas de geração extra-tropicais do Pacífico Sul e Índico Sul (ETSP e ETSI respectivamente), em média, apresentam pouca influência para o clima de ondas da costa brasileira. Elas contribuem com pouca energia, como sugerido pelo tamanho das ondas que chegam a alcançar o litoral (variando em média de 0,1 a 0,5 metros). No entanto, chega a ser impressionante perceber a presença de sistemas de *swell* que viajam por distâncias tão grandes como as percorridas pelos sistemas provenientes destas áreas. Nos diagramas da figura 5.8 estão representados os campos médios de altura significativa no ano de 2000 das áreas ETSP e ETSI respectivamente.

Outra característica impressionante destas áreas de geração é a grande abrangência das regiões globais que sofrem influência pelos sistemas de *swell* que se propagam a partir delas. A ausência de barreiras continentais na região circumpolar antártica favorece a distribuição da energia das ondas, geradas nestas áreas, praticamente por todos os oceanos globais. No campo superior da figura 5.8 pode ser observado que os sistemas de *swell* que se propagam pela passagem de Drake afetam quase toda a costa da África, passam pelo Cabo da Boa Esperança e chegam a alcançar os sistemas que se propagaram pelo Pacífico Sul na altura de Madagascar.

Como já destacado nas características da área TSIO, vale ressaltar a propagação para oeste de sistemas de *swell* provenientes da área ETSI, que alcançam quase todo o litoral brasileiro.

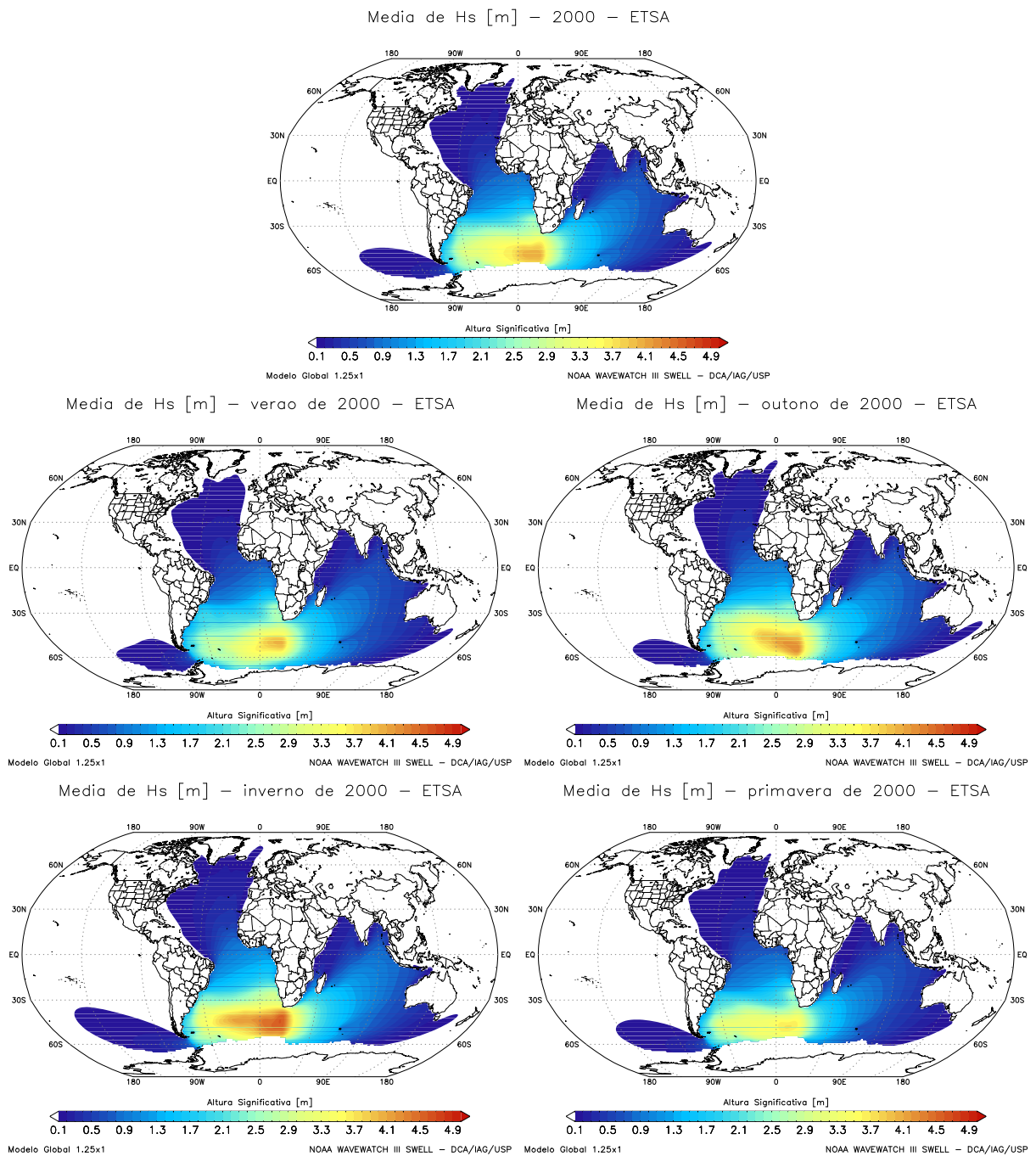


Figura 5.7: Média anual do campo de altura significativa (campo superior) e variação sazonal dos campos médios de altura significativa durante o ano de 2000 para a área de geração ETSA.

Esta característica pode ser facilmente observada no campo inferior da figura 5.8.

A variação sazonal dos campos de H_s gerados nas áreas ETSP e ETSI acontece de forma semelhante a variação da área ETSA. Este padrão de variação é típico para latitudes médias, considerando que a geração de ondas está diretamente relacionada a eventos meteorológicos de

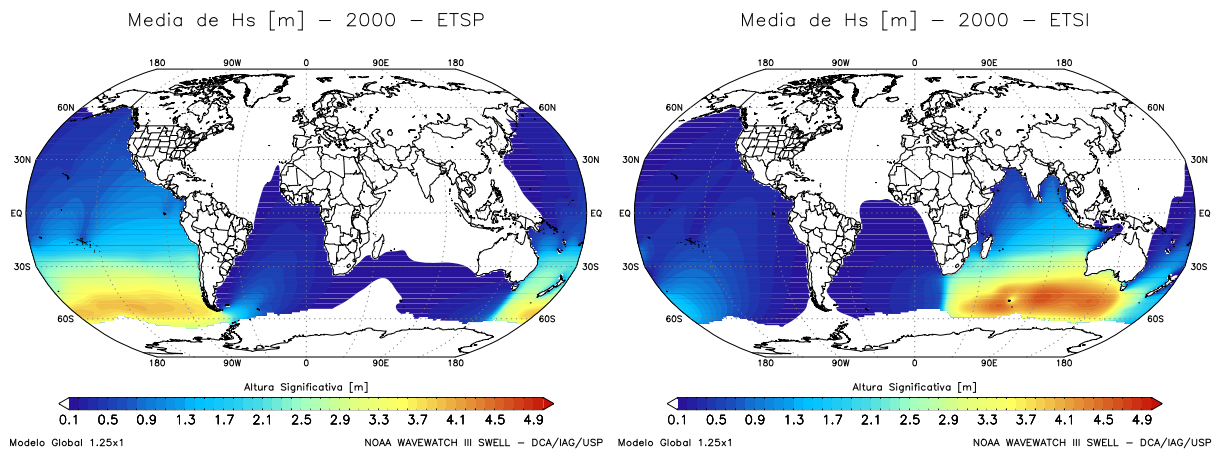


Figura 5.8: Média anual dos campos de altura significativa durante o ano de 2000 para as áreas de geração ETSP (campo da esquerda) e ETSI (campo da direita).

alta intensidade sobre os oceanos. O máximo e o mínimo das atividades acontecem no inverno e verão respectivamente. Nas estações de transição tem-se o padrão de aumento dos campos de H_s no outono e diminuição nos campos da primavera.

ETNA

No Hemisfério Norte, apenas a área de geração ETNA contribui com sistemas de *swell* para o clima de ondas brasileiro. Ao se observar a média de altura significativa para o ano 2000, no campo anual da figura 5.9 pode-se perceber que a área ETNA contribui com energia para quase todas as regiões do Atlântico, chegando a alcançar o Índico sul pelo Cabo da Boa Esperança.

Para o clima de ondas brasileiro, a região ETNA contribui expressivamente com sistemas de *swell* de aproximadamente 1 metro de altura significativa média anual no litoral norte brasileiro. A influência desta área também pode ser percebida em quase todo o litoral nordeste com a presença de ondas, que na média anual chegam a apresentar aproximadamente 0,5. A partir do litoral do estado da Bahia, as ondas propagadas desta área começam a se afastar da costa brasileira com o aumento de latitude em direção ao sul.

Na figura 5.9 também podem ser observadas as variações sazonais da média dos campos de altura significativa provenientes da área ETNA. A atividade máxima da área acontece

durante os meses de verão (inverno no HN), neste período o litoral norte e parte do nordeste apresentam média anual com aproximadamente 1 metro, diminuindo um pouco até o estado da Bahia a partir do qual a influência das ondas desta área começa a se afastar do litoral brasileiro. Por outro lado, toda a parte central do Atlântico sul é atingida por estes sistemas de *swell*, até as proximidades do continente Antártico. Também nesta época, é facilmente observado a penetração de ondas da área ETNA pelo extremo sul do oceano Índico (campo superior a esquerda). Nos meses de outono (campo superior da direita), a atividade da área diminui, diminuindo a média de H_s do campo inteiro, assim como o alcance da propagação das ondas.

Durante o período de inverno (verão no HN), a atividade da área ETNA encontra-se no seu mínimo, apresentado os valores mais baixos da média anual de H_s em relação as outras estações, conforme pode ser observado no campo inferior da esquerda na figura 5.9. Além da diminuição do campo, a abrangência das regiões atingidas pelos sistemas provenientes desta área de geração diminui consideravelmente. No litoral brasileiro, o litoral do estado da Bahia já não recebe energia proveniente das ondas geradas na ETNA. Durante a primavera (campo inferior da direita), a área volta a intensificar sua atividade, aumentando a porção do litoral que é atingido pelos sistemas de *swell*, assim como aumenta o valor da média anual de H_s para o período. Apesar de que no interior da própria área de geração o campo médio anual de H_s apresentar alturas menores que durante os meses de verão, na primavera os sistemas que se propagam para fora da área apresentaram valores de médias anuais ainda maiores que os de verão.

5.2. Período de pico

O período de pico T_p corresponde ao período de onda mais energético do espectro de onda. O modelo WW3 obtém a frequência de pico (Hz) a partir do espectro uni-dimensional de frequência utilizando um ajuste parabólico ao redor do pico discreto. Desta forma, a variável T_p é definida como:

$$T_p = \frac{1}{f_p}, \quad (5.2)$$

onde T_p é o período de pico em segundos.

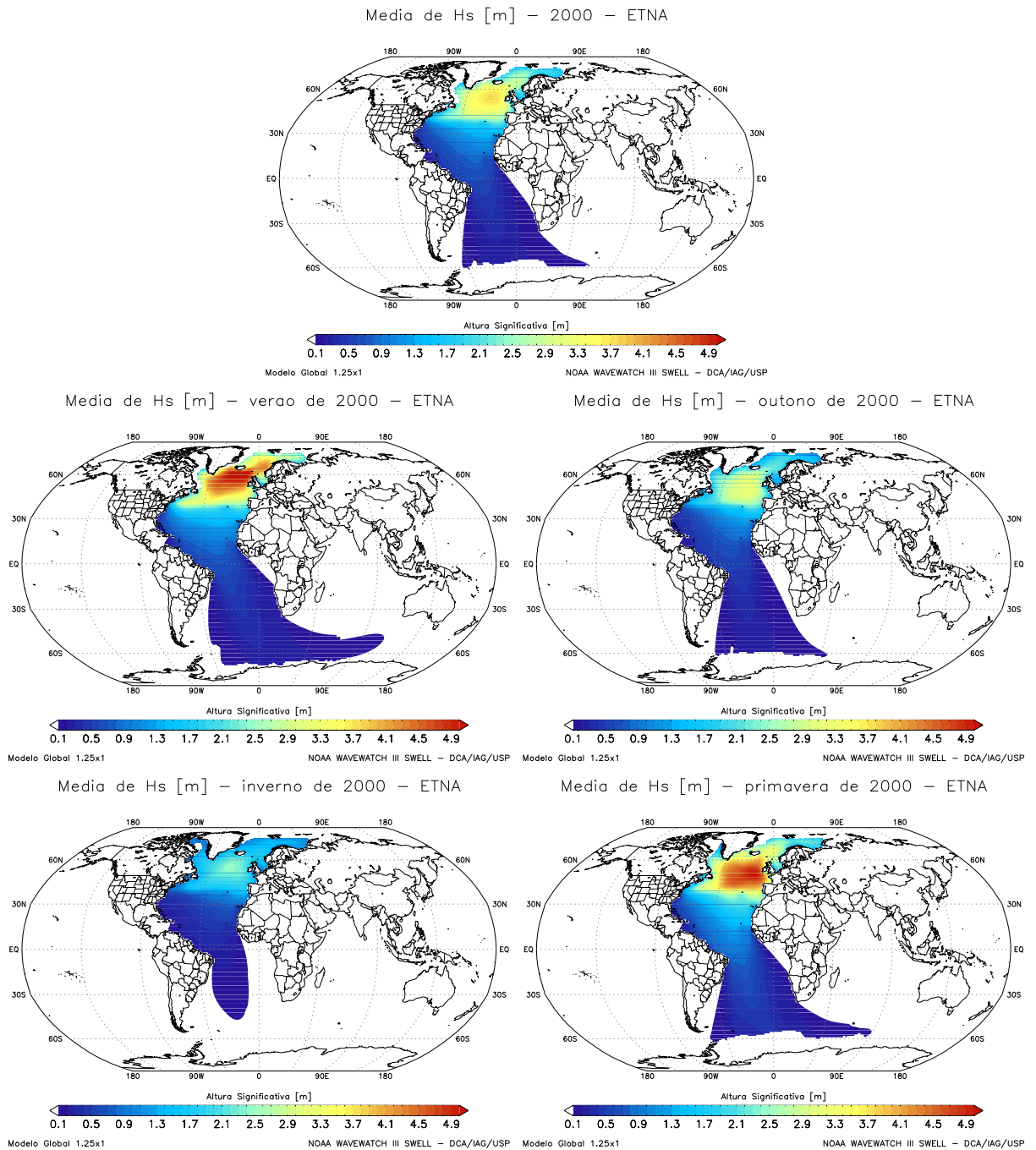


Figura 5.9: Média anual do campo de altura significativa (campo superior) e variação sazonal dos campos médios de altura significativa durante o ano de 2000 para a área de geração ETNA.

5.2.1. Simulação de Controle

Os campos de período de pico serão descritos de maneira análoga aos de altura significativa.

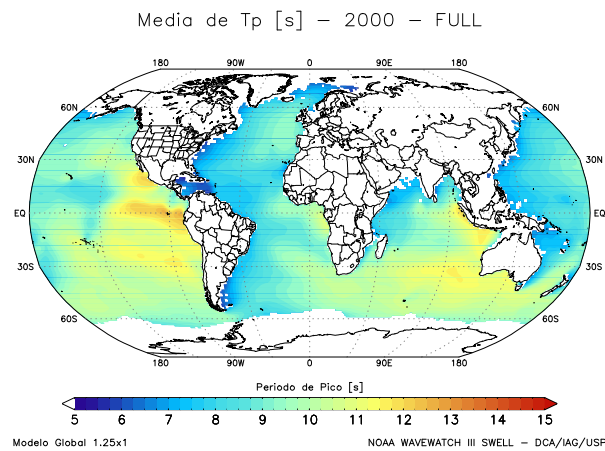


Figura 5.10: Média total dos campos de período de pico para o ano de 2000.

Na figura 5.10 está representado o campo com a média dos períodos de pico para todo o ano de 2000. De maneira geral, o Pacífico é o oceano com as maiores médias de T_p (em torno de 14 segundos), indicando que grande parte da energia das ondas neste oceano é proveniente de sistemas de *swell* que se propagam de diversas direções. O Índico seria o segundo oceano populado por ondas com energia concentrada em sistemas de *swell*.

Observando o campo da figura 5.10, facilmente é percebido que os maiores valores da média de T_p encontram-se preferencialmente distribuídos nas bordas de leste dos oceanos. Este resultado confirma a afirmação de Chen e Vandemark (2002) que as bordas leste dos oceanos são regiões preferenciais de ocorrência de *swell*. Excluindo o Pacífico, este padrão é melhor observado em todo o Hemisfério Sul. No Pacífico a ausência de massas continentais permite a livre propagação de sistemas de *swell*, de maneira que a energia das ondas é distribuída para os dois Hemisférios.

O fato da costa brasileira estar na borda oeste do Atlântico Sul faz com que o litoral seja abrigado da energia proveniente da maioria de sistemas de *swell* com períodos mais longos. O campo da figura 5.10 apresenta valores médios de T_p variando de 7 a 8 segundos o que sugere um maior equilíbrio entre a ocorrência de sistemas de *wind sea* e *swell* alcançando o litoral, possivelmente indicando uma predominância de eventos mais intensos dominados por mares locais.

Outra característica interessante que pode ser observada na figura 5.10 é a presença de uma língua de penetração de ondas que ultrapassam o Cabo da Boa Esperança, com T_p em torno

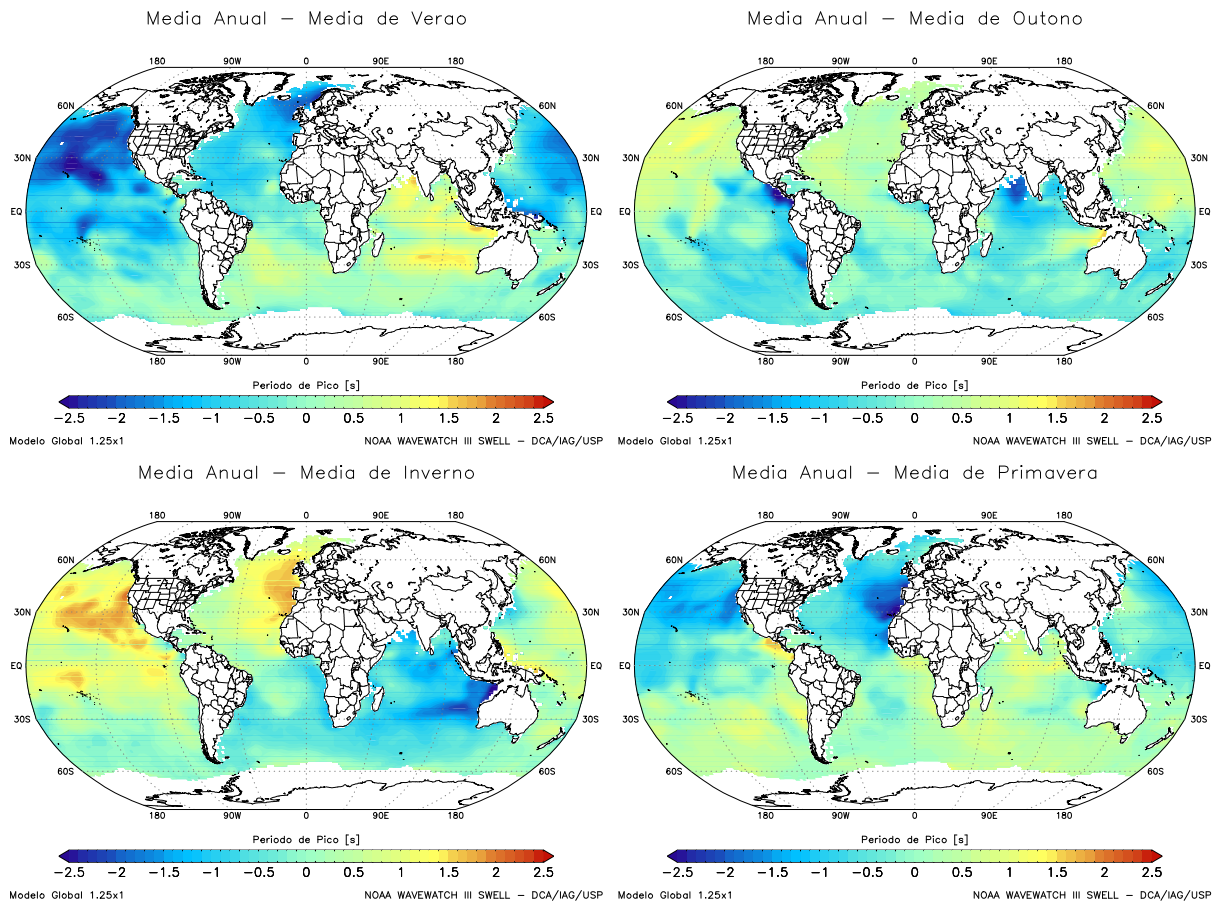


Figura 5.11: Variações sazonais do campo de diferença entre a média do período de pico para o ano de 2000 e a respectiva média para a estação do ano.

de 12 segundos. Este fato pode ser considerado como um indicativo da presença contínua de sistemas de *swell* provenientes do oceano Índico que se propagaram em direção ao litoral brasileiro.

As variações sazonais da média do período de pico ao longo do ano de 2000 estão representadas na figura 5.11. Nos campos da figura estão representadas as diferenças entre as médias anual e referente aos meses de cada estação do ano. Nestes campos, valores menores que zero indicam que a média dos períodos de pico supera a média anual e valores maiores que zero indicam que a média sazonal esta abaixo da média anual.

Ao se observar o campo da diferença relacionado aos meses de verão (diagrama superior do lado esquerdo da figura 5.11), pode-se dizer que com exceção do oceano Índico Norte, em todo o Hemisfério Norte tem-se aumento da média de T_p no verão, principalmente no Pacífico. No litoral brasileiro, apenas na região norte existe esse aumento, em todo o resto do litoral,

tem-se uma diminuição da média. Esse padrão é facilmente relacionado com o período mais ativo das áreas de geração do Hemisfério Norte. Para os meses de inverno (campo inferior da esquerda), pode-se observar uma situação oposta a de verão para todos os oceanos. No litoral brasileiro tem-se valores menores que a média anual para o litoral norte e valores superiores ou iguais a média anual em todo o restante. Outra característica interessante do período de inverno é a intensificação da faixa de penetração de sistemas de *swell* que se propagaram do oceano Índico em direção ao litoral brasileiro.

Nas estações intermediárias observa-se claramente a transição entre os períodos de maiores e menores valores da média de T_p (figura 5.11). No campo do outono (superior da direita) observa-se valores próximos a média anual no HN, com regiões de valores médios menores, já o HS apresentou médias maiores. Na primavera (campo inferior da direita), pode ser observado a transição para o período do verão. A média nesta época fica bem próxima a média anual no HS e na maior parte acima da média anual no HN.

5.2.2. Áreas tropicais

TSIO

Ao se observar a média de T_p (campo superior da figura 5.12) proveniente da área de geração tropical do oceano Índico Sul (TSIO) pode-se dizer que a área em questão dispersou ondas, que alcançam a costa brasileira, com energia concentrada em períodos de 10 segundos durante o ano de 2000. Neste campo é interessante perceber a faixa de penetração dos sistemas, por onde podem ser determinados diversas trajetórias em grande círculos, desde o Índico até o litoral brasileiro. Nesta faixa, o valor médio do período de pico tende a diminuir conforme se aproxima da área de geração, evidenciando a importância do termo de interação onda-onda S_{nl} e da dissipação por arrebentação no processo de propagação de *swell*.

A variação sazonal da média de T_p da área TSIO para o ano 2000, representada nos campos da figura 5.12, revela que durante os meses de outono e inverno o campo médio tende a um ligeiro aumento e homogeneização de todos os sistemas que se propagam para o interior do Atlântico Sul. Nos meses de verão e primavera o campo apresentou médias mais baixas, com gradientes ao longo da faixa de penetração dos sistemas.

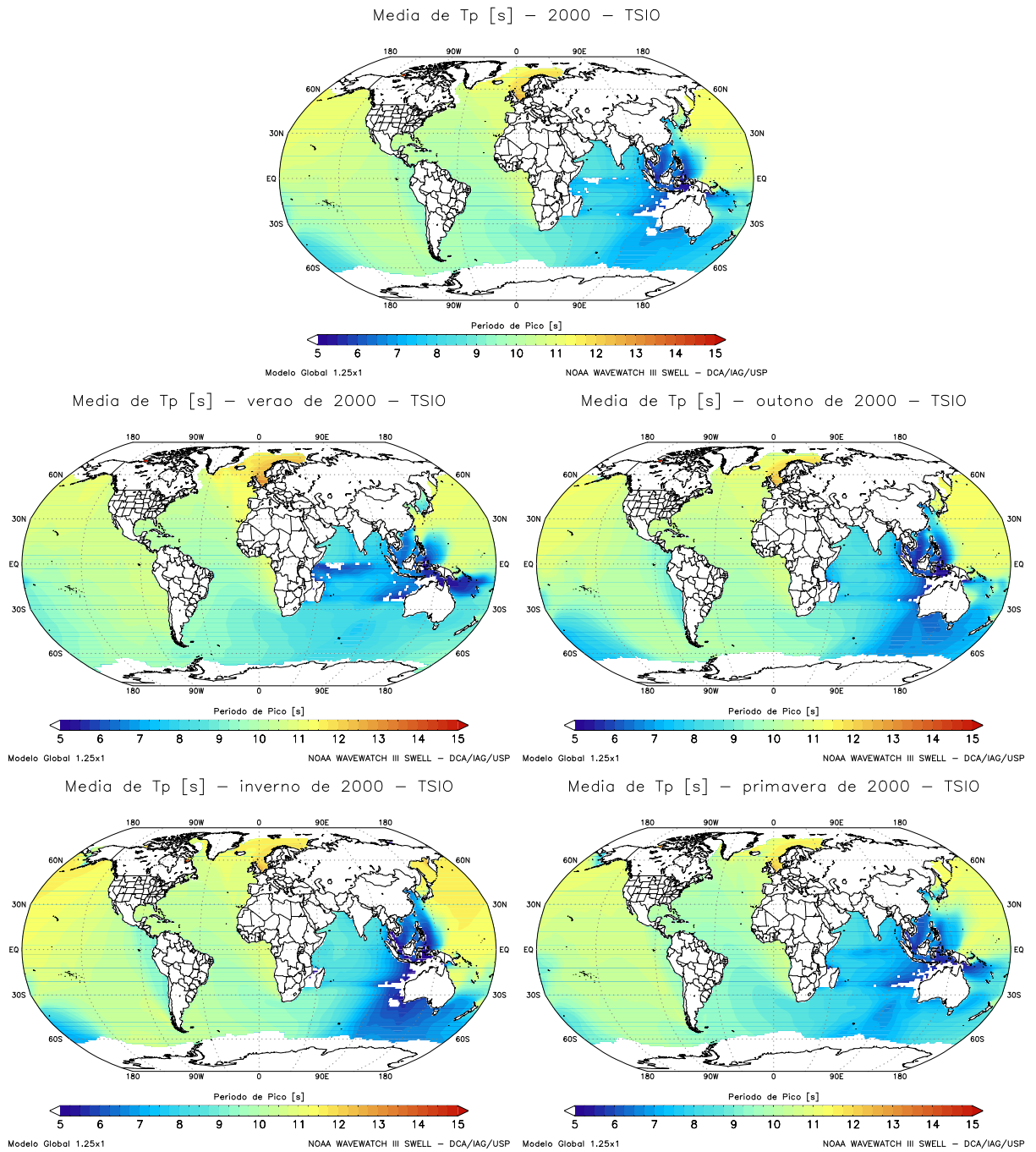


Figura 5.12: Média anual do campo de período de pico (campo superior) e variação sazonal dos campos médios de período de pico durante o ano de 2000 para a área de geração TSI0.

TNAO

Devido a proximidade e posicionamento da área de geração tropical do Atlântico Norte

(TNAO), o campo da média de período de pico no ano de 2000, representado no campo superior da figura 5.13, apresenta valores variando em torno de 8 a 9 segundos no litoral brasileiro. Esta variação tende para valores maiores nos meses de verão e primavera e para valores menores durante os meses de outono e inverno, conforme pode ser observado nos respectivos campos. Os campos representativos das médias de T_p da área TNAO chegam a ser impressionantes, se levarmos em consideração as bordas de leste dos oceanos Índico e Pacífico, nas quais a energia das ondas é propagada desde o Atlântico Norte. Note que devido as grandes distâncias essa energia encontra-se concentrada em períodos altos, mas que no entanto é praticamente imperceptível em termos de altura de onda em águas profundas conforme foi verificado na figura 5.5.

TSAO

A área de geração tropical do Atlântico Sul (TSAO), localizada sobre o nosso litoral, como esperado contribui com ondas de períodos curtos, abaixo de 7 segundos, conforme pode ser observado no campo da média anual representado no campo superior da figura 5.14. No litoral dos estados da região sul brasileira observa-se que sistemas de ondas que se propagaram por toda a trajetória circumpolar voltam a alcançar o Atlântico Sul contribuindo com um aumento na média de T_p nesta região. De um modo geral os sistemas provenientes desta área de geração tendem apresentar períodos mais baixos devido ao espaço limitado pelos continentes e pouca ocorrência de tempestades intensas, impossibilitando a ocorrência de pistas de geração para ondas com períodos mais longos.

Durante os meses de outono e inverno, o aumento de tempestades intensas na área de geração TSAO, possibilita uma variação sazonal bem marcada nos campos médios de T_p representados na figura 5.14. Ao se observar esta figura percebe-se um aumento considerável da média de T_p nos meses de outono e inverno em relação a média anual e em relação as médias sazonais de primavera e verão, quando pode ser percebido uma diminuição da média em relação a média anual.

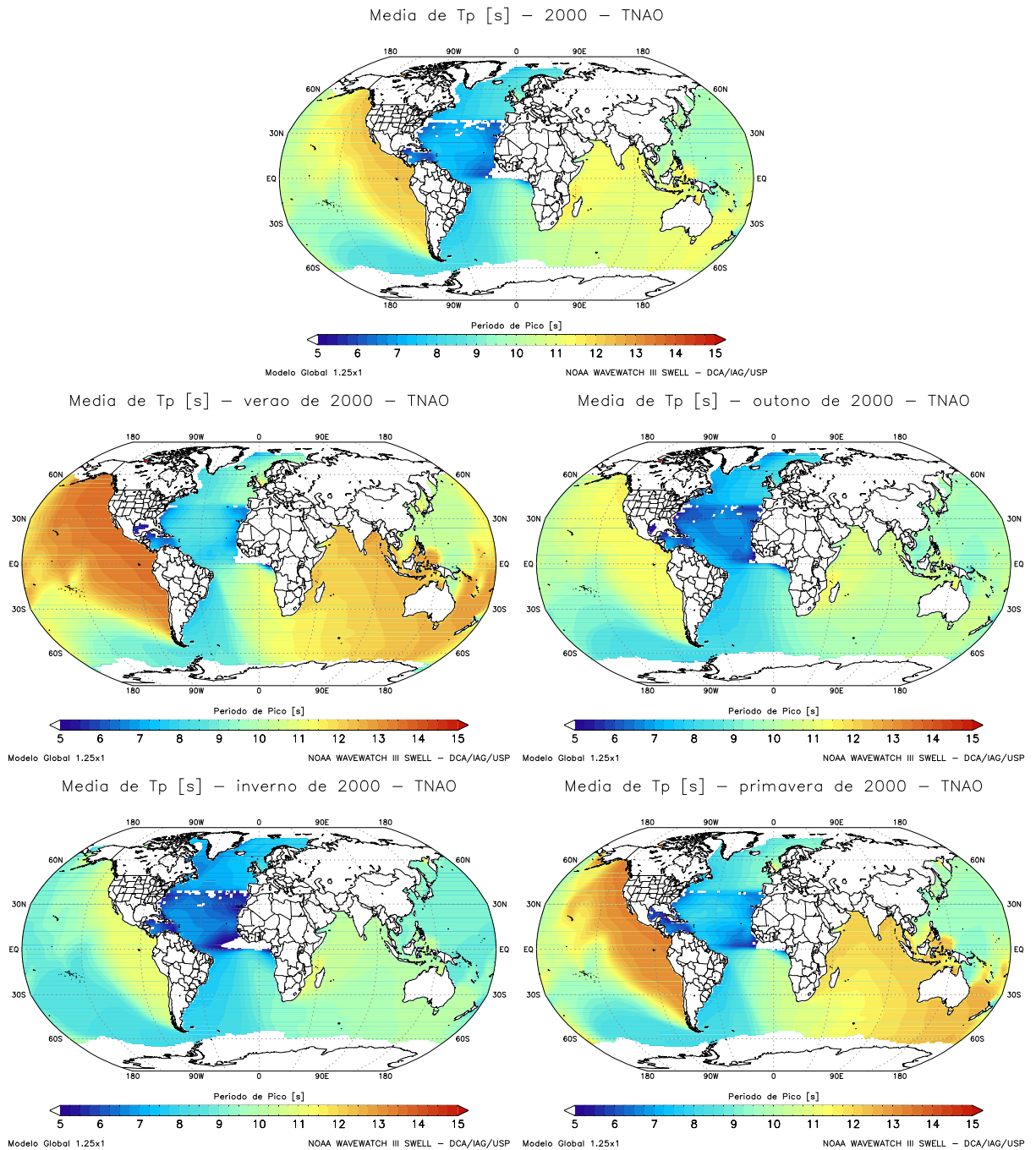


Figura 5.13: Média anual do campo de período de pico (campo superior) e variação sazonal dos campos médios de período de pico durante o ano de 2000 para a área de geração TNAO.

5.2.3. Áreas extra-tropicais

Conforme será apresentado a seguir, as áreas de geração localizadas nas regiões extra-

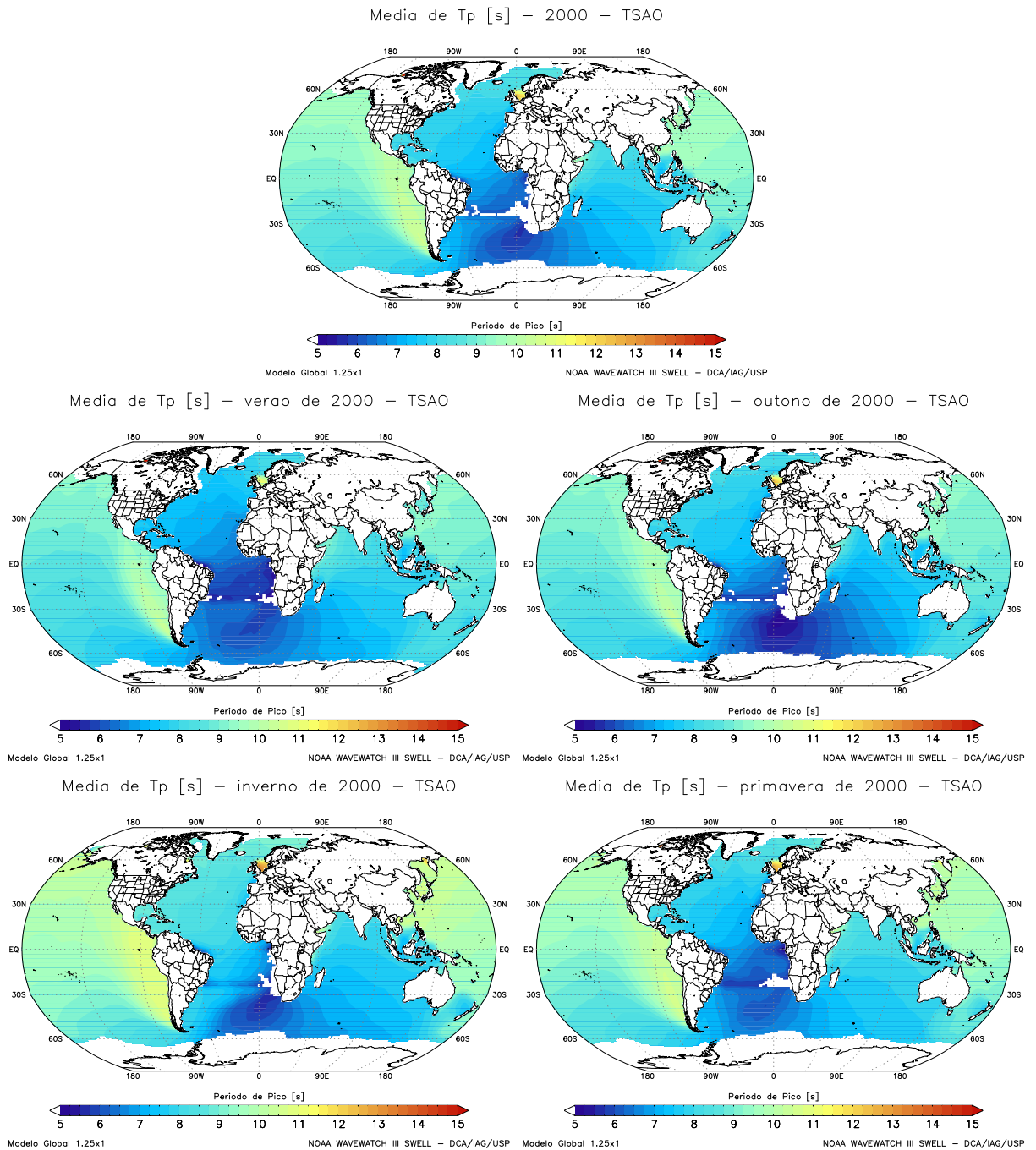


Figura 5.14: Média anual do campo de período de pico (campo superior) e variação sazonal dos campos médios de período de pico durante o ano de 2000 para a área de geração TSAO.

tropicais apresentam sistemas de ondas com energia concentrada em períodos mais elevados, quando comparados com os sistemas provenientes de áreas tropicais. Esta constatação pode ter explicação no fato de que as regiões extra-tropicais apresentam uma constância de tempestades bem mais elevada e que também nestas regiões são encontradas as maiores áreas livres para

formação de grandes pistas de geração de ondas sobre todos os oceanos, principalmente no Hemisfério Sul.

ETSA

A área de geração extra-tropical do Atlântico Sul (ETSA) concentra energia das ondas em períodos longos para todo o oceano Índico. A contribuição média durante o ano de 2000 para todo o globo pode ser observada no campo em destaque da figura 5.15. Praticamente todo o Índico foi atingido com ondas de T_p superior a 12 segundos. Neste campo ainda pode ser observado dois padrões de propagação de ondas em relação ao período de pico. Ao sul do continente Americano, pode ser observado que sistemas de ondas que ultrapassam a passagem de Drake penetram no Pacífico com média de T_p mais baixa, por outro lado na porção central, a nordeste do Pacífico a média de T_p é bem mais alta pois os sistemas de *swell* atravessaram quase todos os oceanos, desde o Atlântico Sul, até alcançarem estas regiões. Ao longo do litoral brasileiro, a área ETSA foi responsável por 3 padrões de distribuição da média do campo de T_p . No litoral sul (interior a área ETSA), pode ser observado no campo anual médias abaixo de 8 segundos, no litoral sudeste e parte do nordeste a média de T_p variou em torno de 9 a 10 segundos e no litoral nordeste observou-se médias semelhantes a do litoral sul.

Como esperado a variação sazonal da média dos períodos de pico apresenta valores mais elevados durante o outono e inverno (campos na figura 5.15). Durante os meses de verão e primavera os campos globais da média se tornam mais homogêneos, diminuindo os gradientes encontrados ao longo do litoral brasileiro e diminuindo o valor da média.

ETSP e ETSI

As áreas de geração extra-tropicais dos oceanos Pacífico Sul e Índico Sul (ETSP e ETSI respectivamente) possuem padrão de variação sazonal bastante semelhante ao padrão observado na área ETSA, campos com médias maiores durante o outono e inverno, e menores durante o verão e primavera. Basicamente a diferença marcante entre as três áreas corresponde a distribuição geográfica dos valores da média dos campos de T_p .

O diagrama do lado esquerdo da figura 5.16 representa a média anual do campo de T_p para a área ETSP. Como pode ser observado, esta área contribuiu com sistemas de *swell* de períodos

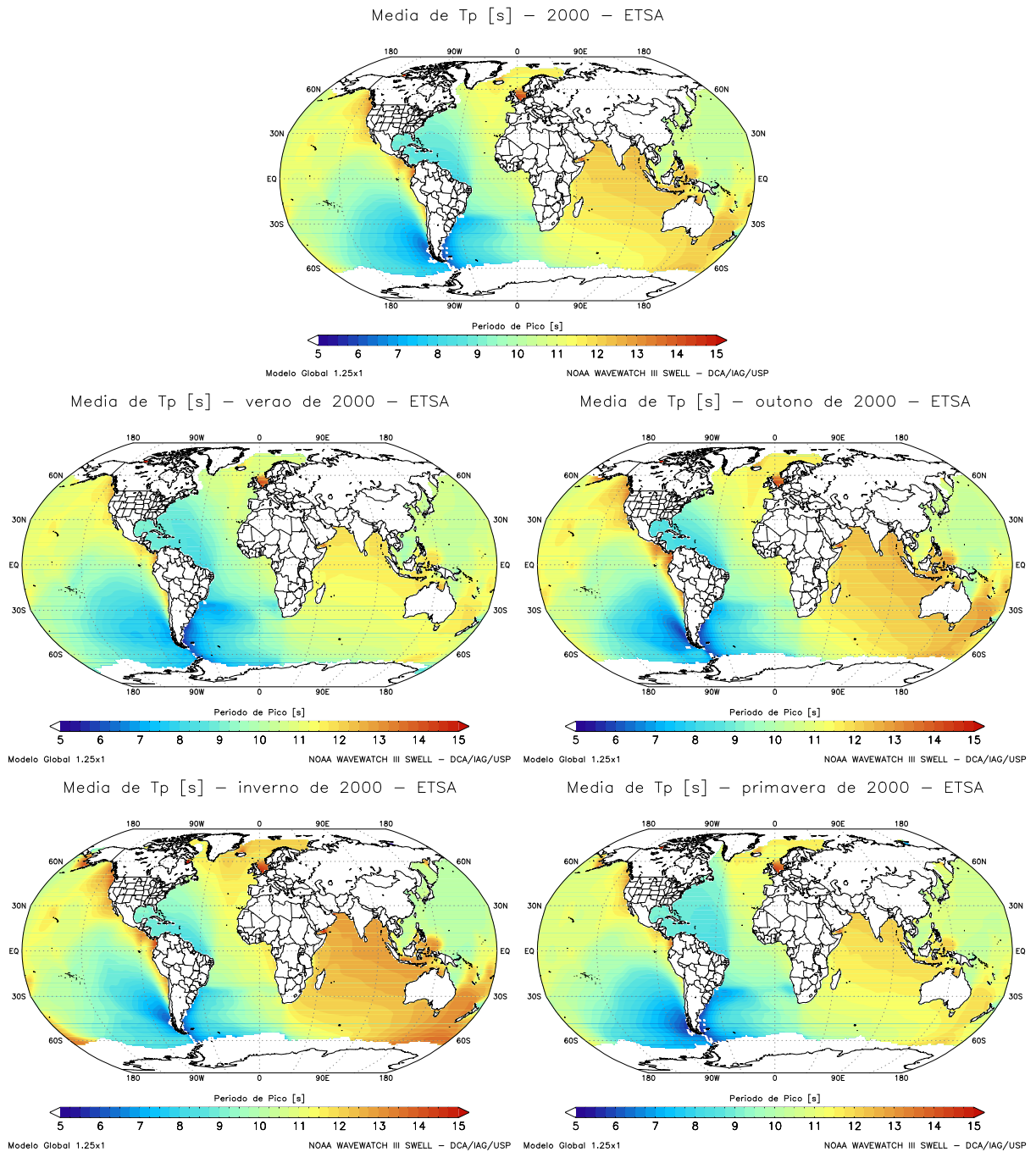


Figura 5.15: Média anual do campo de período de pico (campo superior) e variação sazonal dos campos médios de período de pico durante o ano de 2000 para a área de geração ETSA.

em torno de 14 segundos para toda a costa oeste dos Estados Unidos, Canadá e para o litoral noroeste da América do Sul. No litoral brasileiro pode ser observado no campo médio que a parte sudeste e nordeste são afetadas por sistemas de *swell* com média T_p variando de 10 a 12 segundos. O litoral sul brasileiro e extremo sul da América do Sul são abrigados de sistemas

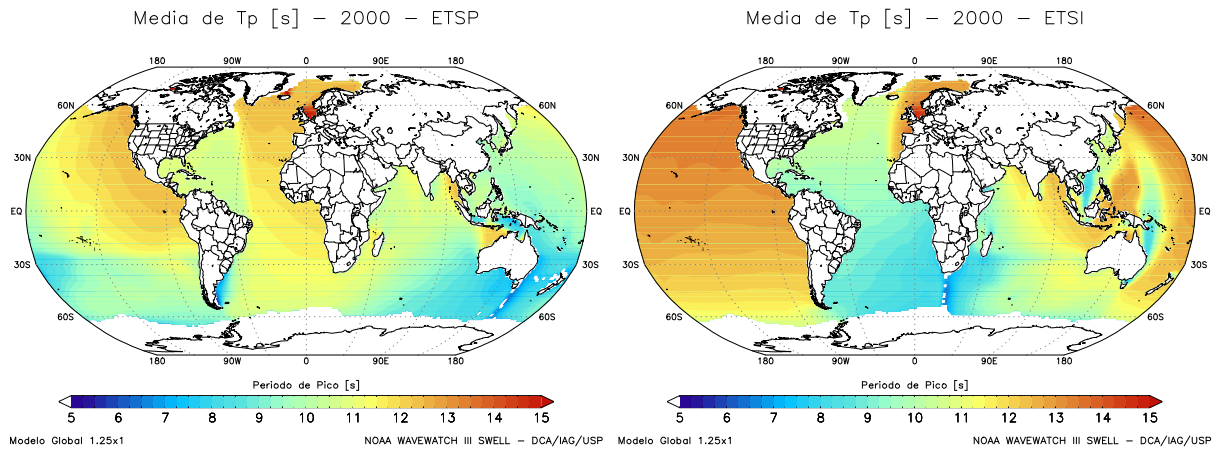


Figura 5.16: Média anual dos campos de período de pico durante o ano de 2000 para as áreas de geração ETSP (campo da esquerda) e ETSI (campo da direita).

com períodos maiores, assim como o litoral norte brasileiro, no entanto, este apresentou campo médio em torno de 10 segundos.

O diagrama do lado direito da figura 5.16 representa a distribuição anual dos períodos de pico originado com sistemas de ondas provenientes da área ETSI. Como pode ser observado no campo, a área contribui com ondas de períodos bastante elevado para praticamente todo o oceano Pacífico. No litoral brasileiro, a presença de *swell* desta área demonstra a propagação de ondas de leste a partir do Cabo da Boa Esperança, chegando nas proximidades do litoral com média de T_p em torno de 10 segundos.

ETNA

No Hemisfério Norte, a área de geração extra-tropical do Atlântico Norte (ETNA) contribuiu com períodos de pico acima de 10 segundos pra todos os oceanos, com exceção do próprio Atlântico norte por estar próximo ou no interior da própria área. Esta característica está evidenciada no diagrama superior da figura 5.17. Todo o norte do Pacífico apresentou média anual de T_p em torno de 14 segundos, diminuindo em direção ao sul. O oceano Índico apresentou o mesmo padrão do Pacífico, porém com valores médios menores. O Atlântico possui padrão anual inverso, isto é com médias menores no norte e aumentando em direção ao sul. Praticamente todo litoral brasileiro é afetado por sistemas de ondas com períodos de

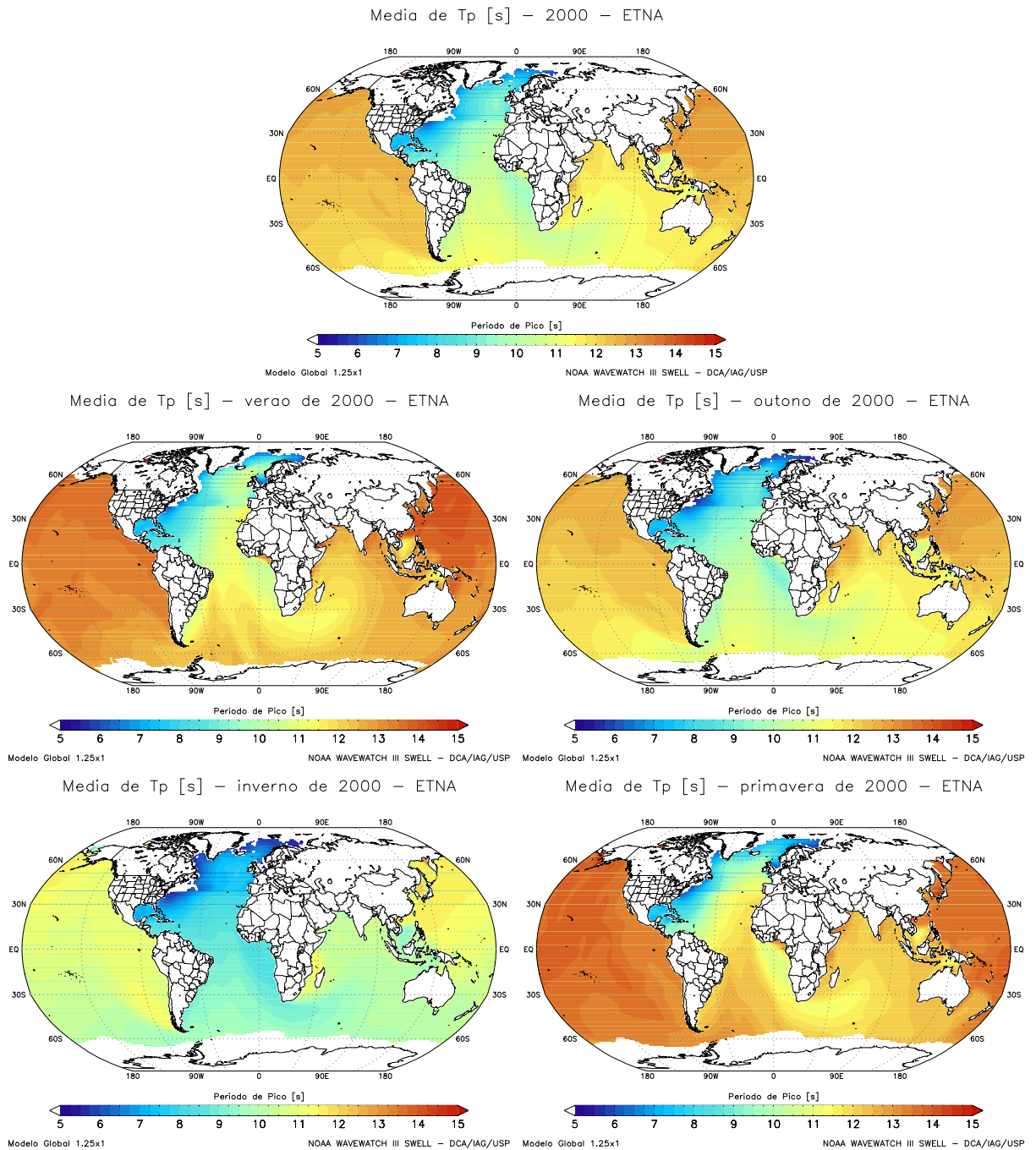


Figura 5.17: Média anual do campo de período de pico (campo superior) e variação sazonal dos campos médios de período de pico durante o ano de 2000 para a área de geração ETNA.

pico de aproximadamente 11 segundos. No litoral norte e sul brasileiro a média é um pouco menor que no restante do litoral.

Por ser uma área de geração localizada no Hemisfério Norte, a variação sazonal é oposta as das áreas do Hemisfério Sul e bem marcada. Nos meses de verão e primavera encontra-se os

valores máximos da média de T_p , chegando a atingir 14 segundos ao largo do litoral brasileiro e ficando acima dos 15 segundos em grande parte do Pacífico. Nos meses de outono e inverno, tem-se a situação oposta, durante estes meses os campos globais permanecem mais homogêneos e próximos a média anual. Ao largo do litoral brasileiro a média de outono apresenta valores próximos a 11 segundos e em torno de 10 segundos no inverno. As variações sazonais podem ser observadas nos campos médios de T_p referentes a cada estação do ano na figura 5.17.

Capítulo 6

Climatologia de *Swell* em Pontos Próximos à Costa

Além das saídas de campo, foram analisadas saídas pontuais do modelo em diversos locais próximos à costa brasileira. Estas saídas correspondem a séries temporais de altura significativa (H_s), período de pico (T_p) e direção de pico (θ_p). A direção de pico é obtida de forma semelhante a T_p , utilizando as distribuições direcionais do espectro bi-dimensional $F(k, \theta)$, conforme descrito em Tolman (2002). Séries temporais analisadas produzidas a intervalos de 3 horas incluem todas as simulações referentes a cada área de geração e mais a simulação de controle. Desta maneira pode-se avaliar o clima de *swell* em cada ponto ao largo da costa, para cada área de geração e controle.

6.1. Localização das saídas pontuais

As saídas pontuais do modelo foram distribuídas em 18 pontos ao largo de todo litoral brasileiro, como mostrado na figura 6.1. Na tabela 6.1 encontram-se as coordenadas (longitude e latitude) e a profundidade de cada ponto na grade utilizada para as simulações. O ponto mais profundo corresponde ao de número 12 ao largo dos estados de Sergipe e Alagoas, e o mais raso o de número 17 ao largo do litoral do estado do Pará. A distribuição de pontos foi um compromisso entre a disponibilidade de espaço de armazenamento e uma cobertura suficiente para a descrição qualitativa da influência de *swell* no clima de ondas local.

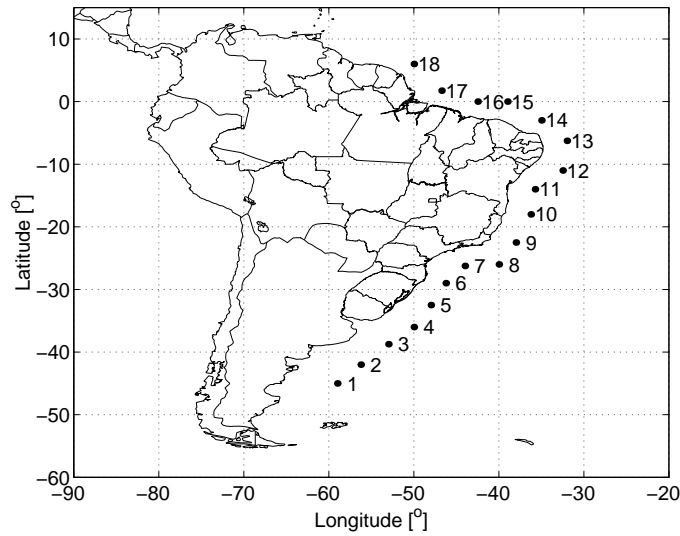


Figura 6.1: Pontos.

Tabela 6.1: Localização das saídas pontuais.

Ponto	Longitude [°]	Latitude [°]	Profundidade [m]	Ponto	Longitude [°]	Latitude [°]	Profundidade [m]
1	-59,00	-45,00	168,14	10	-36,25	-18,00	347,91
2	-56,25	-42,00	313,13	11	-35,75	-14,00	443,03
3	-53,00	-38,75	386,80	12	-32,50	-11,00	496,89
4	-50,00	-36,00	427,38	13	-32,00	-6,25	483,40
5	-48,00	-32,50	310,01	14	-35,00	-3,00	371,21
6	-46,25	-29,00	240,79	15	-39,00	0,00	418,50
7	-44,00	-26,25	217,14	16	-42,50	0,00	361,27
8	-40,00	-26,00	356,93	17	-46,75	1,75	152,67
9	-38,00	-22,50	345,36	18	-50,00	6,00	349,01

Considerando as propriedades cinemáticas da teoria linear, pode-se dizer que, para o ponto mais raso, apenas ondas com períodos superiores a 14 segundos começam a sentir os efeitos de interação com o fundo de forma significativa. Para casos de *swell*, onde os períodos podem chegar a 20 segundos esta profundidade será considerada, no máximo como água intermediária. Portanto a análise a seguir assume que para a maioria dos pontos incluídos na tabela 6.1 as aproximações de águas profundas serão válidas.

6.2. Verificação dos resultados

Alves (2006) apresenta uma discussão sobre a validade da técnica de separação de áreas de geração de *swell* com base nas saídas de campo das simulações feitas para as 13 áreas de geração. Campos globais de H_s reconstruídos através de um somatório dos campos obtidos para cada área são, naquele estudo, comparado aos campos de H_s da simulação de controle. Alves (2006) conclui com base na análise das estatísticas de tendência e erro médio quadrático, que a superposição linear de campos de H_s representa bem o campo total. Desta forma, argumenta serem válidos os dados para uma avaliação qualitativa da climatologia global de *swell*. Nesta seção serão apresentados resultados estatísticos análogos ao de Alves (2006), para cada ponto ao longo do litoral brasileiro.

Uma maneira efetiva de verificar a consistência da técnica de segmentação dos campos de geração de *swell* corresponde a reconstrução, em cada ponto, das séries dos parâmetros integrais de onda a partir de um somatório das séries dos parâmetros obtidos nas simulações referentes às 13 áreas de geração. De posse das séries reconstruídas, pode-se fazer uma comparação com parâmetros integrais referentes à simulação de controle.

A reconstrução das séries dos parâmetros de ondas a partir das séries segmentadas é baseada no princípio da superposição linear de contribuições provenientes de todas as áreas de geração de *swell*. Barber e Ursell (1948), Munk et al. (1963) e Snodgrass et al. (1966), comprovam com dados medidos que as propriedades de *swell* seguem de perto as prerrogativas da teoria linear. Portanto, as 13 áreas escolhidas cobrem toda a superfície do oceano global, é de se esperar que a superposição reconstitua o campo total caso a superposição linear seja realmente uma aproximação aceitável.

Pelo princípio da superposição linear, a altura significativa reconstruída (H_{sr} , em metros) pode ser expressa pela somatória:

$$H_{sr} = \sqrt{\sum_{i=1}^{13} H_{s_i}^2} \quad (6.1)$$

onde H_{s_i} correspondem as alturas significativas obtidas em cada simulação das 13 áreas.

Numa situação ideal onde os sistemas geradores não seriam interrompidos por fronteiras fictícias e o comportamento dos campos de ondas seria linear desde a zona de geração até o

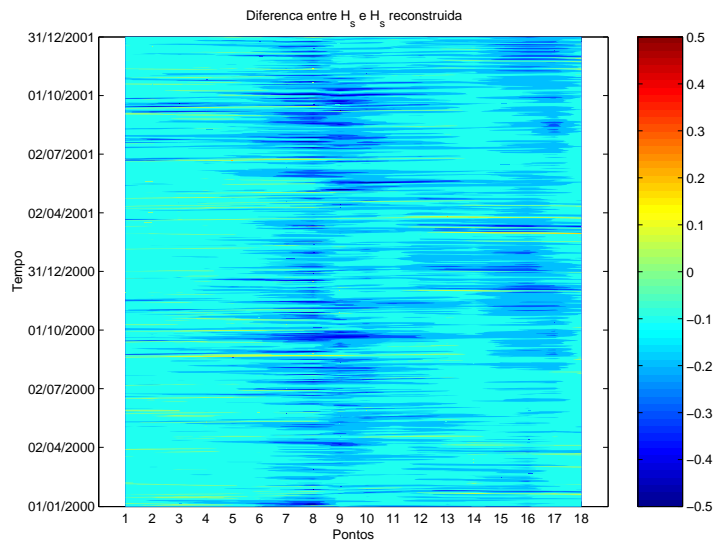


Figura 6.2: Evolução temporal da diferença entre as alturas obtidas na simulação de controle e alturas reconstruídas (valores em metros).

ponto de observação, a teoria linear prevê que a série de H_{sr} deve ser igual a série de H_{sc} da simulação de controle. Na figura 6.2 está representada a evolução temporal das séries de diferença entre altura significativa da simulação de controle e altura significativa obtida com a expressão 6.1, em cada ponto de saída do modelo. Note que na grande maioria dos casos, a série reconstruída super-estima levemente os valores de altura da simulação de controle, fazendo que os valores de diferença sejam negativos para quase todos os pontos e tempos. Considerando que as diferenças são pequenas ($\mathcal{O}[-1]$), pode-se dizer que houve boa concordância entre a técnica de segmentação e a teoria linear de ondas, principalmente considerando uma análise qualitativa do clima de ondas.

Além da verificação pela diferença também foi feita a verificação em termos de regressão linear, viés (V), erro médio quadrático (RMS), índice de espalhamento (SI) e correlação (r). Nas figuras 6.3 e 6.4 estão representados os diagramas de dispersão entre as alturas significativas da simulação de controle com as alturas significativas reconstruídas em todos os pontos de saída. A reta em vermelho de cada diagrama corresponde ao ajuste obtido com a regressão linear. Observando as figuras, pode-se dizer que em todos os pontos a relação é praticamente de 1:1 (vide tabela 6.2), demonstrando grande concordância entre as alturas reconstruídas com a técnica de segmentação e as obtidas diretamente do modelo pela simulação de controle.

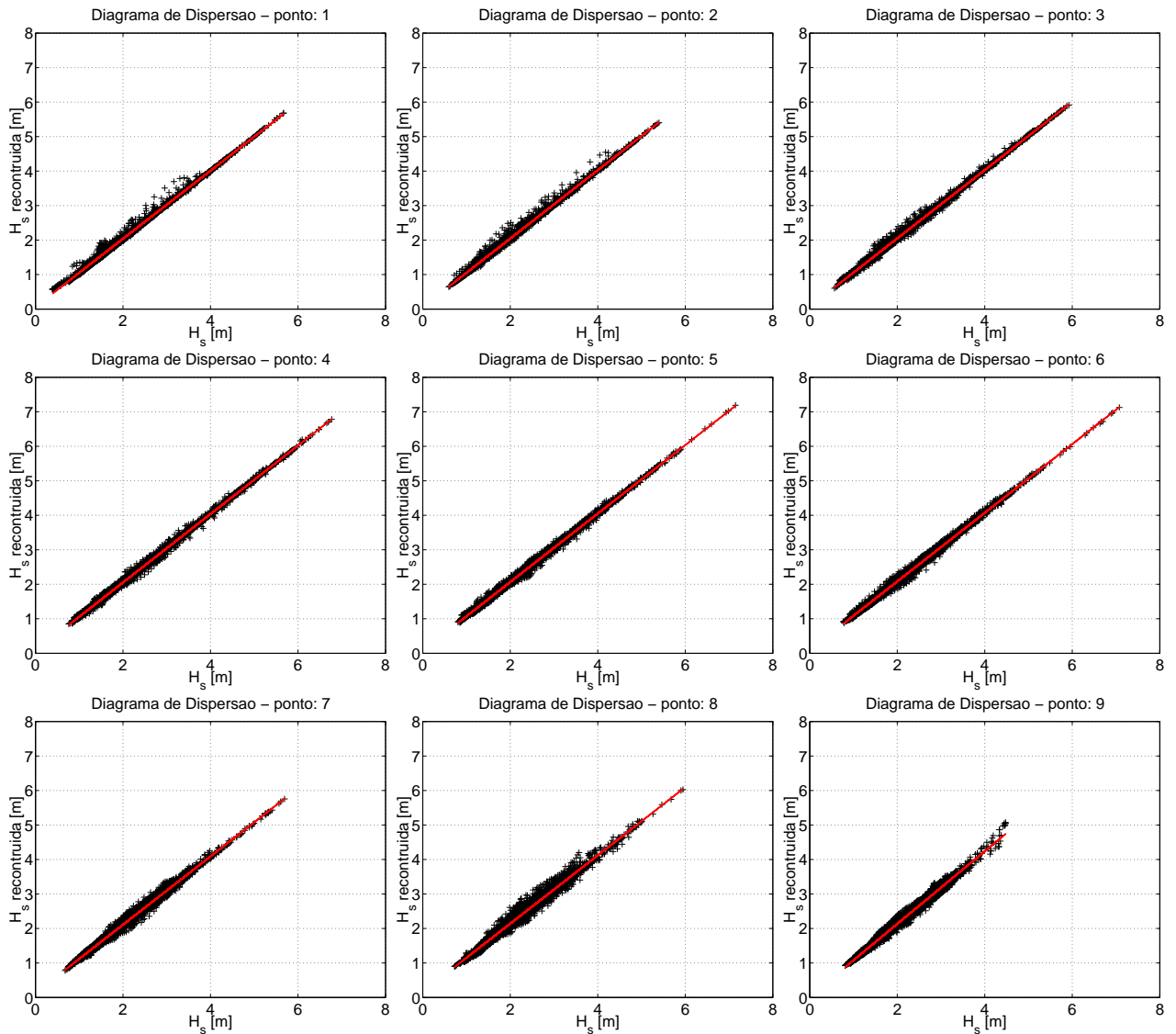


Figura 6.3: Diagramas de dispersão entre H_{s_c} (simulação de controle) e H_{s_r} para os pontos de saída de 1 a 9 durante os dois anos de simulação. A reta em vermelho mostra o ajuste obtido com a regressão linear.

Ao se observar os coeficientes das retas de ajuste representados na tabela 6.2, pode-se dizer que as alturas reconstruídas apresentam um ajuste quase perfeito com as alturas obtidas diretamente da simulação de controle. Este ajuste quase perfeito é confirmado para todos os pontos, pois além de os coeficientes angulares das retas estarem muito próximos a 1, os coeficientes lineares, na maioria dos pontos, possuem $\mathcal{O}[-2]$, ou seja, estão bem próximos a zero.

O viés (*bias*) é calculado com a expressão:

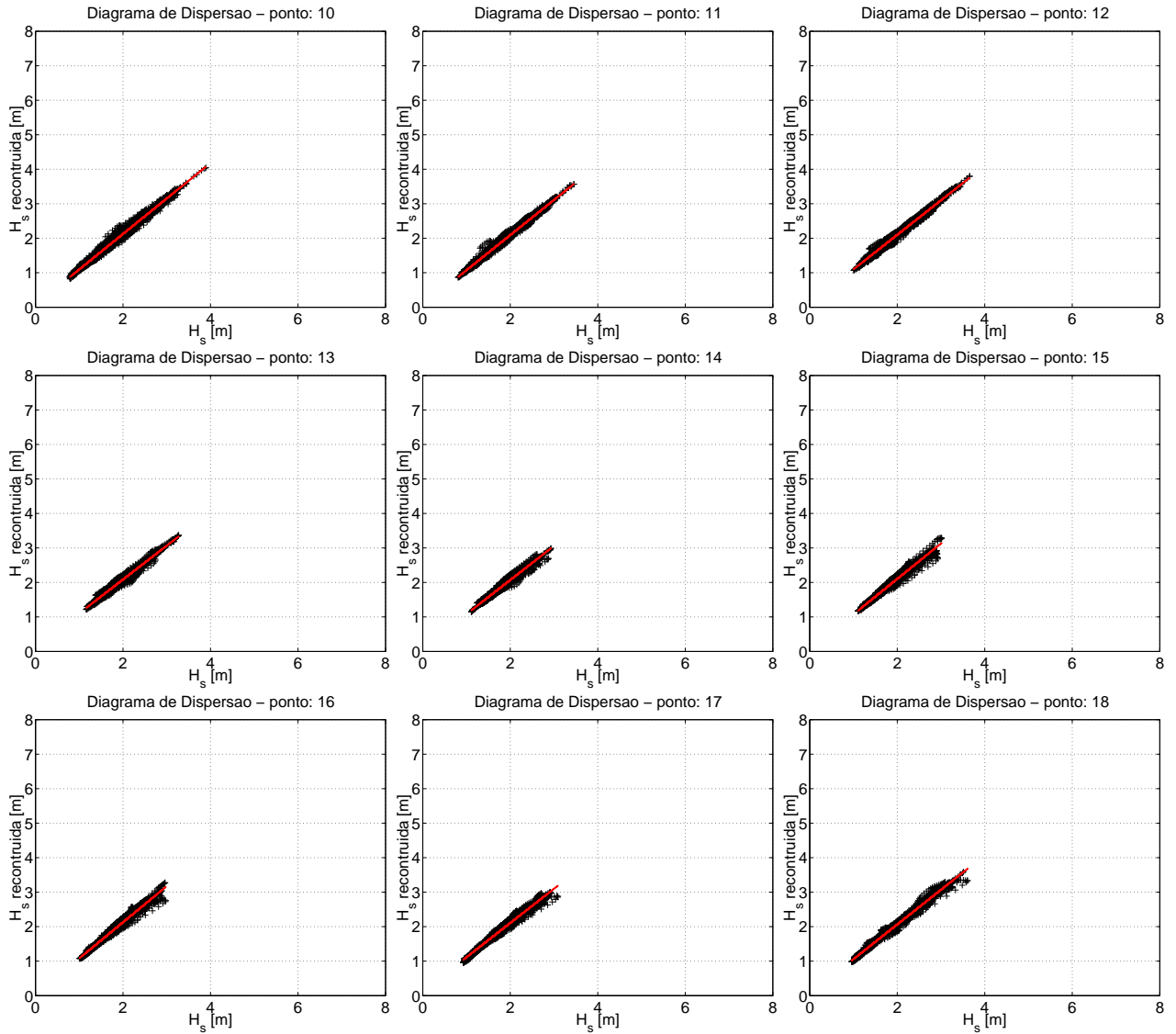


Figura 6.4: Diagramas de dispersão entre H_{s_c} (simulação de controle) e H_{s_r} para os pontos de saída de 10 a 18 durante os dois anos de simulação. A reta em vermelho mostra o ajuste obtido com a regressão linear.

$$V = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (H_{s_r} - H_{s_c})_i \quad (6.2)$$

onde N corresponde ao número de amostras. Ele representa uma maneira de quantificar a média das diferenças entre duas variáveis. Seus valores possibilitam a verificação da existência de erros sistemáticos em simulações.

O erro médio quadrático (*RMS*), quantifica o erro entre as variáveis ao longo do tempo, é

Tabela 6.2: Ajuste das alturas reconstruídas (H_{sr}) com as alturas de controle (H_{sc}).

Ponto	Reta	Ponto	Reta	Ponto	Reta
1	$y = 0.9860x + 0.0664$	7	$y = 0.9895x + 0.1307$	13	$y = 0.9810x + 0.1228$
2	$y = 0.9914x + 0.0614$	8	$y = 0.9890x + 0.1629$	14	$y = 0.9884x + 0.0938$
3	$y = 0.9906x + 0.0663$	9	$y = 1.0530x + 0.0261$	15	$y = 1.0260x + 0.0501$
4	$y = 0.9927x + 0.0665$	10	$y = 1.0290x + 0.0657$	16	$y = 1.0475x + 0.0316$
5	$y = 0.9925x + 0.0803$	11	$y = 1.0181x + 0.0558$	17	$y = 0.9924x + 0.1213$
6	$y = 0.9953x + 0.0911$	12	$y = 1.0008x + 0.0968$	18	$y = 1.0057x + 0.0519$

obtido de acordo com a expressão seguinte:

$$RMS = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N \{ [(H_{sr} - H_{sc})^2]_i \}^{\frac{1}{2}}. \quad (6.3)$$

O índice de espalhamento (SI) é uma quantidade estatística que mede o grau de espalhamento de dados em um diagrama de dispersão. Ele é obtido de acordo com:

$$SI = \frac{\sigma}{\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (H_{sc})_i} \quad (6.4)$$

onde σ é o desvio padrão entre as alturas reconstruídas e as de controle.

Os coeficientes de correlação indicam quão próximos os dados estão de uma reta; eles são obtidos de acordo com a seguinte expressão:

$$r = \frac{\sum_{i=1}^N [(H_{sr} - \overline{H_{sr}}) (H_{sc} - \overline{H_{sc}})]_i}{\sqrt{\sum_{i=1}^N [(H_{sr} - \overline{H_{sr}})]_i^2 \sum_{i=1}^N [(H_{sc} - \overline{H_{sc}})]_i^2}} \quad (6.5)$$

onde a barra sobre a variável indica valores médios.

Os valores dos índices citados anteriormente foram calculados considerando as séries de alturas reconstruídas e as obtidas diretamente da simulação de controle. Na tabela 6.3 estão listados os seus valores para cada ponto de saída. Para uma metodologia ser considerada consistente ela deve apresentar valores de viés baixos, baixos valores de RMS , pouca dispersão ou pouco espalhamento e índices de correlação próximos a 1.

Ao se observar as colunas referentes ao viés da tabela 6.3 percebe-se que para todos os pontos a altura reconstruída apresenta valores próximos a zero ($\mathcal{O}[-2]$ e $\mathcal{O}[-1]$), comprovando

Tabela 6.3: Valores de viés, RMS, índice de espalhamento e correlação para cada ponto de saída analisado.

Ponto	V	RMS	SI	r	Ponto	V	RMS	SI	r
1	0.0375	0.0597	0.0226	0.9982	10	0.1183	0.1338	0.0346	0.9930
2	0.0435	0.0675	0.0249	0.9980	11	0.0878	0.1007	0.0280	0.9943
3	0.0458	0.0670	0.0224	0.9986	12	0.0983	0.1096	0.0246	0.9932
4	0.0493	0.0687	0.0203	0.9989	13	0.0852	0.0987	0.0252	0.9885
5	0.0628	0.0805	0.0218	0.9984	14	0.0721	0.0860	0.0250	0.9865
6	0.0811	0.0992	0.0271	0.9974	15	0.0988	0.1123	0.0284	0.9872
7	0.1094	0.1319	0.0362	0.9941	16	0.1195	0.1327	0.0311	0.9884
8	0.1391	0.1710	0.0463	0.9900	17	0.1078	0.1231	0.0336	0.9892
9	0.1309	0.1533	0.0403	0.9935	18	0.0629	0.0792	0.0251	0.9959

que são pequenos os erros sistemáticos resultantes da metodologia de separação das áreas de geração de *swell*. O mesmo é observado nas colunas referentes ao *RMS* e índice de espalhamento, respectivamente. Valores baixos de *RMS* demonstram que as alturas reconstruídas apresentam valores quase iguais às alturas fornecidas pelo modelo ao longo do tempo. Índices de espalhamento próximos a zero indicam a concentração dos dados em torno do valor real.

Os valores próximos a 1 nas colunas de correlação da tabela 6.3 indicam que os dados estão bem próximos ao ajuste ideal. Para uma verificação mais completa, as análises feitas para H_s reconstruídas foram repetidas para energia total, os resultados que confirmam os apresentados acima são descritos no apêndice B. De acordo com os valores obtidos com as metodologias de comparação, pode-se dizer que a técnica de segmentação em áreas de geração de *swell* é uma ferramenta confiável para a realização de uma avaliação qualitativa da influência de *swell* para o clima de ondas local, considerando os pontos escolhidos.

6.3. Agrupamento por regiões semelhantes

Devido ao grande volume de dados gerados com as saídas pontuais de todas as simulações, decidiu-se buscar uma forma de reduzir a massa de dados, ainda assim permitindo uma avaliação representativa das diferentes climatologias de *swell* encontrada ao longo do litoral brasileiro. Desta forma, regiões ao largo da costa brasileira com clima de ondas (*swell*) seme-

lhantes foram agrupadas. Tomando cada região, composta por diversos pontos, foi escolhido apenas um ponto de cada grupo para representar os demais, uma vez que estes possuem clima de ondas semelhante ao ponto escolhido.

Intuitivamente, qualquer observador atento pode de forma subjetiva dividir o litoral brasileiro em regiões de clima de ondas semelhantes, partindo simplesmente da localização geográfica de cada região. Uma maneira objetiva de avaliar quali-quantitativamente esta divisão em regiões é empregar uma análise estatística conhecida como Análise de Agrupamento (*Cluster Analysis*).

6.3.1. Aspectos da análise de agrupamento

A análise de cluster é um método exploratório que tem como base métricas utilizadas para encontrar estruturas de agrupamento “naturais” nos dados. Neste tipo de análise, cada agrupamento é feito com base em similaridades ou distâncias. Na maioria das aplicações práticas da análise de cluster, o “investigador” conhece o suficiente do problema para distinguir “bons agrupamentos” de “agrupamentos ruins” (Johnson e Wichern 2002).

As principais métricas utilizadas na análise de cluster são: Euclidiana, *City-block* e Minkowski. A distância Euclidiana corresponde a linha reta entre duas observações de p -dimensões. Para $\mathbf{x} = [x_1, x_2, \dots, x_p]$ e $\mathbf{y} = [y_1, y_2, \dots, y_p]$ tem-se:

$$d(\mathbf{x}, \mathbf{y}) = \sqrt{(x_1 - y_1)^2 + (x_2 - y_2)^2 + \dots + (x_p - y_p)^2} \quad (6.6)$$

A métrica de Minkowski é definida como:

$$d(\mathbf{x}, \mathbf{y}) = \left[\sum_{i=1}^p |x_i - y_i|^m \right]^{1/m} \quad (6.7)$$

para $m = 1$, $d(\mathbf{x}, \mathbf{y})$ representa a distância *city-block* entre dois pontos de p dimensões. Para $m = 2$, $d(\mathbf{x}, \mathbf{y})$ torna-se a distância Euclidiana. Em geral, variando m muda-se o peso dado para diferenças maiores e menores.

Basicamente existem dois tipos de metodologia para realizar agrupamentos em dados: métodos hierárquicos e não hierárquicos. Para este estudo, apenas os métodos hierárquicos

serão abordados. Maiores detalhes sobre os dois tipos de métodos podem ser encontrados em Johnson e Wichern (2002).

Métodos hierárquicos

Metodologias hierárquicas permitem a obtenção de agrupamentos através uma série de aglomerados ou de uma série de divisões sucessivas. Métodos hierárquicos aglomerativos começam de objetos individuais, assim no início existem tantos grupos como objetos. Os objetos mais semelhantes são logo agrupados, e esses grupos iniciais são aglomerados de acordo com suas similaridades. Desta forma, conforme a similaridade diminui, todos os subgrupos se fundem em um único grupo.

Métodos hierárquicos discordantes trabalham na direção oposta. Um único grupo inicial de objetos é subdividido em dois subgrupos desde que os objetos de um subgrupo estejam distantes dos objetos do outro subgrupo. Esses subgrupos continuam se dividindo em novos subgrupos conforme seus respectivos objetos se afastam dos outros objetos. As subdivisões continuam até existirem tantos grupos como objetos.

Todos os resultados dos métodos citados anteriormente podem ser ilustrados em gráficos conhecidos como dendrogramas. Em um dendrograma existem dois eixos, objetos (ou grupos) e o eixo correspondente as distâncias.

Na literatura especializada podem ser encontrados diversos algoritmos para os agrupamentos. Pode-se destacar os algoritmos de ligamento simples (*single linkage*), ligamento completo (*complete linkage*), ligamento médio (*average linkage*), ligamento pelo centro de massa (*centroid*) e o método de Ward. Todos estes algoritmos foram utilizados para verificação da consistência dos resultados obtidos. Os passos para agrupar objetos em métodos hierárquicos estão descritos no apêndice C.

Aplicação da análise de agrupamento

Toda análise de cluster foi feita com base nos parâmetros de H_s , T_p , e direção de pico θ_p . Foram consideradas as 3 séries temporais destes parâmetros para os 18 pontos da figura 6.1. Assim, para cada métrica e para cada procedimento de agrupamento foram obtidos todos

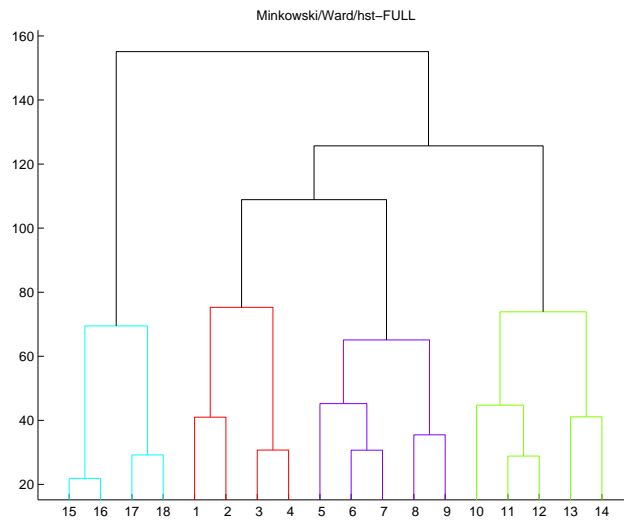


Figura 6.5: Dendrogramas para altura significativa para os dois anos da simulação de controle. Os grupos estabelecidos no nível de 70%, utilizando a métrica Minkowski na metodologia de Ward encontram-se com cores diferentes.

os agrupamentos possíveis. Utilizou-se como fator de corte a taxa de 70% do valor máximo das distâncias obtidas. Em outras palavras, os pontos com clima de onda semelhante foram agrupados em níveis de 70% de semelhança.

Ao todo foram gerados 80 dendrogramas representando todos os processamentos possíveis com cada variável da rodada de controle (FULL). Para a direção de pico optou-se por trabalhar com o $\sin \theta_p$ e o $\cos \theta_p$ conjuntamente. Desta maneira, evita-se o problema de classificar direções que estão próximas geograficamente e afastadas matematicamente.

Analisando a variável altura significativa, o melhor agrupamento foi obtido utilizando a métrica de Minkowski com o método de Ward, figura 6.5. Note que foram definidos grupos com distribuições de alturas semelhantes. Em vermelho tem-se o grupo de pontos mais ao sul, em azul (pontos de 5 a 9) o grupo de pontos com características pertinentes à região sudeste, em verde grupo com todos os pontos do nordeste (10 a 14) e em azul claro o grupo com pontos da região mais ao norte (15 a 18).

Para o período de pico, o melhor agrupamento foi obtido a métrica euclidiana padronizada e também com o algoritmo de Ward (figura 6.6). Note que para o nível de 70% foram determinados 3 grupos por esta metodologia. O grupo de pontos mais ao sul (1 a 6) encontra-se representado em vermelho. Note que dentro deste grupo ainda pode ser observada uma

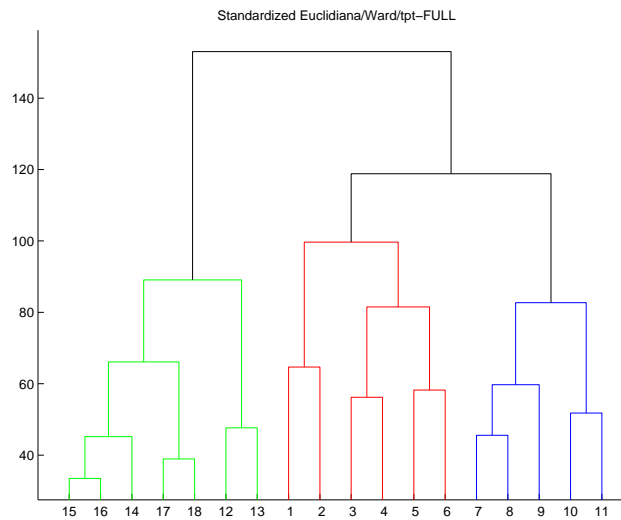


Figura 6.6: Dendrogramas para período de pico para os dois anos da simulação de controle. Os grupos estabelecidos no nível de 70%, utilizando a métrica euclidiana padronizada na metodologia de Ward encontram-se com cores diferentes.

divisão separando os pontos 1 e 2 dos demais. O agrupamento seguinte (7 a 13) é um grupo de pontos localizados na parte mais central do continente, representado em azul. Dentro deste grupo também pode-se observar dois subgrupos diferentes, um composto com os pontos ao largo do litoral do RJ e ES (7, 8 e 9) e o outro com os pontos ao longo do litoral do nordeste. O terceiro grupo, em verde, corresponde aos pontos 12 a 18, representando na maior parte a região norte do continente.

Utilizando a análise em conjunto do seno e do cosseno da direção de pico, o melhor agrupamento foi obtido com métrica de Minkowski aplicando o método de Ward, figura 6.7. Para este caso o agrupamento final foi o mesmo estabelecido para o caso com o período de pico. Apenas pequenas diferenças são observadas no interior de cada grupo.

Os resultados da análise de cluster são discordantes entre si quando é levado em consideração os parâmetros de onda isoladamente. A sugestão de três grupos quando é utilizado o período de pico, ou a direção de pico, contradiz os quatro grupos encontrados utilizando a altura significativa. A solução para estas diferenças pode ser resolvida utilizando a análise de cluster com os parâmetros conjugados 2 a 2 (H_s e T_p ; H_s e θ_p ; T_p e θ_p). Limitações computacionais não permitiram a execução deste tipo de análise

A solução encontrada para determinação dos agrupamentos utilizou conceitos subjetivos.

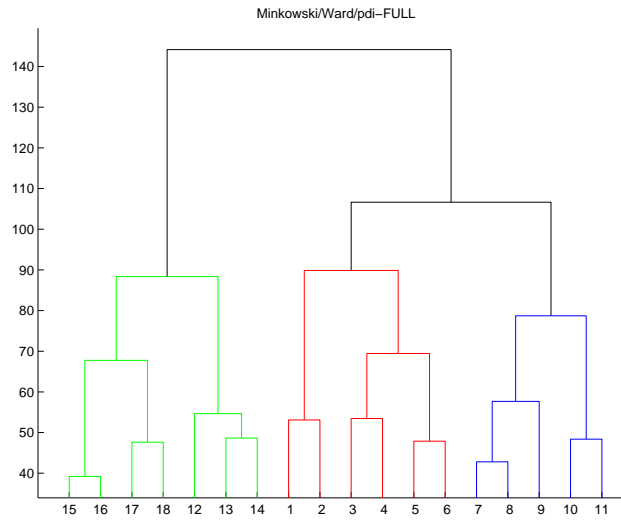


Figura 6.7: Dendrogramas para direção de pico para os dois anos da simulação de controle. Os grupos estabelecidos no nível de 70%, utilizando a métrica Minkowski na metodologia de Ward encontram-se com cores diferentes.

Foi feita uma inspeção visual conjunta das figuras 6.5 a ???. Desta forma, pôde ser estabelecido que subgrupos formados nos dendrogramas de T_p e θ_p confirmam a subdivisão de agrupamentos encontrada no dendrograma para H_s . Conseqüentemente, optou-se dividir o domínio em quatro setores: sul, central, nordeste e norte. No setor sul encontram-se os pontos de 1 a 6, no setor central os pontos de 7 a 9, no setor nordeste os pontos 10 a 13 e no setor norte os pontos de 14 a 18.

6.4. Contribuição média das áreas de geração

A comparação das séries temporais de cada simulação, para cada ponto, fornece uma idéia da importância de cada área de geração em cada setor ao largo do litoral brasileiro. Esta comparação é feita com as séries obtidas em cada simulação isoladamente e com as séries de alturas reconstruídas. Desta forma a contribuição *cont* foi determinada como sendo:

$$cont = 100 \frac{H_{sareas}}{H_{srec}} \quad (6.8)$$

onde H_{sareas} corresponde as séries obtidas em cada simulação para cada ponto e H_{srec} é a série temporal de alturas reconstruídas segundo a expressão 6.1, obtendo a série de contribuição

cont em pontos percentuais.

6.4.1. Áreas extra-tropicais

Na tabela 6.4 estão representadas as contribuições médias das séries representando *swell* proveniente de cada uma das 13 simulações. As séries totais dos anos de 2000 e 2001 foram fragmentadas nos meses representantes de cada estação do ano e em cada ano separadamente. Desta forma pode-se avaliar a variação sazonal de ocorrência de *swell* em cada ponto.

Ao se observar a tabela 6.4 pode-se dizer que as áreas ETSA e ETNA são as mais influentes no litoral brasileiro. No ponto representante do setor sul, a área ETSA contribuiu com mais de 90% ao longo dos dois anos estudados, com valores maiores nos meses de outono e inverno. Como de se esperar, a contribuição desta área tende a diminuir nas regiões mais próximas ao Equador, no setor norte essa contribuição não chega a 10%. Já a área ETNA apresenta valores mínimos de sua contribuição nos meses de outono e inverno (primavera e verão no HN). Nos setores sul e central, sua contribuição é menor, não alcançando 10%. Sua influência máxima é percebida nos setores central e norte.

As áreas ETSP e ETSI apresentam pouca influência para o clima de ondas ao longo do litoral brasileiro, com os máximos de suas contribuições médias acontecendo no setor central (15,02% e 14,90% para ETSP e ETSI respectivamente), conforme pode ser observado na tabela 6.4. No setor norte do litoral brasileiro, a contribuição destas áreas é quase imperceptível.

Por ser a área mais distante e obviamente devido ao seu isolamento geográfico relativo ao litoral brasileiro, a contribuição de *swell* proveniente da área ETNP é muito baixa durante os anos estudados. Para o setor norte, essa contribuição permaneceu em torno de zero durante quase todo o período (tabela 6.4).

6.4.2. Áreas tropicais

De maneira geral, a contribuição média de *swell* proveniente das áreas tropicais apresenta valores menores que os das áreas extra-tropicais para o clima de ondas no litoral brasileiro. Nas tabelas 6.5 e 6.6 estão listadas as contribuições médias de todas as áreas tropicais nos

Tabela 6.4: Contribuição média [%] das áreas de geração extra-tropicais.

Área	Série	Sul	Central	Nordeste	Norte	Área	Série	Sul	Central	Nordeste	Norte
ETSA	verão 00	94,73	82,63	34,42	4,88	ETNA	verão 00	1,18	4,52	33,86	26,97
	outono 00	96,44	86,29	42,95	4,61		outono 00	1,70	6,10	24,29	22,60
	inverno 00	94,70	83,43	41,81	8,72		inverno 00	0,71	2,31	11,80	20,43
	primavera 00	93,07	77,51	33,55	5,91		primavera 00	2,21	6,91	40,94	37,22
	00	94,73	82,46	38,19	6,04		00	1,45	4,96	27,70	26,81
	verão 01	93,39	77,42	27,81	4,66		verão 01	1,91	6,54	45,21	36,20
	outono 01	94,08	83,65	45,26	4,14		outono 01	0,97	3,45	21,25	24,28
	inverno 01	94,38	81,26	38,81	7,71		inverno 01	0,46	1,65	11,02	18,23
	primavera 01	94,46	77,21	32,10	6,05		primavera 01	1,33	5,00	35,87	41,24
01	94,08	79,89	36,01	5,65	01	1,16	4,15	28,06	29,97		
ETSP	verão 00	8,67	12,51	8,41	0,05	ETNP	verão 00	1,01	2,05	1,63	0,03
	outono 00	9,11	14,30	9,90	0,08		outono 00	0,40	0,79	0,69	0
	inverno 00	7,94	10,40	7,83	0,21		inverno 00	0,02	0,04	0,04	0
	primavera 00	8,29	10,14	6,81	0,04		primavera 00	0,65	1,08	0,82	0
	00	8,50	11,83	8,23	0,09		00	0,52	1,00	0,80	0
	verão 01	8,63	11,40	6,53	0,05		verão 01	1,34	2,44	1,80	0,01
	outono 01	11,19	14,55	10,41	0,15		outono 01	0,27	0,53	0,44	0
	inverno 01	11,29	14,15	10,46	0,14		inverno 01	0,03	0,05	0,04	0
	primavera 01	10,50	15,02	11,41	0,05		primavera 01	0,44	0,72	0,57	0,01
01	10,41	13,80	9,72	0,10	01	0,52	0,93	0,71	0		
ETSI	verão 00	10,34	11,76	7,87	0,98						
	outono 00	7,54	9,19	7,59	1,04						
	inverno 00	3,69	3,95	4,11	1,43						
	primavera 00	7,60	7,07	5,62	1,55						
	00	7,27	7,97	6,29	1,26						
	verão 01	14,37	14,90	10,46	0,87						
	outono 01	11,58	12,39	10,25	1,29						
	inverno 01	6,54	7,13	6,03	2,22						
	primavera 01	6,42	6,75	4,21	1,48						
01	9,70	10,26	7,71	1,47							

quatro setores do litoral brasileiro. Ao se observar os valores da tabela pode-se dizer que apenas as áreas TSIO, TNAO e TSAO contribui de forma significativa para o clima de ondas local.

A área TSIO apresenta pouca contribuição em todos os setores. No setor norte essa contribuição é pequena nos meses de inverno e praticamente nula nas demais estações. Sua maior contribuição é percebida nos setores sul e central nos meses de verão. Apesar de existir

Tabela 6.5: Contribuição média [%] das áreas de geração tropicais.

Área	Série	Sul	Central	Nordeste	Norte	Área	Série	Sul	Central	Nordeste	Norte
TSIO	verão 00	5,57	5,78	2,38	0,50	TENP	verão 00	0,06	0,10	0,18	0,03
	outono 00	5,10	5,80	2,81	0,75		outono 00	0,40	0,07	0,12	0,02
	inverno 00	5,99	5,81	2,63	1,21		inverno 00	0	0	0,03	0
	primavera 00	4,43	4,03	1,73	0,56		primavera 00	0,02	0,03	0,05	0
	00	5,27	5,34	2,38	0,76		00	0,03	0,05	0,09	0,01
	verão 01	6,88	6,06	2,21	0,50		verão 01	0,07	0,09	0,19	0,03
	outono 01	4,64	4,47	1,89	0,55		outono 01	0,04	0,19	0,12	0,02
	inverno 01	5,74	5,69	2,62	1,16		inverno 01	0	0,12	0,03	0
	primavera 01	4,11	4,27	2,02	0,70		primavera 01	0,01	0,03	0,05	0
01	5,34	5,12	2,19	0,73	01	0,03	0,05	0,09	0,01		
TWSP	verão 00	0,21	0,36	0,28	0,01	TNAO	verão 00	4,11	11,02	52,98	93,97
	outono 00	0,08	0,16	0,20	0,03		outono 00	3,17	8,64	33,73	92,44
	inverno 00	0,05	0,08	0,09	0,01		inverno 00	1,19	2,85	11,87	80,24
	primavera 00	0,05	0,07	0,06	0		primavera 00	2,61	6,46	27,89	83,40
	00	0,10	0,17	0,16	0,01		00	2,76	7,22	31,49	87,46
	verão 01	0,20	0,35	0,24	0		verão 01	4,04	10,03	49,44	90,40
	outono 01	0,11	0,18	0,18	0,02		outono 01	3,44	8,12	31,22	91,76
	inverno 01	0,06	0,09	0,09	0,01		inverno 01	1,17	2,79	10,35	75,34
	primavera 01	0,03	0,06	0,09	0,01		primavera 01	1,86	4,57	24,83	80,51
01	0,10	0,17	0,15	0,01	01	2,62	6,35	28,84	84,45		
TNIO	verão 00	0,61	0,46	0,10	0,01	TESP	verão 00	0	0	0	0
	outono 00	0,03	0,02	0	0		outono 00	0	0	0	0
	inverno 00	0,01	0	0	0		inverno 00	0	0	0	0
	primavera 00	0,16	0,11	0,02	0		primavera 00	0	0	0	0
	00	0,20	0,15	0,03	0		00	0	0	0	0
	verão 01	0,51	0,34	0,06	0		verão 01	0	0	0	0
	outono 01	0,03	0,01	0	0		outono 01	0	0	0	0
	inverno 01	0	0	0	0		inverno 01	0	0	0	0
	primavera 01	0,07	0,04	0	0		primavera 01	0	0	0	0
01	0,15	0,10	0,01	0	01	0	0	0	0		

esse máximo de atividade nos meses de verão, a variação sazonal da contribuição média nos pontos observados é pequena, conforme pode ser constatado na tabela citada anteriormente.

A área TNAO apresenta forte influência no clima de ondas ao largo do litoral brasileiro. Pela tabela 6.5 pode ser verificado que a contribuição média desta área chega a ser maior que 93% nos meses de verão para o setor norte. Este valor, portanto, reflete a ocorrência conjunta de *wind sea* e *swell*, uma limitação da metodologia cuja remediação será explorada

Tabela 6.6: Contribuição média [%] das áreas de geração tropicais (continuação).

Área	Série	Sul	Central	Nordeste	Norte	Área	Série	Sul	Central	Nordeste	Norte
TWNP	verão 00	0,07	0,14	0,10	0	TSAO	verão 00	23,20	45,95	64,55	15,20
	outono 00	0,01	0,03	0,02	0		outono 00	18,12	38,08	75,35	25,49
	inverno 00	0	0	0	0		inverno 00	26,73	48,91	87,50	53,41
	primavera 00	0,02	0,03	0,02	0		primavera 00	30,21	56,20	75,32	34,67
	00	0,02	0,05	0,04	0		00	24,59	47,32	75,74	32,30
	verão 01	0,07	0,10	0,06	0		verão 01	26,96	55,49	63,86	17,06
	outono 01	0,06	0,10	0,07	0		outono 01	22,77	42,04	74,52	27,59
	inverno 01	0	0,01	0	0		inverno 01	27,02	50,34	87,78	59,66
	primavera 01	0,01	0,02	0,01	0		primavera 01	27,16	55,39	80,28	38,14
	01	0,03	0,06	0,04	0		01	25,98	50,81	76,68	35,74

em trabalhos futuros. No entanto, valores máximos de contribuição da área TNAO estão distribuídos ao longo dos meses de verão e outono durante o período do experimento. No setor nordeste, a contribuição desta área diminui para menos da metade de alguns valores observados para o setor norte. Isto é de se esperar, uma vez que o setor nordeste, estando fora da área em si, recebe apenas *swell* e não recebe *wind sea* gerado na área TNAO. No setor central a contribuição média diminui ainda mais, variando de 2,79% a 11,02% ao longo do período. Já no setor sul, a contribuição média da área TNAO praticamente desaparece, apresentando o valor máximo de 4,11% nos meses de verão do ano de 2000.

A última área tropical que apresenta influência nos 4 setores é a área TSAO (tabela 6.6). Por estar dentro do domínio da própria área, o setor nordeste apresenta as maiores médias da contribuição desta área, chegando a 87,78% nos meses de inverno de 2001. O setor central é o segundo mais influenciado por esta área, seguido do setor sul e por último o setor norte.

A área TSAO não apresentou variação sazonal bem definida. Nos setores norte e nordeste, as contribuições médias mínimas foram observadas nos meses de verão, no setor central os mínimos foram observados nos meses de outono e no setor sul esses mínimos ocorreram nos meses de outono de 2000 e inverno de 2001. Nestes casos a redução durante os meses de inverno decorre da maior ocorrência de *swell* proveniente de áreas extra-tropicais do HS e, possivelmente, da área tropical TSIO.

6.5. Distribuição conjunta dos parâmetros integrais

A análise conjunta de parâmetros integrais como a altura significativa H_s , período de pico T_p e direção de pico fornece uma descrição mais completa do estado do mar no local (Ochi 1982; Khandekar 1989; Seixas 1997). Levando-se isso em conta, para as 13 simulações das áreas de geração foram elaborados diagramas de distribuição conjunta de: $T_p \times H_s$, $\theta_p \times H_s$ e $\theta_p \times T_p$. Em cada diagrama foi considerada a série completa com os dois anos de simulações. Considerando que o intervalo de amostragem da série é de 3 horas, em cada diagrama contém informações de 5840 pontos. O sombreamento dos diagramas representa o percentual de dados sobre o total da série.

6.5.1. Setor sul

Durante os anos simulados no experimento O setor sul do litoral brasileiro durante os anos do experimento foi fortemente influenciado por *swell* gerado na área ETSA, conforme pode ser constatado na tabela 6.4. Esta grande influência é explicada pela proximidade desta área com os pontos representantes do setor sul. Na primeira linha de diagramas da figura 6.8 estão representadas as distribuições conjuntas para este setor.

Os sistemas de ondas provenientes da área ETSA contribuem com energia de ondas com H_s variando de aproximadamente 0,75 a 4 metros, distribuídas em períodos de pico entre 4 e 11 segundos. Normalmente aqui ocorre a sobreposição dos efeitos de sistemas locais e de *swell*, o que obstrui a análise da influência de *swell* isoladamente. Como resultado, a maior parte destes sistemas possuem H_s de 2 metros e período de pico de 6 e 9 segundos. Os sistemas de ondas com maiores valores de H_s apresentam direção de pico no quadrante sul-sudoeste, e são predominantes sobre os demais durante os anos de experimento. Grande parte destes sistemas também apresenta direções de nordeste a leste e de leste a sudeste. Os sistemas com direções de nordeste a leste apresentam os menores valores de T_p , em torno de 5 a 8 segundos e os sistemas de sudeste de 6 a 10 segundos. Os sistemas com direções no quadrante sul-sudoeste possuem os maiores valores de T_p , variando de 7 a 12 segundos. Das informações dos diagramas da área ETSA representados na figura 6.8 pode-se dizer que existe um equilíbrio

entre a ocorrência *wind sea* com direção de nordeste e de sistemas com características típicas de *swell* com direção de sudoeste.

Cerca de 10% da energia das ondas que alcançam o setor sul são provenientes da área ETSP (tabela 6.4). Esta energia encontra-se distribuída em ondas que apresentam no máximo 1 metro de H_s em períodos de pico diversos de 6 a 17 segundos, e concentradas em direções do quadrante sul-sudoeste. Os sistemas que possuem direções mais próximas ao quadrante sul apresentam as menores alturas, T_p de 6 a 9 segundos e são a minoria. A grande maioria dos sistemas possui direções de sudoeste e períodos de 12 segundos, podendo chegar a 17 segundos. A maior parte dos sistemas de ondas que chegam ao setor sul provenientes da área ETSP correspondem a sistemas tipicamente de *swell* com pouca energia que é gerada ou se propaga através do Estreito de Drake, conforme pode ser observado na segunda linha de diagramas da figura 6.8 e na figura do respectivo campo global do capítulo anterior.

A área ETSI contribui com pouca energia (menos de 10%) para o clima de ondas do setor sul. No entanto, é interessante verificar este tipo de propagação seguindo sentido contrário ao movimento típico das tempestades desta latitude. Outro fato muito interessante é que sistemas destas áreas ainda tenham energia expressiva, sendo capazes de interagir com outros sistemas de ondas. Os sistemas de ondas provenientes destas áreas apresentam H_s que chegam a 0,75 metros, variando de 6 a 14 segundos, concentradas em direções de leste á sudeste (3 linha de diagramas da figura 6.8).

Outra característica interessante do setor sul é a presença de sistemas provenientes da área ETNA. Apesar de pequena sua contribuição chega a ser percebida em mais de 1% das alturas associadas a este padrão de propagação. Estes sistemas apresentam ondas de até 0,5 metros em períodos de picos diversos, variando de 7 a 17 segundos com máxima ocorrência em torno de 11 segundos. A direção de pico destes sistemas encontra-se concentrada no quadrante de nordeste. Outro aspecto interessante que pode ser destacado da quarta linha de diagramas da figura 6.8 é a presença, apesar de escassa, de sistemas de *swell* com T_p concentrado em torno de 17 segundos com as mesmas características de altura e direção. Sistemas de *swell* provenientes de áreas de geração no Atlântico Norte já foram descritos por Melo et al. (1995) e Innocentini et al. (2001), porém ambos acontecendo no litoral nordeste.

A área TSIO contribuiu com mais de 5% para as alturas de ondas no setor sul. Os sistemas de ondas provenientes desta área apresentam H_s que podem chegar a 0,75 metros com T_p vari-

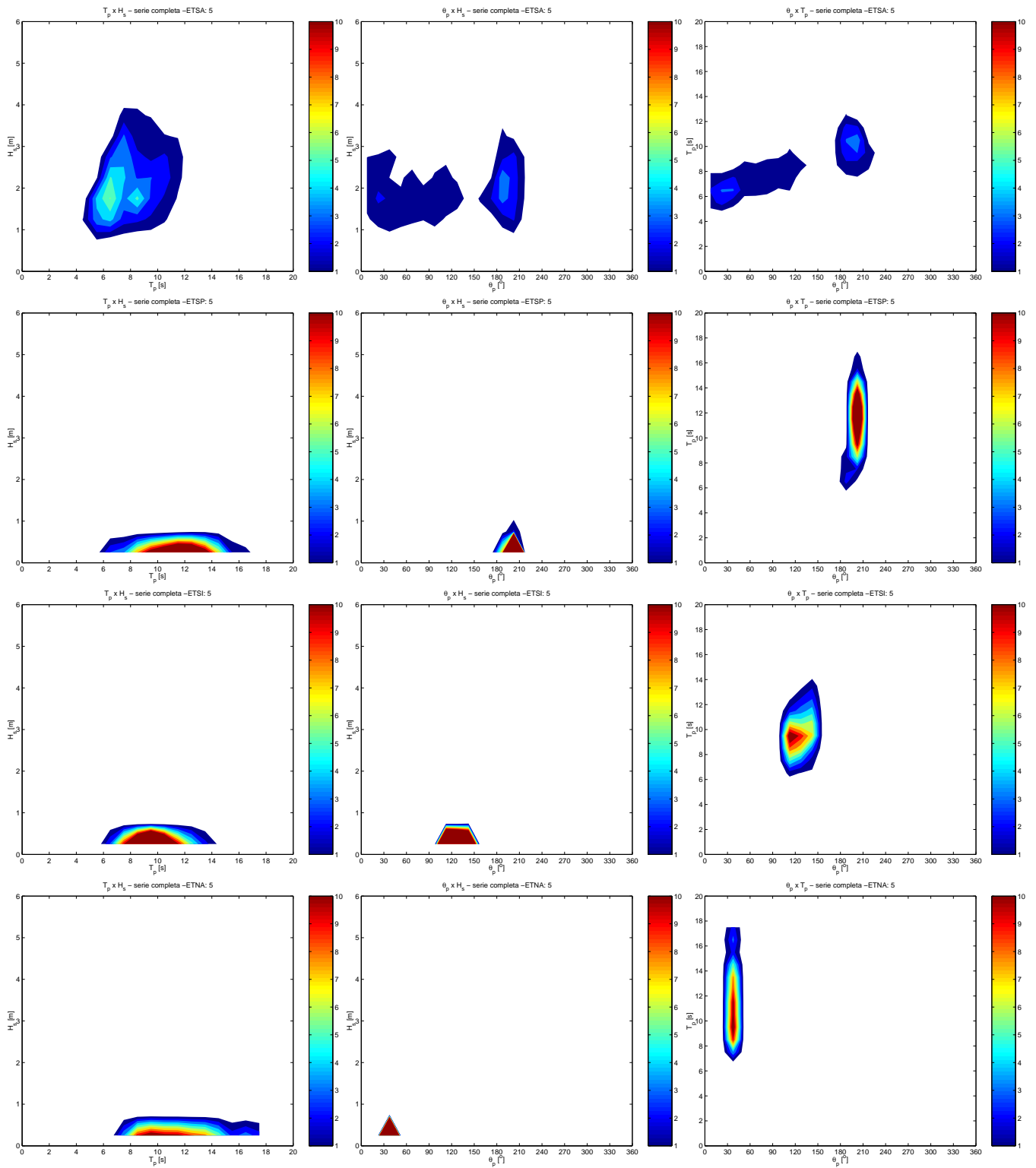


Figura 6.8: Distribuição conjunta de $T_p \times H_s$ (coluna da esquerda), $\theta_p \times H_s$ (coluna central) e $\theta_p \times T_p$ (coluna da direita) de áreas extra-tropicais para o setor sul (ponto 5) do litoral brasileiro.

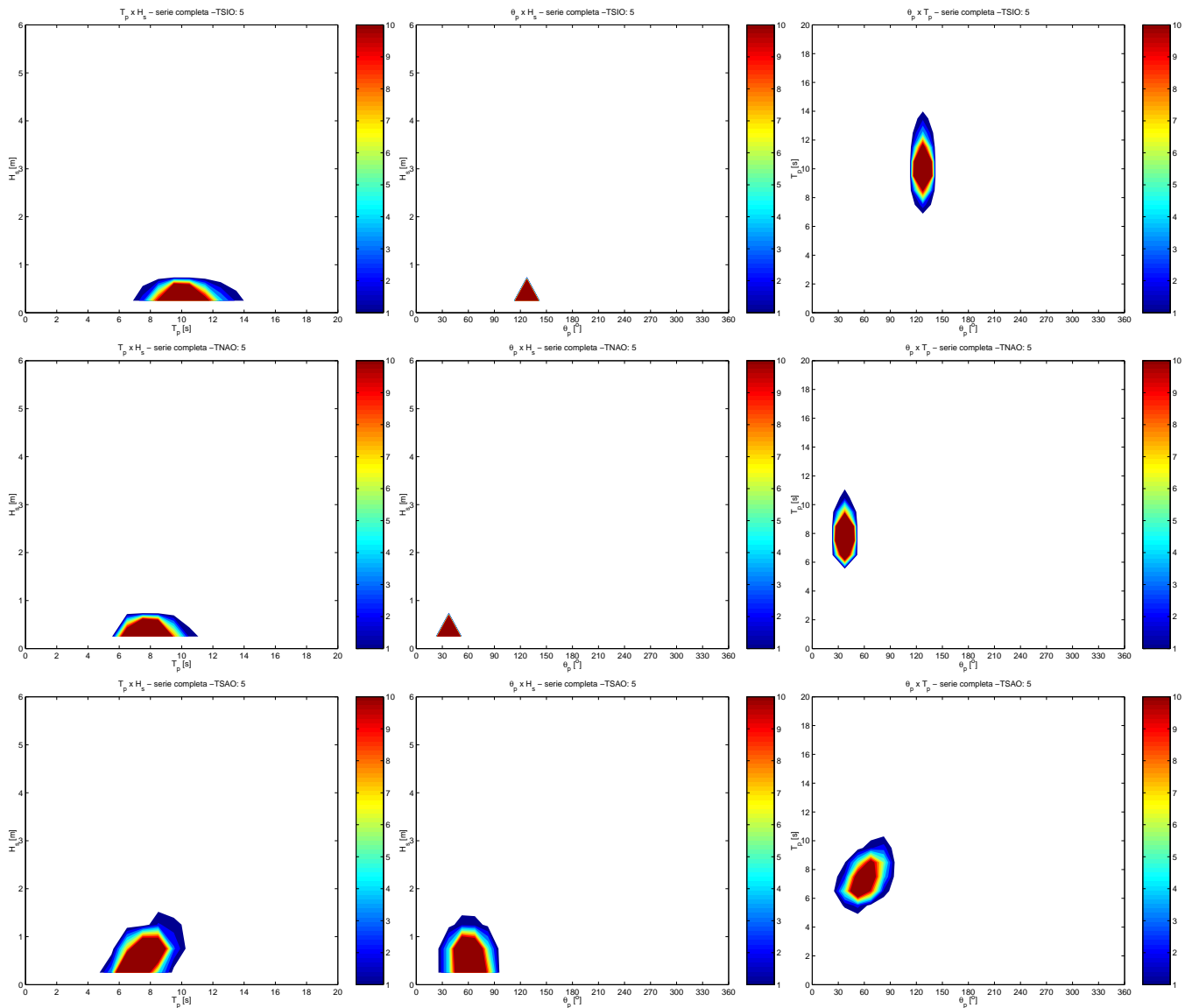


Figura 6.9: Distribuição conjunta de $T_p \times H_s$ (coluna da esquerda), $\theta_p \times H_s$ (coluna central) e $\theta_p \times T_p$ (coluna da direita) de áreas tropicais para o setor sul (ponto 5) do litoral brasileiro.

ando de 7 a 14 segundos com a maior parte concentrada em 10 segundos. As direções de pico encontram-se concentradas no quadrante sudeste (130°). Esta área contribuiu predominantemente com sistemas de ondas com características de *swell* e suas respectivas distribuições dos parâmetros de onda encontram-se representadas na primeira linha de diagramas da figura 6.9.

Para o setor sul, apenas cerca de 2,5% da energia associada as ondas podem ser relacionadas à área TNAO. Como na área ETNA, os sistemas provenientes da área TNAO apresentam direção predominante de nordeste. A altura significativa destes sistemas não ultrapassam 0,75

metros e seus períodos de pico variam de 6 a 11 segundos sendo a maior parte ocorrendo na faixa de 8 segundos caracterizando condições, na maior parte das vezes, de sistemas com T_p típico de *wind sea*. Estas características podem facilmente ser observadas nos diagramas de segunda linha da figura 6.9.

Devido a sua proximidade, a área tropical TSAO foi a que mais contribuiu com energia para o setor sul. Conforme pode ser observado na tabela 6.6, esta área chegou a contribuir com mais de 25% para as alturas de ondas encontradas neste setor. Ao se observar a terceira linha da figura 6.9 pode-se perceber que os sistemas de ondas dessa área chegam a alcançar 1,5 metros em períodos de pico que variam de 5 a 10 segundos com máximo de ocorrência em 7 segundos. A direção predominante destes sistemas com menores períodos variam de nordeste (30°) à leste (90°).

6.5.2. Setor central

Das áreas extra-tropicais a ETSA é a mais influente no clima de ondas do setor central. Esta área contribuiu com ondas de altura significativa variando de 0,75 a 3,5 metros. Ao se observar seus diagramas de distribuição conjunta, representados na primeira linha da figura 6.10, facilmente pode ser verificado 3 núcleos preferenciais de ocorrência de ondas. O primeiro núcleo e menos abundante possui H_s variando de 1 a 2 metros, com direções de pico de norte a nordeste e T_p de 4 a 6 segundos (típicos de *wind sea*). O segundo núcleo possui ondas com H_s de 0,75 a 2 metros, θ_p de leste a sudeste com T_p de 6 a 9 segundos (típicos de *wind sea*), este núcleo apresenta um prolongamento que a medida que a direção aumenta em direção ao sul, seus períodos também aumentam. O terceiro núcleo, mais abundante, apresenta os maiores valores de H_s variando de 0,75 a 3,5 metros, com a maioria dos eventos com 1,5 metros de H_s . Este núcleo tem direção preferencial de sul-sudoeste (200°) e valores de T_p que variam de 8 a 14 segundos, sendo mais abundante em torno dos 12 segundos caracterizando sistemas com valores tipicamente de *swell*. A presença dos três núcleos de distribuição das ondas caracteriza um padrão conhecido como mar tri-modal já descrito por alguns autores para a região do setor central. Dentre estes trabalhos pode-se destacar o estudo realizado por Seixas (1997).

A influência da área ETSP no clima de ondas do setor central é maior que para o setor sul de maneira que os sistemas de ondas, provenientes da área ETSP chegam a apresentar

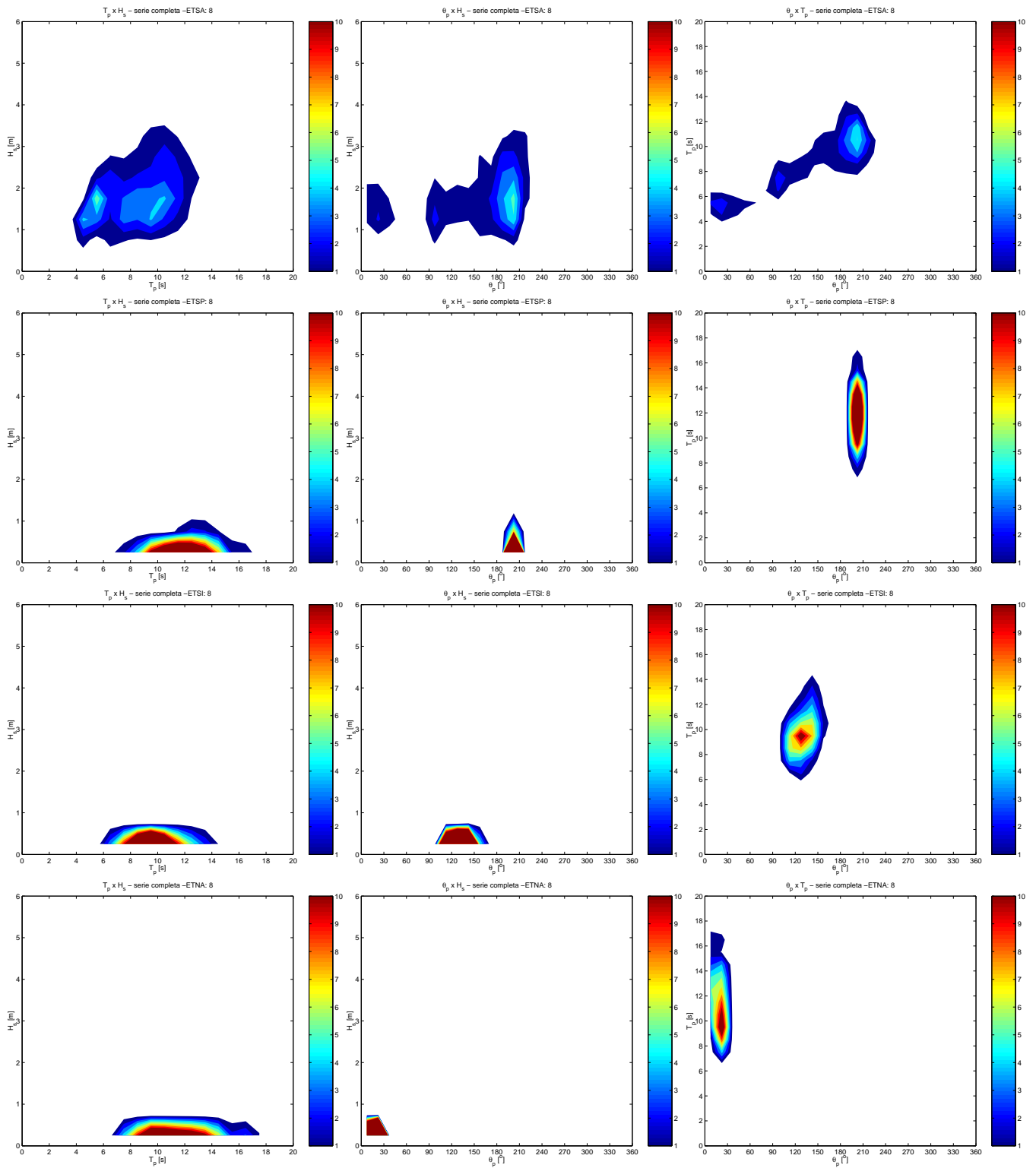


Figura 6.10: Distribuição conjunta de $T_p \times H_s$ (coluna da esquerda), $\theta_p \times H_s$ (coluna central) e $\theta_p \times T_p$ (coluna da direita) de áreas extra-tropicais para o setor central (ponto 8) do litoral brasileiro.

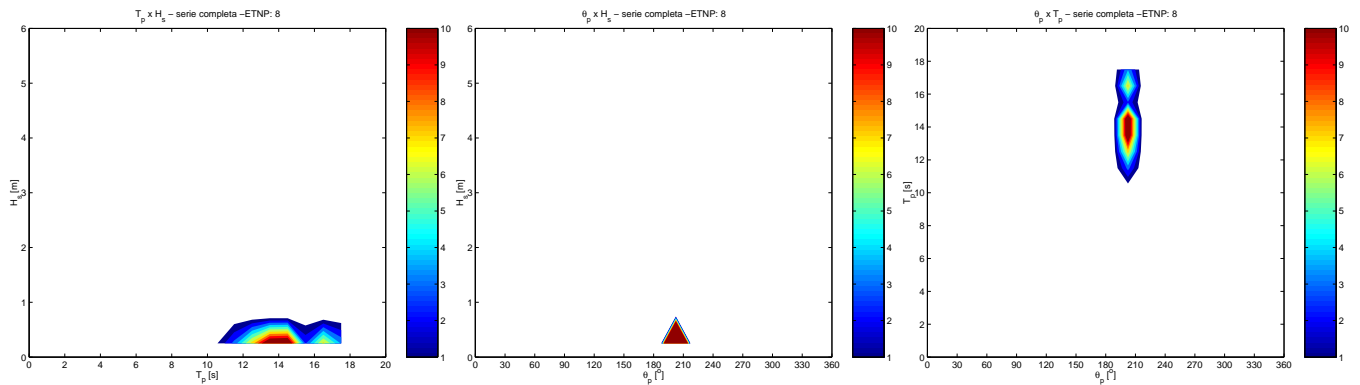


Figura 6.11: Distribuição conjunta de $T_p \times H_s$ (coluna da esquerda), $\theta_p \times H_s$ (coluna central) e $\theta_p \times T_p$ (coluna da direita) para a área ETNP no setor central (ponto 8) do litoral brasileiro.

valores de H_s que ultrapassam 1 metro. Isto ocorre porque a geografia do litoral sudeste o expõe a uma janela de grandes círculos maior que no setor sul. Os valores de θ_p destes sistemas encontram-se concentrados em torno do quadrante sul-sudoeste (200°) e seus períodos de pico variam de 7 a 17 segundos, concentrados em torno de 13 segundos. Em outras palavras, dos sistemas provenientes da área ESTP, a maior parte que alcançou o setor central apresentou características de *swell* oceânico. Estas características podem ser observadas na segunda linha de diagramas da figura 6.10.

Assim como para a área ETSP, a área ETSI apresentou maior influência no clima de ondas do setor central que para o clima de ondas do setor sul. No entanto, as características das distribuições dos parâmetros de onda é muito semelhante as do setor sul, conforme pode ser evidenciado na terceira linha da figura 6.10. Pode-se supor, portanto que se tratam dos mesmos sistemas atingindo esses 2 pontos.

A influência da área ETNA no clima de ondas começa a aumentar no setor central. Sistemas de ondas provenientes desta área possuem valores de H_s que podem chegar a 0,75 metros distribuídos em uma banda larga de períodos de pico variando de 7 a 17 segundos. Suas direções predominantes encontram-se concentradas no quadrante norte-nordeste, preferencialmente em torno de 25° . A maior parte dos sistemas observados apresentam valores de T_p acima de 10 segundos caracterizando a predominância de sistemas de ondas com valores típicos de *swell*. Estas propriedades podem ser verificadas na última linha de diagramas da figura 6.10.

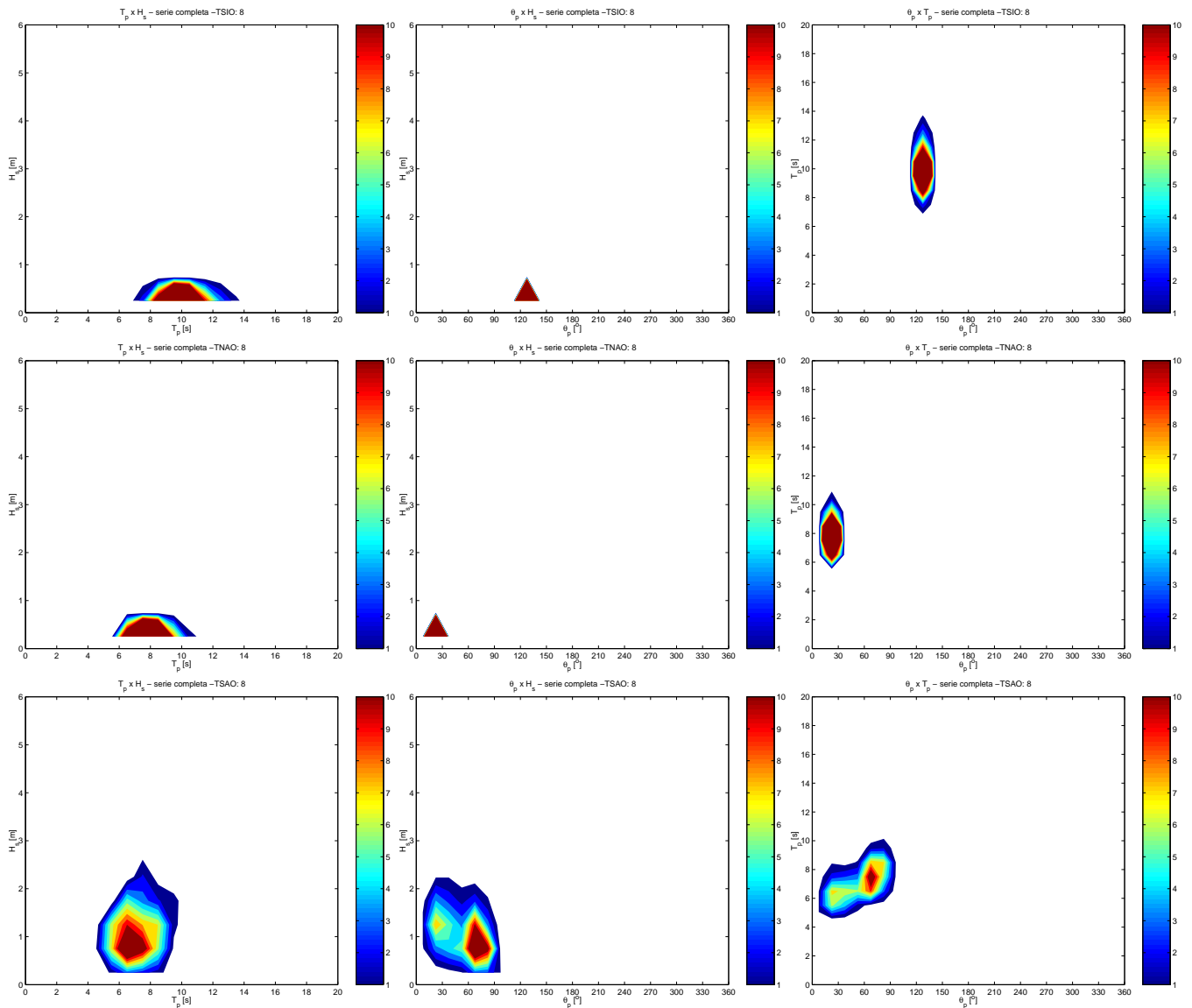


Figura 6.12: Distribuição conjunta de T_p x H_s (coluna da esquerda), θ_p x H_s (coluna central) e θ_p x T_p (coluna da direita) de áreas tropicais para o setor central (ponto 8) do litoral brasileiro.

O setor central é o único em que a contribuição da área ETNP chega a 1%. Os sistemas desta área que chegam neste setor apresentam dois núcleos de ondas que podem alcançar a 0,75 metros e períodos que variam de 11 a 17 segundos concentrados em 14 e 17 segundos. Os dois núcleos apresentam valores de T_p concentrados no quadrante sul-sudoeste. Como pode ser observado na figura 6.11, os sistemas desta área são tipicamente de *swell*.

Na primeira e segunda linha de diagramas da figura 6.12 encontram-se representadas as distribuições conjuntas dos parâmetros integrais dos sistemas de onda que alcançam o setor

central provenientes das áreas TSIO e TNAO. A influência destas duas áreas aumentam neste setor em relação ao setor sul, porém suas características permanecem praticamente as mesmas do setor sul, indicando portanto tratarem-se dos mesmos sistemas atingindo diversas áreas do litoral brasileiro.

Cerca de 50% dos sistemas de ondas observados no setor central são provenientes da área TSAO. Mais uma vez aqui o ponto encontra-se dentro da área, o que implica na impossibilidade de separar diretamente as contribuições de *wind sea* e *swell*. Os valores de H_s observados chegam a 2,5 metros. Esta área contribuiu com sistemas bimodais, com dois núcleos no setor. O núcleo com menor abundância apresenta valores de H_s de aproximadamente 1,25 metros, θ_p de nordeste com períodos de pico em torno de 6 segundos, caracterizando condições de mares dominados por *wind sea*. O segundo núcleo, mais abundante, apresenta menores valores de H_s , T_p em torno de 7 segundos e direções próximas ao quadrante de leste (80°), também caracterizando a situação de mares dominados por *wind sea*, conforme pode ser observado na última linha de diagrams da figura 6.12.

6.5.3. Setor nordeste

A contribuição da área ETSA diminuiu para menos de 50% no setor nordeste, mesmo assim ela continua sendo muito influente no clima de ondas no setor. No ponto analisado, os valores de H_s chegam a 2 metros em períodos de pico que podem variar de 7 a 15 segundos com máximo de ocorrência em 10 segundos. Os valores de θ_p variaram de 120° a 210° . Dentro desta faixa encontram-se 2 núcleos de ocorrência máxima, um de sudeste e outro de sudoeste. O núcleo de sudeste, menos abundante apresenta sistemas de ondas com período de pico preferencial de 8 segundos, mas que podem chegar a 10 segundos (típicos de *wind sea*). O segundo núcleo, maioria dos dados, possui ondas com valores de θ_p concentrados em 210° e maioria dos valores de T_p ocorrendo próximo a 12 segundos, podendo chegar aos 17 segundos. Conforme pode ser observado nos respectivos diagrams da figura 6.13, o setor nordeste apresentou a maior parte dos sistemas provenientes da área ETSA se propagando na forma típica de *swell*.

A área ETSP diminuiu sua contribuição para menos de 10% no setor nordeste. Pelos diagrams da segunda linha da figura 6.13, pode-se dizer que excluindo o valor máximo de H_s , que neste setor é menor, a distribuição dos parâmetros desta área é muito semelhante ao

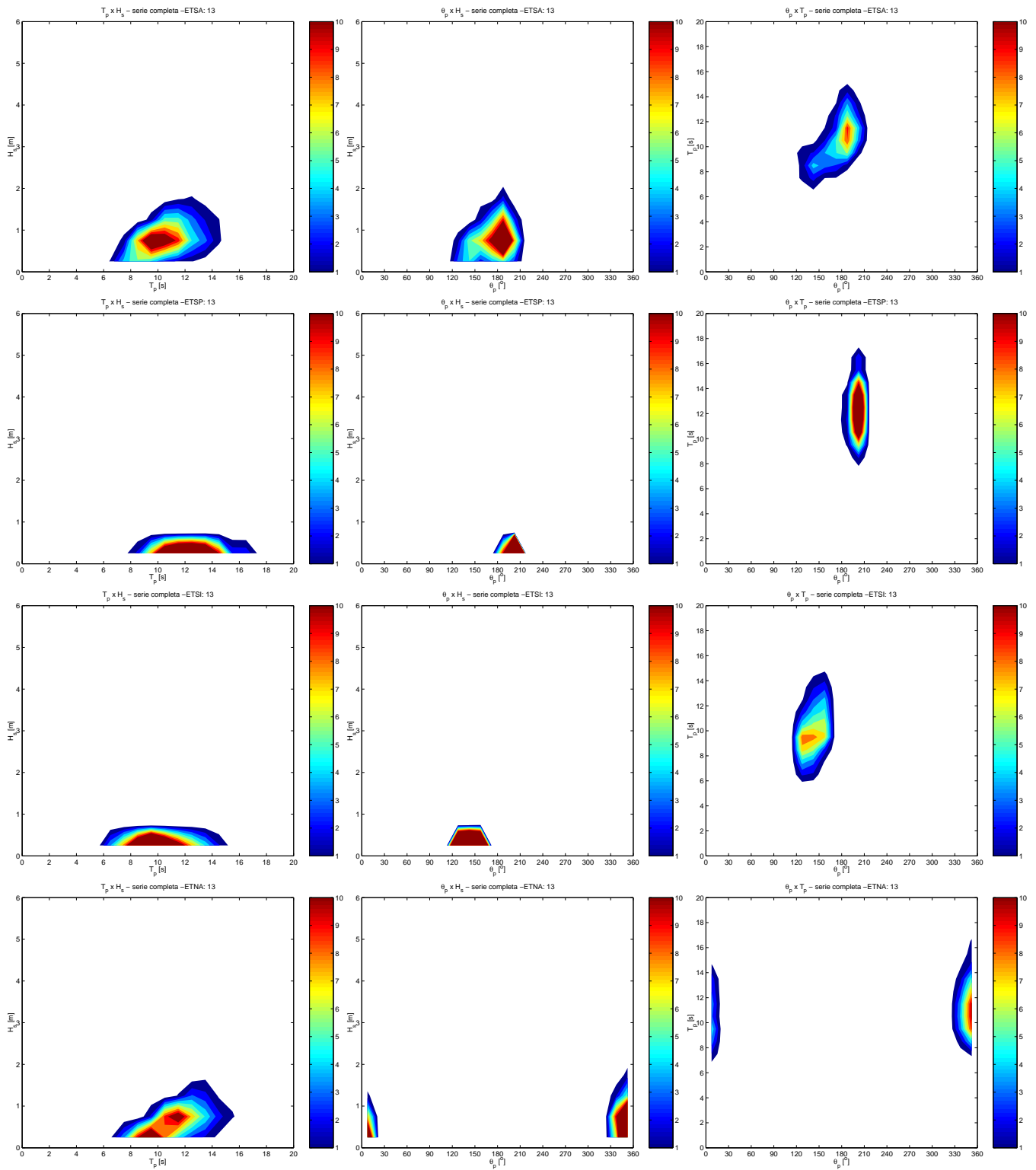


Figura 6.13: Distribuição conjunta de T_p x H_s (coluna da esquerda), θ_p x H_s (coluna central) e θ_p x T_p (coluna da direita) de áreas extra-tropicais para o setor nordeste (ponto 13) do litoral brasileiro.

encontrado no setor central. O mesmo acontece com a distribuição para a área ETSI, que no setor nordeste possui contribuição abaixo de 10%.

No setor nordeste, a área ETNA foi a segunda área extra-tropical mais influente no clima de ondas. Esta área contribuiu com sistemas que alcançaram até quase 2 metros de altura significativa. Os valores de período de pico variaram de 6 a 15 segundos. Os sistemas com menores valores de T_p (menores que 10 segundos), apresentam também menores valores de altura significativa. Todos os sistemas provenientes da área ETNA apresentam direções de pico concentradas em torno do quadrante norte. Os digramas de distribuição representados na última linha da figura 6.13, portanto indicam que tanto os sistemas com características de *wind sea* como típicos de *swell* apresentam distribuições semelhantes, excluindo seus respectivos valores de altura significativa.

No setor nordeste, a área TSIO apresentou comportamento muito semelhante ao do setor central (primeira linha de diagramas da figura 6.14). Basicamente a única diferença entre um setor e outro é que no setor nordeste a contribuição da área TSIO foi menor que no setor central.

A área TNAO apresentou uma contribuição significativa para o clima de ondas do setor nordeste. Essa contribuição corresponde a ondas que apresentam valores de altura significativa que ultrapassam 1,5 metros em períodos de picos variáveis entre 5 e 13 segundos. A maior parte dos sistemas provenientes apresentam direção de pico do quadrante nordeste com T_p variando de 6 a 10 segundos. A outra parte dos sistemas, a menor, apresentam valores de θ_p de noroeste (em torno de 340°) e são estes sistemas de *swell* que apresentam os maiores valores de T_p da área (segunda linha de diagramas da figura 6.14).

Foi no setor nordeste que a área TSAO apresentou sua maior contribuição, mais de 75% das alturas de ondas deste setor podem ser explicadas pela geração da área TSAO. Os valores de H_s desta área variam até aproximadamente 2,75 metros em períodos de pico de 5 a 10 segundos com maior ocorrência em 7 segundos. As direções de pico concentram-se em torno de 110° , isto é de leste a sudeste (última linha de diagramas da figura 6.14).

6.5.4. Setor norte

Devido à sua posição geográfica, o setor norte foi o menos influenciado pela área ETSA:

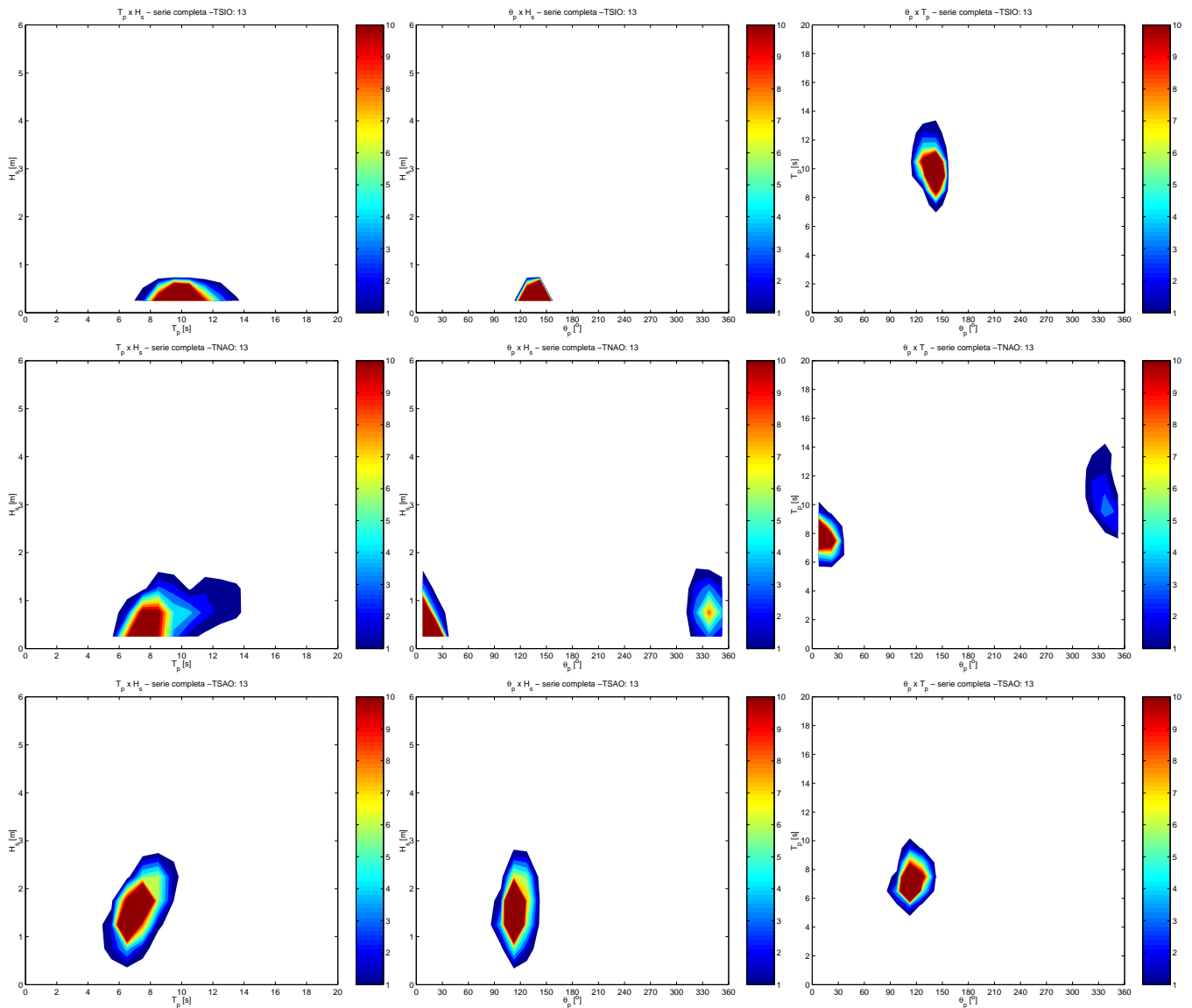


Figura 6.14: Distribuição conjunta de T_p x H_s (coluna da esquerda), θ_p x H_s (coluna central) e θ_p x T_p (coluna da direita) de áreas tropicais para o setor nordeste (ponto 13) do litoral brasileiro.

apenas aproximadamente 6% das alturas de onda são explicadas por esta área. Os sistemas que chegam neste setor apresentam alturas que podem chegar a 0,75 metros e períodos de pico variando de 6 a 14 segundos com máximo de ocorrência em torno de 9 segundos. As direções de pico encontram-se concentradas no quadrante de sudeste (120°) (diagramas da figura 6.15).

Apesar de muito pequena, a contribuição da área ETSI ainda foi observada no setor norte, chegando a explicar mais 1% das alturas do setor. Com os diagramas da figura 6.15 pode-se observar que os valores de H_s desta área ultrapassaram a 0,5 metros e seus períodos de

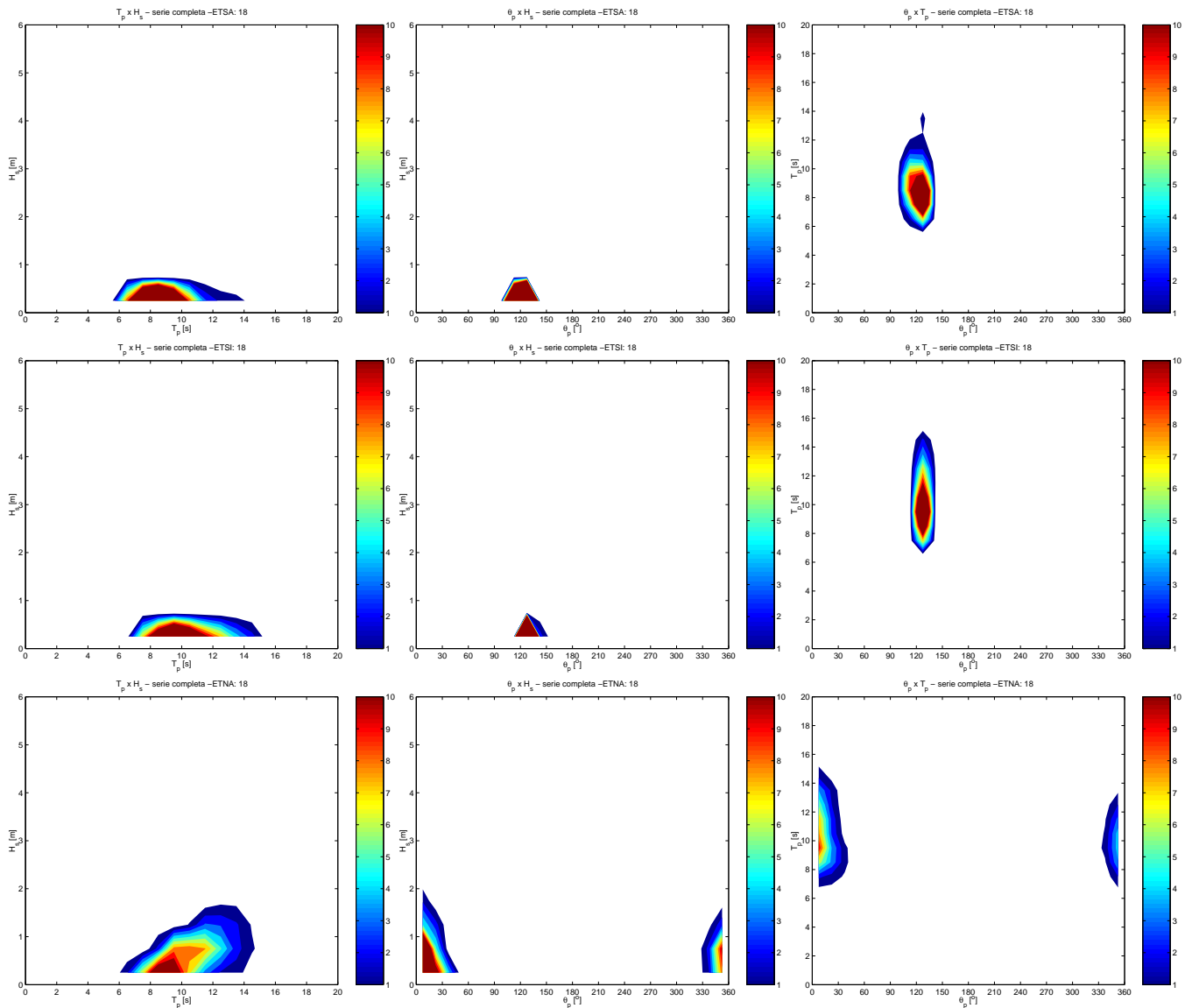


Figura 6.15: Distribuição conjunta de T_p x H_s (coluna da esquerda), θ_p x H_s (coluna central) e θ_p x T_p (coluna da direita) de áreas extra-tropicais para o setor norte (ponto 18) do litoral brasileiro.

pico variam de 7 a 15 segundos. Como para a área ETSA, as direções de pico encontram-se concentradas no quadrante sudeste. A maioria dos sistemas de *swell* desta área apresentaram valores de T_p concentrados em 10 segundos.

A área ETNA foi a área extra-tropical com a maior contribuição para o clima de ondas do setor norte. Os sistemas provenientes desta área chegam a apresentar valores de H_s de até 2 metros em períodos variados de 6 a 15 segundos, com máximo de ocorrência em 10 segundos. Os maiores valores de H_s estão associados a sistemas mais longos, isto é com períodos de pico

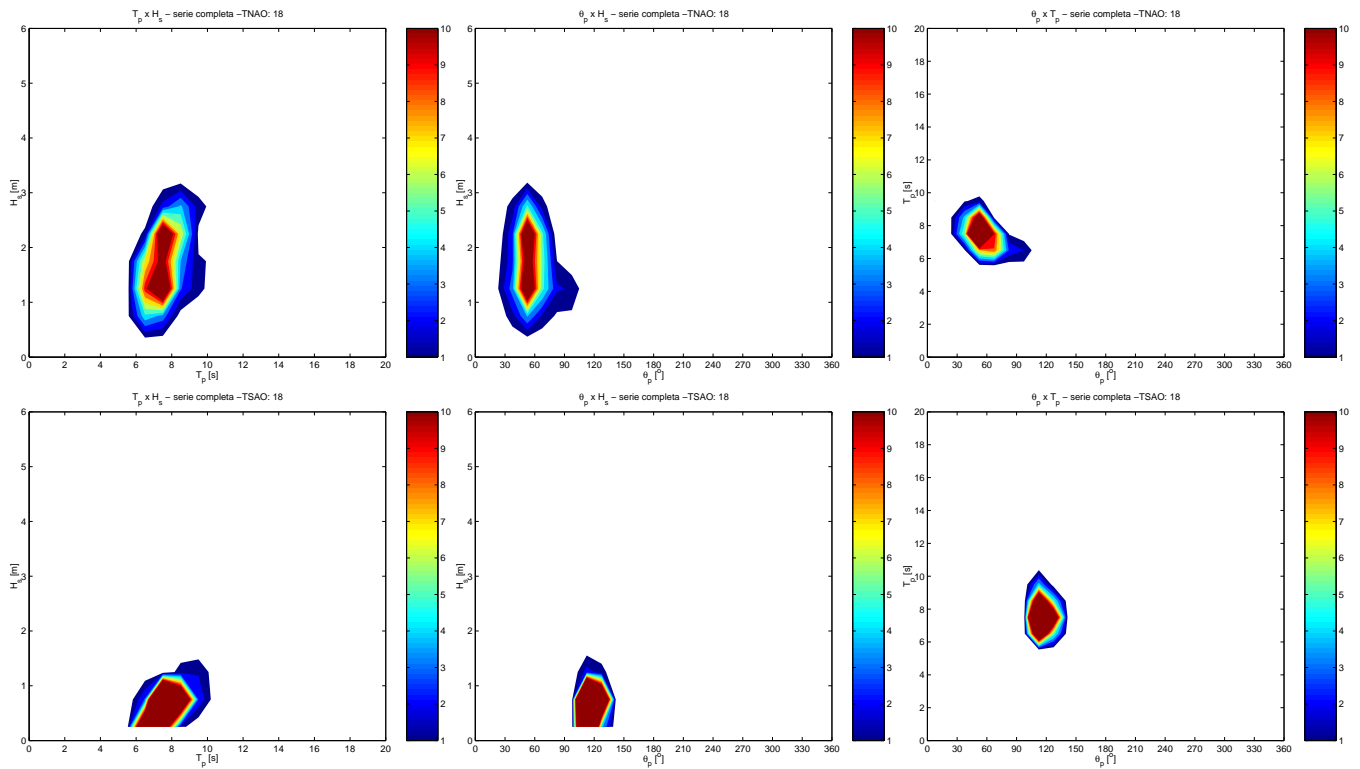


Figura 6.16: Distribuição conjunta de T_p x H_s (coluna da esquerda), θ_p x H_s (coluna central) e θ_p x T_p (coluna da direita) de áreas tropicais para o setor norte (ponto 18) do litoral brasileiro.

maiores. Os valores de θ_p variam desde noroeste a nordeste, sendo que a maioria dos sistemas apresentam direções de norte (última linha de diagramas da figura 6.15).

A área TNAO foi a mais influente para o clima de ondas do setor norte, pode-se dizer que o clima de ondas do setor é praticamente dependente dos sistemas atmosféricos ocorrentes nesta área. Estes sistemas geram ondas que alcançam o setor norte com valores de altura significativa que podem ultrapassar 3 metros com períodos de pico variando de 5 a 10 segundos. As direções de pico variam de nordeste a leste predominantes de nordeste (50°) (linha superior da figura 6.16).

Apesar de a maioria dos sistemas de ondas do setor norte serem explicados pela área TNAO, outra grande parte da contribuição para o clima de ondas tem origem na área TSAO. Os valores de altura significativa provenientes da área TSAO chegam a superar 1,5 metros e os de T_p variam de 6 a 10 segundos. A direção de pico preferencial destes sistemas é de sudeste (110°), conforme pode ser observado nos diagramas inferiores da figura 6.16.

Capítulo 7

Conclusões

No decorrer deste trabalho foram apresentados alguns resultados de uma nova técnica para estudo de propagação de *swell* por longas distâncias sobre os oceanos globais. Como o objetivo principal deste estudo é o de avaliar a importância que sistemas de *swell* apresentam sobre o clima de ondas ao longo do litoral brasileiro, foram identificados alguns padrões de ocorrência a partir das saídas pontuais de um modelo de geração de ondas.

7.1. Áreas de geração de *swell*

A pesquisa bibliográfica sobre a climatologia de tempestades forneceu bons indícios das regiões de maior e menor atividade em termos de ocorrência de tempestades sobre os oceanos. Através de um estudo climatológico simplificado foi possível estabelecer fronteiras e comprovar o potencial de geração de ondas em 13 áreas sobre os oceanos globais.

Devido as propriedades dinâmicas e de frequência de ocorrência de tempestades nas 13 áreas propostas, 8 foram caracterizadas como áreas preferenciais de sistemas tropicais e 5 como áreas preferencias de ocorrência de sistemas extra-tropicais. Esta separação não exclui a possibilidade de sistemas tropicais ocorrentes em áreas extra-tropicais e vice e versa.

O estabelecimento de fronteiras artificiais de áreas de geração não deve ser interpretado como limites reais. Eles apenas facilitam a compreensão de como a energia proveniente de tempestades sobre os oceanos irá se dispersar na forma de *swell*.

7.2. Campos de *swell*

As características observadas com os campos obtidos com a simulação de controle possibilitou o reconhecimento das principais feições do clima de ondas no globo e nas proximidades do litoral brasileiro. A análise dos campos de período de pico permitiu afirmar que as bordas de leste dos oceanos estão mais sujeitas a ocorrência de sistemas de *swell*. Esta evidência não fica clara ao se observar os campos de altura significativa pois nem sempre as alturas de onda associadas a sistemas de *swell* são as mais energéticas no espectro de onda local, particularmente em se tratando de dados predominantemente em águas profundas.

O litoral brasileiro, por estar situado no contorno de oeste do Atlântico sul é mais abrigado de sistemas de *swell*. Apesar deste fato, a possibilidade de ocorrência de sistemas remotos de *swell* não é excludente, principalmente se levar em consideração a geometria de grandes círculos apresentada pelas trajetórias destes tipos de sistemas.

Campos de ondas gerados no Hemisfério sul em média apresentam os maiores valores de altura significativa e período de pico. Apesar dos maiores valores na média anual estarem no HS, é no Hemisfério norte que acontecem as maiores variações sazonais para os dois parâmetros. A presença de grandes massas continentais do Hemisfério norte faz com que este apresente maiores variações das condições meteorológicas ao longo do ano. Desta forma sua sazonalidade é bem marcada no que diz respeito a ocorrência de tempestades sobre os oceanos e, conseqüentemente, sobre o clima de ondas.

Durante os meses de verão para o Hemisfério Sul, quase todo o Hemisfério norte apresenta maiores valores da média de altura significativa e período de pico. Este aumento ocorre principalmente nas regiões extra-tropicais que estão no seu máximo de atividade. Esta diferença afeta diretamente o clima de ondas do setor norte do litoral brasileiro, de maneira que este apresente sistemas de *swell* com maiores valores de H_s e T_p durante o verão do HS. A situação oposta acontece no inverno, quando quase todo o HN está menos ativo e a maior parte do HS esta mais ativa, aumentando os valores de H_s e T_p nos setores sul, central e nordeste do litoral brasileiro. Este padrão sazonal é mais forte para o HN. Nos períodos das estações intermediárias, outono e primavera, os campos de H_s e T_p se aproximam da média anual.

O campo médio de T_p confirma a penetração de sistemas de *swell* originados no oceano

Índico em direção ao litoral brasileiro. Este padrão de penetração possui sazonalidade bem marcada. No inverno acontece o máximo de alcance e intensidade desses sistemas, assim como no verão acontece o mínimo deste padrão.

Das 8 áreas com características tropicais, apenas 3 apresentam contribuições expressivas ao clima de ondas do litoral brasileiro: TSIO, TNAO e TSAO. A contribuição da área TSIO é pequena de um modo geral. Essa contribuição varia ao longo do ano e de acordo com o setor, sendo os setores nordeste e norte os menos atingidos. A área TNAO é de grande importância para o clima de ondas do litoral mas ela também apresenta forte sazonalidade com períodos de máxima atividade nos meses de verão e primavera. Ela atua fortemente na contribuição de sistemas para o setor norte e nordeste brasileiro. Como os limites da área TSAO abrangem grande parte do litoral, a contribuição desta área é bem expressiva em todo o litoral de forma constante ao longo de todo o ano.

Considerando as áreas de geração extra-tropicais, apenas a ETNP não contribui expressivamente com o clima de ondas ao longo do litoral brasileiro. As fronteiras da área ETSA chegam a alcançar o litoral do setor sul, assim sua contribuição é muito grande no setor sul e central, grande no setor nordeste e pequena no setor norte. A sazonalidade desta área quase não é percebida no setor sul, no entanto conforme se aumenta a distância em relação a ela, a sazonalidade se torna mais forte. Esta área apresenta seu máximo de influência durante os meses de outono e inverno, acompanhando o período de máxima atividade dos sistemas atmosféricos.

Levando em consideração os campos de altura significativa, as áreas ETSP e ETSI apresentam contribuição semelhante, pois a influência destas áreas cobrem do setor sul ao setor nordeste. Sazonalmente a área ETSI apresenta máximos durante os meses de verão e outono, e a área ETSP nos meses de outono e inverno. Esta diferença na sazonalidade esta no fato de que os sistemas da área ETSI apresentam forte relação com variação da cobertura de gelo. Em termos dos campos de período de pico, de maneira geral, a área ETSP contribui com períodos maiores, pois somente os sistemas atmosféricos que acontecem próximos as fronteiras da área ETSI com o Atlântico sul, são capazes de gerar ondas com trajetórias possíveis de alcançarem o litoral brasileiro.

A área ETNA contribui expressivamente para o clima de ondas dos setores norte e nordeste pouco para os setores central e sul. Ela apresenta forte sazonalidade com máximos de con-

tribuição nos meses de verão e primavera. Durante os meses de inverno e outono a contribuição desta área praticamente não é percebida no setor sul. Nos campos de período de pico a sazonalidade da área faz com que nos meses de máxima intensidade, a contribuição seja de sistemas mais longos.

7.3. Climatologia de *swell* nos setores

A validade da técnica empregada foi comprovada em termos de diferenças, regressão linear, viés, erro médio quadrático, índice de espalhamento e índice de correlação. Utilizando o princípio da superposição linear pode-se reconstruir as séries de altura significativa e energia a partir das grandezas obtidas nas simulações. Tanto para altura significativa como para energia, nos 18 pontos estudados, a técnica é válida, com pouca diferença entre o parâmetro esperado e o obtido, sem erros sistemáticos e concentrados em torno do valor obtido.

O litoral brasileiro pode ser dividido em 4 setores com clima de ondas semelhantes: sul, central, nordeste e norte. Esta divisão foi estabelecida utilizando uma análise de agrupamento (*cluster analysis*) em 18 pontos ao largo do litoral brasileiro. Para esta análise foram utilizadas séries temporais de 2 anos de 3 variáveis distintas (H_s , T_p e θ_p).

Os valores expressos nas tabelas de contribuição do capítulo 7 não representam a verdade, no entanto eles são um bom indicativo da importância que cada área de geração apresenta ao largo do litoral brasileiro. No setor sul a maior contribuição para o clima de ondas é proveniente da área ETSA. As áreas ETSP, ETSI, TSIO, TNAO e TSAO também chegam a influenciar este setor, porém com muito menos energia. Para o setor central a área ETSA continua sendo a mais influente no clima de ondas, no entanto essa contribuição é menor. A área TSAO também contribui expressivamente para este setor. As áreas ETNA, ETSP, ETSI, TSIO e TNAO também contribuem significativamente no setor central. Ao longo do litoral do setor nordeste, a maior contribuição tem origem na área TSAO. As áreas ETSA, ETNA, TNAO apresentam grande importância para o clima de ondas do setor. As áreas ETSP e ETSI e TSIO continuam apresentando um sinal significante no clima de ondas da região.

Pela orientação geográfica do setor norte, o clima de ondas torna-se bem diferente dos outros setores. Neste setor a maior contribuição tem origem na área TNAO. As áreas ETNA,

Tabela 7.1: Síntese da climatologia de *swell* das áreas com influência em cada setor do litoral, as abreviações int. e pred. significam intervalo de ocorrência e predominante respectivamente.

Área	Setor	int. H_s [m]	H_s pred. [m]	int. T_p [s]	T_p pred. [s]	int. θ_p [°]	θ_p pred. [°]
ETSA	Sul	0,75-4,00	2,00	4-12	6	0-135 e 160-230	200
	Central	0,75-3,50	1,75	4-13	5 e 11	0-35 e 80-220	200
	Nordeste	0,25-2,00	0,75	7-15	11	115-210	180
	Norte	0,25-0,65	0,25	5-14	9	95-140	120
ETSP	Sul	0,25-1,00	0,50	6-17	13	170-220	200
	Central	0,25-1,25	0,50	7-17	12	185-215	200
	Nordeste	0,25-0,75	0,25	8-17	12	175-215	200
	Norte	-	-	-	-	-	-
ETSI	Sul	0,25-0,75	0,50	6-14	9	100-160	110
	Central	0,25-0,75	0,30	6-15	10	95-170	130
	Nordeste	0,25-0,75	0,30	6-15	10	110-170	135
	Norte	0,25-0,75	0,25	7-15	10	110-150	125
ETNA	Sul	0,25-0,75	0,50	7-17	10	20-50	40
	Central	0,25-0,50	0,30	7-17	10	0-35	25
	Nordeste	0,25-1,90	1,00	7-16	11	320-15	360
	Norte	0,25-2,00	0,75	6-15	10	330-50	0
TSIO	Sul	0,25-0,75	0,70	7-14	10	110-140	130
	Central	0,25-0,75	0,50	7-14	10	110-140	130
	Nordeste	0,25-0,75	0,50	7-14	10	110-160	130
	Norte	-	-	-	-	-	-
TNAO	Sul	0,25-0,75	0,50	5-11	8	20-50	45
	Central	0,25-0,75	0,25	5-11	8	10-35	25
	Nordeste	0,25-1,75	0,75	5-14	8	315-40	15
	Norte	0,50-3,50	1,50	5-10	8	20-115	50
TSAO	Sul	0,25-1,50	0,75	5-10	8	25-95	60
	Central	0,25-2,5	1,00	5-10	8	5-100	70
	Nordeste	0,35-2,75	1,50	5-10	7	80-140	110
	Norte	0,35-1,50	0,75	5-10	8	100-140	115

TSAO também contribuem expressivamente para o clima de ondas deste setor. A área ETSA ainda chega a contribuir, porém apenas uma pequena porção das alturas de ondas são explicadas por esta área.

A tabela 7.1 apresenta uma síntese da origem e principais características dos sistemas de *swell* ocorrentes nos quatro setores do litoral brasileiro. A agitação marítima de um dado ponto é de natureza extremamente complexa, seu entendimento é dependente de diversos fatores. Desta forma, a interpretação de medições de ondas deve levar em consideração as diversas possibilidades de origem da perturbação em questão.

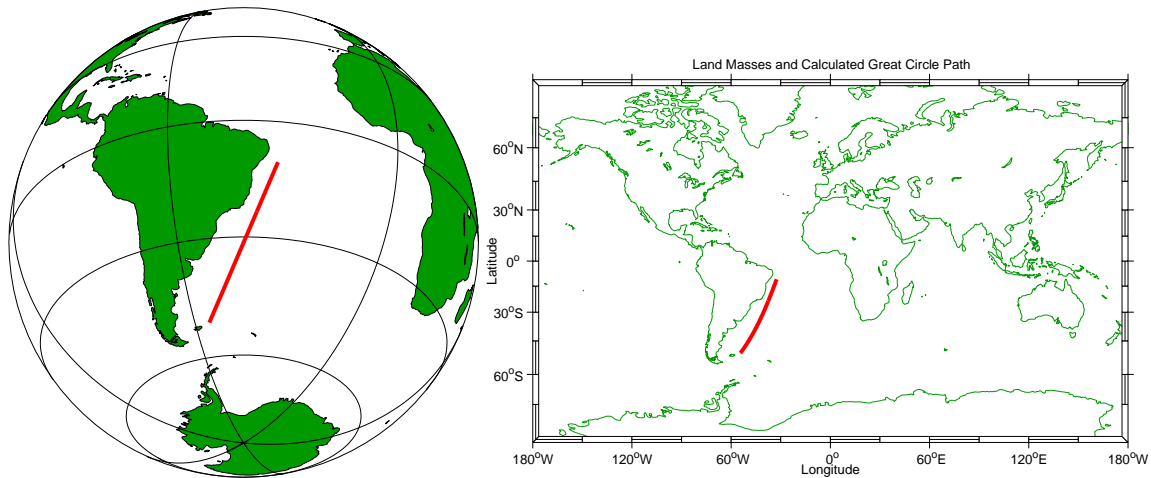


Figura 7.1: Em vermelho encontra-se a trajetória traçada por uma ondulação com T_p de 12 segundos e θ_p de 200° .

Muitas implementações de modelos de previsão de ondas em escalas menores descartam a contribuição de escala global por motivos de gasto computacional. Estas implementações estão sujeitas a grande quantidade de erros pois não contabilizam a contribuição de sistemas que se propagam por grandes distâncias. Em muitas vezes, estes sistemas podem apresentar energia considerável, afetando drasticamente o espectro de onda em diversos pontos de grade do modelo.

7.4. Sugestões para trabalhos futuros

Para um melhor entendimento das propriedades de sistemas de *swell* remotos é essencial um estudo complementar focado nas propriedades dos espectros de onda. Este estudo pode ser realizado utilizando a evolução temporal dos espectros que também podem ser obtidas das saídas em pontos do modelo. Uma das vantagens seria a possibilidade de eliminar as contribuições espectrais de *wind sea*, possibilitando a determinação das contribuições de *swell* de uma área para um ponto situado em seu interior.

Com o entendimento da evolução temporal dos espectros pode-se realizar também estudos de casos com a reconstrução das trajetórias dos sistemas de *swell*, e assim associando cada sistema as tempestades geradoras. Estes estudos de casos podem ser obtidos através da identificação de chegadas dispersivas ao longo do litoral brasileiro. Na figura 7.1 está exemplificado

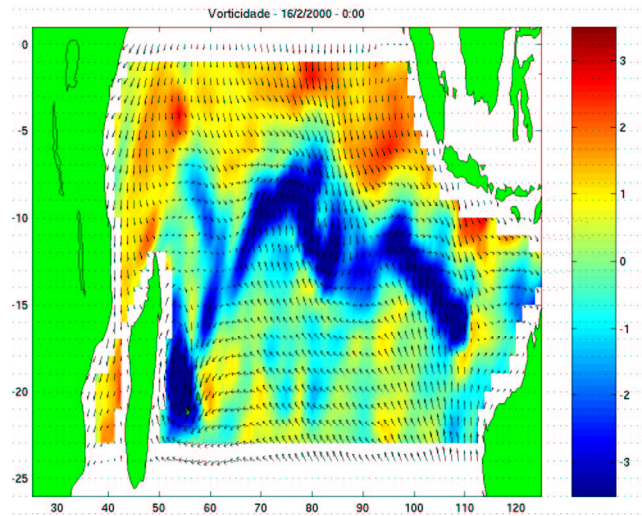


Figura 7.2: Exemplo de um campo de vorticidade vertical em 10 metros de uma tempestade ocorrida na área ETSI. Os vetores indicam o vento em 10 metros utilizado como forçante no modelo de ondas.

um caso de chegada de *swell* no ponto 12 com direção de 200° , período de 12 segundos após 144 horas de sua origem. Este é um possível caso de uma chegada dispersiva que tem origem área de reração ETSI.

Para a localização exata da tempestade em eventos de chegada dispersiva pode ser utilizado o campo de vorticidade vertical em 10 metros calculado a partir dos campos de vento de superfície utilizados nas simulações. A vorticidade vertical em 10 metros (em coordenadas esféricas), assumindo que o raio da Terra é muito maior que os deslocamentos verticais na troposfera, é definida como (Dutton 1976):

$$\zeta_{10} = \frac{1}{r_T \cos \varphi} \frac{\partial v_{10}}{\partial \lambda} - \frac{1}{r_T \cos \varphi} \frac{\partial}{\partial \varphi} (u_{10} \cos \varphi) \quad (7.1)$$

Na figura 7.2 encontra-se o campo de vorticidade vertical. Para o Hemisfério Sul, o centro da tempestade é facilmente determinado com o mínimo do campo de vorticidade.

Por último, uma aprimoração da análise de agrupamento. O que significa a utilização de todas as simulações, com pares de parâmetros de onda. Desta forma poderiam ser estabelecidos grupos conforme a influência das áreas de geração de ondas.

Referências Bibliográficas

- Alves, J. H. G. M., 2000: *A saturation-dependent dissipation source function for wind-wave modelling applications*. Phd thesis, The University of New South Wales, Australia, 241pp.
- 2006: Numerical modeling of ocean swell contributions to the global wind-wave climate. *Ocean Model.*, **11**, 98–122.
- Alves, J. H. G. M. e M. L. Banner, 2003: Performance of a saturation-based dissipation-rate source term in modeling the fetch-limited evolution of wind waves. *J. Phys. Oceanogr.*, **33**, 1274–1298.
- Alves, J. H. G. M. e E. Melo, 2001: Measurement and modeling of wind waves at the northern coast of santa catarina, brazil. *Rev. Bras. Ocean.*, **49(1/2)**, 13–28.
- Alves, J. H. G. M. e I. R. Young, 2004: On estimating extreme wave heights using combined geosat, topex/poseidon and ers-1 altimeter data. *Appl. Ocean Res.*, **25(4)**, 167–186.
- Banner, M. L., 1990: Equilibrium spectra of wind waves. *J. Phys. Oceanogr.*, **20(7)**, 966–984.
- Barber, N. F. e F. Ursell, 1948: The generation and propagation of ocean waves and swell. *Phil. Trans. Royal Soc. London*, **A 240**, 527–560.
- Bidlot, J. R. e M. W. Holt, 1999: Numerical wave modelling at operational weather centres. *Coastal Engineering*, **37**, 409–429.
- Booij, N., L. H. Holthuijsen, e R. C. Ris, 1996: The swam wave model for shallow water. *Int. Conf. Coastal Eng.*, ASCE, Orlando, 668–676.
- Camargo, S. J. e S. Zebiak, 2002: Improving the detection and tracking of tropical cyclones in atmospheric general circulation models. *Wea. Forecasting.*, **17**, 1152–1162.

- Candella, R. N., 1997: *Estudo de Casos de Ondas no Atlântico Sul através de Modelagem Numérica*. Dissertação de mestrado, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 80pp.
- Chen, G. e D. Vandemark, 2002: A global view of swell and wind sea climate in the ocean by satellite altimeter and scatterometer. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, **19**, 1849–1859.
- Cox, A. T. e V. R. Swail, 2001: A global wave hindcast over the period 1958-1997: Validation and climate assessment. *J. Geophys. Res.*, **106**, 2313–2330.
- Dean, R. G. e R. A. Dalrymple, 1990: *Water Wave Mechanics for Engineers and Scientists*. Prentice-Hall, Inc., New Jersey, United States of America, 353pp.
- Djurić, D., 1994: *Weather analysis*. Prentice-Hall, Inc., New Jersey, United States of America, 304pp.
- Dutton, J. A., 1976: *The ceaseless Wind: an introduction to the theory of atmospheric motion*. McGraw-Hill, USA, 579pp.
- Gerling, T. W., 1992: Partitioning sequences and arrays of directional wave spectra into component wave systems. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, **9**, 444–458.
- Gibson, J. K., P. Kallberg, S. U. A. Nomura, A. Hernandez, e E. Serrano, 1997: *ERA Description*. ECMWF Re-Analysis Final Report Series **1**, Shinfield Park, Reading RG2 9AX, UK., 63pp.
- Grumbine, R. W., 1996: *Automated passive microwave sea ice concentration analysis at NCEP*. NWS/NCEP/OMB, Maryland, USA, Technical Note 120, 13p.
- Gulev, S. K., O. Zolina, e S. Grigoriev, 2001: Extratropical cyclone variability in the northern hemisphere winter from the ncep/ncar reanalysis data. *Climate Dynamics*, **17**, 795–809.
- Hanson, J. L. e O. M. Phillips, 2001: Automated analysis of ocean surface directional wave spectra. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, **18**, 277–293.
- Hasselmann, K., T. P. Barnett, E. Bouws, H. Carlson, D. E. Cartwright, K. Enke, J. A. Ewing, H. Gienapp, D. E. Hasselmann, P. Kruseman, A. Meerburg, P. Muller, D. J. Olbers,

- K. Richter, W. Sell, e H. Walden, 1973: Measurements of wind-wave growth and swell decay during the joint north sea wave project (JOWNSWAP). *Dtsch. Hydrogh. Z. Suppl.*, **A8(12)**, 1–95.
- Hasselmann, S., K. Hasselmann, J. H. Allender, e T. P. Barnett, 1985: Computations and parameterizations of the nonlinear energy transfer in a gravity-wave spectrum, Part II: parameterizations of the nonlinear energy transfer for application in wave models. *J. Phys. Oceanogr.*, **15**, 1378–1391.
- Innocentini, V., S. C. Prado, C. S. Pereira, F. O. A. Arantes, e N. I. B. ao, 2001: Ocorrência de vagas no arquipélago de São Pedro e São Paulo. caso de 24 de outubro de 1999. *Rev. Bras. Met.*, **16**, 177–186.
- Johnson, R. A. e D. W. Wichern, 2002: *Applied Multivariate Statistical Analysis*. Prentice-Hall, Inc., New Jersey, United States of America, 767pp.
- Kalnay, E., M. kanamitsu, R. Kistler, W. Collins, D. Deaven, L. Gandin, M. Iredell, S. Saha, G. White, J. Woollen, Y. Zhu, M. Chelliah, W. Ebisuzaki, W. Higgins, J. Janowiak, K. C. Mo, C. Ropelewski, J. Wang, A. Leetmaa, R. Reynolds, R. Jenne, e D. Joseph, 1996: The ncep/ncar 40-year reanalysis project. *Bull. Am. Meteor. Soc.*, **77**, 437–471.
- Keable, M., I. Simmonds, e K. Keay, 2002: Distribution and temporal variability of 500 hpa cyclone characteristics in the southern hemisphere. *Int. J. Climatol*, **22**, 131–150.
- Khandekar, M. L., 1989: *Operational Analysis and Prediction of Ocean Wind Waves*. Springer, New York, United States of America, 214pp.
- Kistler, R., E. Kalnay, W. Collins, S. Saha, G. White, J. Woollen, M. Chelliah, W. Ebisuzaki, M. Kanamitsu, V. Kousky, H. Dool, R. Jenne, e M. M. Fiorino, 2000: The ncep-ncar 50-year reanalyses: Monthly means cd-rom and documentation. *Bull. Am. Meteor. Soc.*, **82**, 247–267.
- Komen, G. J., L. Cavaleri, M. Donelan, K. Hasselmann, S. Hasselmann, e P. A. E. M. Janssen, 1994: *Dynamics and Modelling of Ocean Waves*. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom, 532pp.

- Kuik, A. J., G. P. Van Vledder, e L. H. Holthuijsen, 1988: A method for the routine analysis of pitch-and-roll buoy wave data. *J. Phys. Oceanogr.*, **18**, 1020–1034.
- Kushnir, Y., V. J. Cardone, J. G. Greenwood, e M. A. Cane, 1997: The recent increase in north atlantic wave heights. *J. Climate*, **10**, 2107–2113.
- Lambert, S. J., J. Sheng, e J. Boyle, 2002: Winter cyclone frequencies in thirteen models participating in the Atmospheric Model Intercomparison Project (AMIP1). *Climate Dynamics*, **19**, 1–16.
- Le Blond, P. H. e L. A. Mysak, 1978: *Waves in the Ocean*. Elsevier Scientific Publishing Co., Amsterdam, Netherlands, 602pp.
- Longuet-Higgins, M. S., D. E. Cartwright, e N. D. Smith, 1963: Observations of the directional spectrum of sea waves using the motions of a floating buoy. *Ocean Wave Spectra*, 111–136.
- Melo, E., J. H. G. M. Alves, V. Jorden, F. Zago, e W. S. S. Dias, 1995: Instrumental confirmation of the arrival north atlantic swell at the brazilian coast. *Proc. 4th Internat. Conf. Coastal and Port Engineering in Developing Countries*, COPEDEC IV, Rio de Janeiro, Brazil, volume 3.
- Mettlach, T., D. Wang, e P. Wittmann, 1994: Analysis and prediction of ocean swell using instrumented buoys. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, **11**, 506–524.
- Miles, J. W., 1957: On the generation of surface waves by shear flows. *J. Fluid Mech.*, **3**, 185–204.
- Moorthi, S., 2002: *The GFS Atmospheric Model (status as of November 01, 2002)*. EMC/NCEP/NOAA, <http://wwwt.emc.ncep.noaa.gov/gmb/moorthi/gam.html>, the GFS Atmospheric Model description.
- Munk, W. H., G. R. Miller, F. E. Snodgrass, e N. F. Barber, 1963: Directional recording of swell from distant storms. *Phil. Trans. Royal Soc. London*, **A 255**, 505–584.
- Ochi, M. K., 1982: Stochastic analysis and probabilistic prediction of random seas. *Advances in Hydroscience*, Academic Press. Inc., volume 13, 217–375.

- Paciorek, C. J., J. S. Risbey, V. Ventura, e R. D. Rosen, 2002: Multiple indices of northern hemisphere cyclone activity, winters 1949-99. *J. Climate*, **15**, 1573–1590.
- Pedlosky, J., 1986: *Geophysical fluids dynamics*. Springer-Verlag New York Inc, New York, United States of America, 2nd ed. edition, 710pp.
- Pezza, A. B. e T. Ambrizzi, 2003: Variability of southern hemisphere cyclone and anticyclone behavior: Further analysis. *J. Climate*, **16**, 1075–1083.
- Phillips, O. M., 1957: On the generation of waves by turbulent wind. *J. Fluid Mech.*, **2**, 417–445.
- Seixas, N. A. B., 1997: *Clima de Ondas na Bacia de Campos: Análise dos Dados e Proposta de Parametrização*. Tese de doutorado, Observatório Nacional, Rio de Janeiro, Brasil, 241pp.
- Simmonds, I. e K. Keay, 2000: Mean southern hemisphere extratropical cyclone behavior in the 40-year ncep-ncar reanalysis. *J. Climate*, **13**, 873–885.
- Simmonds, I., K. Keay, e E. Lim, 2003: Synoptic activity in the seas around antartica. *Mon. Wea. Rev.*, **131**, 272–288.
- Simmons, A. J. e J. K. Gibson, 2000: *The ERA-40 Project Plan*. ERA-40 Project Report Series No. 1, ECMWF, Shinfield Park, Reading RG2 9AX, UK., 71pp.
- Sinclair, M. R., 1995: A climatology of cyclogenesis for the southern hemisphere. *Mon. Wea. Rev.*, **123**, 1601–1619.
- 2002: Extratropical transition of southwest pacific tropical cyclones. part i: Climatology and mean structure changes. *Mon. Wea. Rev.*, **130**, 590–609.
- Snodgrass, F. E., G. W. Groves, K. F. Hasselmann, G. R. Miller, W. H. Munk, e W. H. Powers, 1966: Propagation of ocean swell across the pacific. *Phil. Trans. Royal Soc. London*, **A 259**, 431–497.
- Snyder, R. L., F. W. Dobson, J. A. Elliot, e R. B. Long, 1981: Array measurements of atmospheric pressure fluctuations above surface gravity waves. *J. Fluid Mech.*, **102**, 1–59.

- Sterl, A., J. Komen, e P. D. Cotton, 1998: Fifteen years of global wave hindcasts using winds from the european centre for medium-range weather forecasts reanalysis: Validating the reanalyzed winds and assessing the wave climate. *J. Geophys. Res.*, **103**, 5477–5492.
- Stull, R. B., 1988: *An introduction to boundary layer meteorology*. Kluwer academic Publishers, The Netherlands, 666pp.
- SWAMP Group, 1985: *Ocean wave modeling*. Plenum Press, New York, United States of America, 256pp.
- Tolman, H. L., 2002: *User Manual and system documentation of WAVEWATCH-III version 2.22*. SAIC-GSO/EMC/MMAB/NCEP/NOAA, Maryland, USA, MMAB Contribution No.222, 139p.
- 2003: Treatment of unresolved islands and ice in wind wave models. *Ocean Model.*, **5**, 219–231.
- 2004: Inverse modeling of discrete interaction approximations for nonlinear interactions in wind waves. *Ocean Model.*, **6**, 405–422.
- Tolman, H. L. e D. Chalikov, 1996: Source terms in a third-generation wind wave model. *J. Phys. Oceanogr.*, **26**, 2497–2518.
- Vledder, G. P., 2000: Improved method for obtaining the integration space for the computation of nonlinear quadruplet wave-wave interaction. *Proceedings of the 6th International Workshop on Wave Forecasting and Hindcasting*, Netherlands.
- WAMDI Group, 1988: The wam model - a third generation ocean wave prediction model. *J. Phys. Oceanogr.*, **18**, 1775–1809.
- Wang, X. L. e V. R. Swail, 2001: Changes of extreme wave heights in northern hemisphere oceans and related atmospheric circulation regimes. *J. Climate*, **14**, 2204–2221.
- 2002: Trends of atlantic wave extremes as simulated in a 40-yr wave hindcast using kinematically reanalyzed wind fields. *J. Climate*, **15**, 1020–1035.
- WMO, 1989: *Guide to Wave Analysis and Forecasting*. World Meteorological Organization, Genève, Suisse, 2nd ed. edition, WMO-No.702.

Young, I. R., 1999: *Wind Generated Ocean Waves*. Elsevier Science Ltd., Amsterdam, Netherlands, 288pp.

Young, I. R. e G. J. Holland, 1996: *Atlas of the Oceans: Wind and Wave Climate*. Pergamon, U.K., 241pp.

Apêndices

Apêndice A

Resolução da Equação de Onda pela Teoria Linear

O objetivo deste apêndice é proporcionar um guia para a resolução matemática do problema de ondas de gravidade de superfície nos oceanos. O leitor não familiarizado com esta teoria pode utilizar este texto para dar início aos seus estudos.

Assumindo movimento irrotacional e fluido incompressível, existe um potencial de velocidade que satisfaz a equação da continuidade

$$\nabla \cdot \mathbf{u} = 0 \quad (\text{A.1})$$

ou

$$\nabla \cdot \nabla \phi = 0. \quad (\text{A.2})$$

Calculando o divergente de um gradiente chega-se na equação de Laplace

$$\frac{\partial^2 \phi}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 \phi}{\partial z^2} = 0 \quad (\text{A.3})$$

onde x e z são as coordenadas horizontal e vertical respectivamente do domínio bi-dimensional da solução. O potencial de velocidade ϕ é definido em termos das componentes de velocidade horizontal e vertical u e w como

$$u(x, z, t) = -\frac{\partial \phi}{\partial x} \quad (\text{A.4})$$

$$w(x, z, t) = -\frac{\partial \phi}{\partial z} \quad (\text{A.5})$$

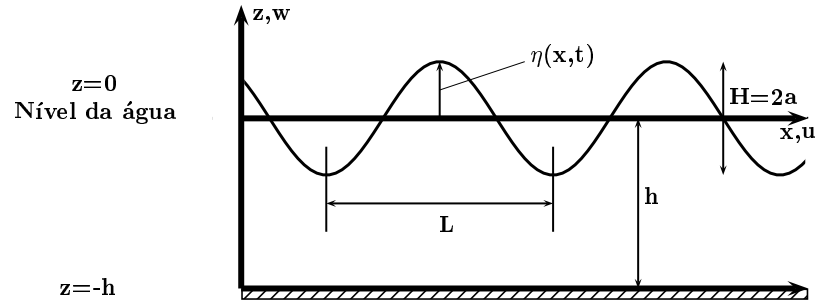


Figura A.1: Esquema do domínio da solução da teoria linear de ondas.

e o tempo t .

A conservação de momento é representada pela equação de Bernoulli não estacionária

$$-\frac{\partial \phi}{\partial t} + \frac{p}{\rho_w} + gz = 0 \quad (\text{A.6})$$

onde p é a pressão, ρ_w a densidade do fluido (água) e g é a aceleração da gravidade. É desejável resolver A.3 e A.6 no domínio representado pela figura A.1 e nas condições de contorno a seguir.

A.1. Condição de contorno dinâmica na superfície livre

Para que a pressão na superfície livre seja uniforme ao longo da forma da onda assume-se que na superfície livre, $z = \eta$ e a pressão corresponde a pressão atmosférica, $p = 0$. Substituindo na equação A.6,

$$-\frac{\partial \phi}{\partial t} + g\eta = 0 \quad \text{em} \quad z = 0 \quad (\text{A.7})$$

A.2. Condição de contorno cinemática na superfície livre

Na superfície livre não pode haver transporte do fluido. Desta forma a velocidade vertical da superfície livre deve ser igual a velocidade vertical do fluido, isto é $\frac{D[\eta(x,t)]}{Dt}$. Assim,

$$w = \frac{\partial \eta}{\partial t} + u \frac{\partial \eta}{\partial x} \quad \text{em} \quad z = \eta \quad (\text{A.8})$$

Ao assumir que a escala da altura da onda é muito pequena quando comparada com a escala do comprimento, o termo de inclinação da superfície, $\frac{\partial \eta}{\partial x}$, será muito pequeno. Desta forma pode-se aplicar a condição de fronteira em $z = 0$. Assim substituindo o w na equação A.5 a equação A.8 fica da forma

$$-\frac{\partial \phi}{\partial z} = \frac{\partial \eta}{\partial t} \quad \text{em} \quad z = 0 \quad (\text{A.9})$$

A.3. Condição de contorno cinemática no fundo

De maneira parecida com a superfície livre, não pode existir fluxos através do fundo então

$$w = -\frac{\partial \phi}{\partial z} = 0 \quad \text{em} \quad z = -h \quad (\text{A.10})$$

A.4. Relação de dispersão

Desta maneira, o problema de ondas pela teoria linear se torna na resolução da equação de Laplace (equação A.3) com a aplicação das condições de contorno estabelecidas nas equações A.7, A.9 e A.10.

Aplicando o método de separação de variáveis e utilizando uma solução periódica chega-se a uma solução do sistema da forma

$$\phi(x, z, t) = \frac{ag \cosh [k(h+z)]}{\omega \cosh [kh]} \cos(kx - \omega t). \quad (\text{A.11})$$

Onde $a = \frac{H}{2}$ é a amplitude de onda, $\omega = \frac{2\pi}{T}$ corresponde a frequência angular da onda e $k = \frac{2\pi}{L}$ é o número de onda.

Fazendo uma pequena manipulação algébrica com as equações A.7 e A.9 determina-se que:

$$-\frac{\partial \phi}{\partial z} = \frac{1}{g} \frac{\partial^2 \phi}{\partial t^2} \quad \text{em} \quad z = 0. \quad (\text{A.12})$$

Aplicando a solução A.11 na equação A.12 e calculando para $z = 0$ chega-se a relação de dispersão

$$\omega^2 = gk \tanh(kh). \quad (\text{A.13})$$



Figura A.2: Formação de grupo como o resultado da superposição de duas ondas.

A.5. Elevação da superfície livre

A partir da equação A.7 pode ser obtida a forma da elevação da superfície livre:

$$\eta = \frac{1}{g} \left[\frac{\partial \phi}{\partial t} \right]_{z=0}. \quad (\text{A.14})$$

Substituindo a solução periódica adotada em A.11 na equação da superfície livre A.14 e diferenciando em relação a t obtém-se a elevação da superfície da água de um trem de ondas linear.

$$\eta = a \text{sen}(kx - \omega t). \quad (\text{A.15})$$

A.6. Velocidade de grupo

Considerando agora dois trens de ondas de mesma altura, se propagando na mesma direção, com pequenas diferenças nas frequências e números de onda, eles serão sobrepostos como $\eta = \eta_1 + \eta_2$. Assim a forma final da onda levando em consideração a equação A.15 será:

$$\eta = 2a \cos \left[\frac{1}{2}(k_1 - k_2)x - \frac{1}{2}(\omega_1 - \omega_2)t \right] \times \text{sen} \left[\frac{1}{2}(k_1 + k_2)x - \frac{1}{2}(\omega_1 + \omega_2)t \right]. \quad (\text{A.16})$$

O perfil resultante consiste de formas de onda movendo-se com velocidade C e modulado por um grupo que se propaga com velocidade C_g . Este perfil pode ser observado na figura A.2. A velocidade C_g é conhecida como velocidade de grupo definida por:

$$C_g = \frac{d\omega}{dk} \quad (\text{A.17})$$

A.7. Transformações das ondas

Para se estudar as transformações das ondas deve-se assumir as hipóteses básicas de que:

- A inclinação varia lentamente.
- A transmissão de energia entre os raios de onda (linhas perpendiculares as cristas das ondas) é constante.
- As ondas não sofrem quebra.
- O período de onda T , consequentemente a frequência f ou ω são constante.

A.7.1. Conservação de energia

Em um caso simplificado de uma onda se propagando em direção a costa sobre uma batimetria definida por linhas retas e paralelas (figura A.3), para haver conservação da energia não existe perda nem ganho da mesma. Como não existe fluxo de energia através dos raios de onda, o fluxo de energia que passa por b_0 é o mesmo em b_1 e b_2 . Havendo convergência ou divergência dos raios, a energia por unidade de área não será a mesma em b_1 e b_2 . Assumindo que não existe reflexão da onda, pela conservação de energia,

$$\bar{E}_0 C_{g_0} = \bar{E}_1 C_{g_1} = \bar{E}_2 C_{g_2}. \quad (\text{A.18})$$

A.7.2. Empinamento (*shoaling*)

Considerando ainda o caso representado na figura A.3 e aplicando a definição de energia por unidade de área,

$$\bar{E} = \frac{1}{8} \rho_w g H^2, \quad (\text{A.19})$$

na relação da conservação de energia (equação A.18) pode-se obter a altura de onda H em qualquer ponto. Desta forma para a localização 2:

$$\frac{H_2}{H_1} = K_s = \sqrt{\frac{C_{g_1}}{C_{g_2}}} \quad (\text{A.20})$$

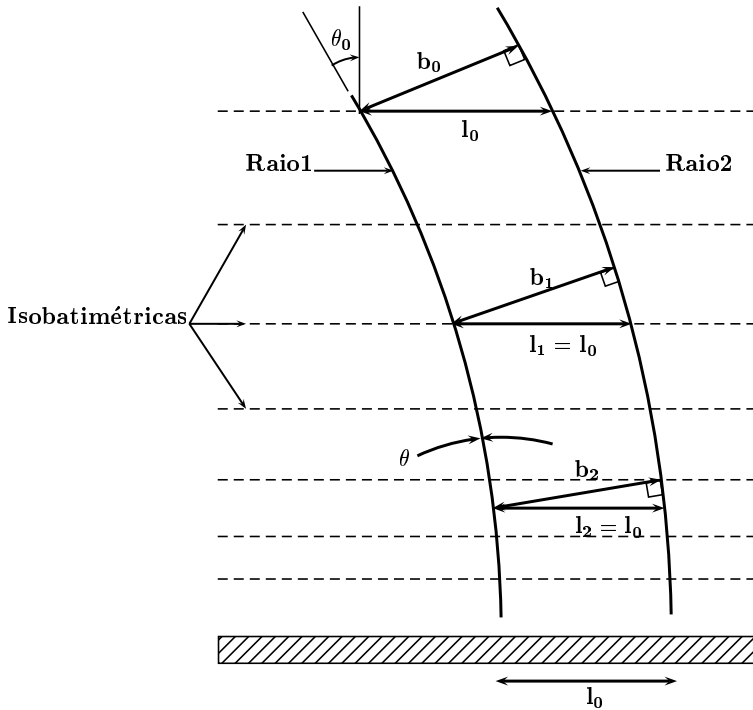


Figura A.3: Esquemas de uma frente de onda se aproximando de uma linha de costa de contornos retos e paralelos.

A taxa de variação da altura da onda representada por K_s é conhecida como coeficiente de empinamento. Observando a relação A.20 facilmente pode-se perceber que a esbeltez da onda H/L aumenta na medida que as ondas se propagam na direção de águas mais rasas.

A.7.3. Refração

A refração das ondas corresponde a mudança da direção de propagação da onda devido a variação da velocidade de propagação das cristas (celeridade ou velocidade de fase C). Utilizando a propriedade de irrotacionalidade do vetor número de onda \mathbf{k} , facilmente chega-se a lei de Snell:

$$\frac{\text{sen } \theta}{C} = \frac{\text{sen } \theta_0}{C_0}. \tag{A.21}$$

A lei de Snell indica que para linhas de costas com contornos de profundidade retos e paralelos (conforme o exemplo da figura A.3), a direção da onda diminui, conforme a onda empina, fazendo com que os raios de onda fiquem perpendicular a linha de costa.

Ainda considerando o caso representado na figura A.3, uma onda que se aproxima da linha

de costa com um ângulo θ_0 , a profundidade varia ao longo da crista. Da mesma forma, a velocidade de fase também varia ao longo da crista. Conseqüentemente, a crista tenderá a se alinhar com o contorno batimétrico. Os raios de ondas não serão linhas retas e se inclinarão a medida que as cristas se alinham com a isobatimétrica. Para fundos diferentes, pode haver convergência ou divergência dos raios de onda, indicando uma concentração ou divergência de energia em pontos diferentes da mesma linha de costa.

Utilizando o traçado dos raios pode-se estabelecer a distância b entre dois raios adjacentes. Aplicando as propriedades conservativas da energia, semelhantemente ao caso do empinamento temos que:

$$\frac{H_2}{H_1} = \sqrt{\frac{C_{g1}}{C_{g2}}} \sqrt{\frac{b_1}{b_2}} \quad (\text{A.22})$$

ou

$$\frac{H_2}{H_1} = K_s K_r \quad (\text{A.23})$$

onde b_1 e b_2 representam a distância entre os raios das ondas nas posições 1 e 2 respectivamente (figura A.3), K_s é o coeficiente de empinamento e K_r o coeficiente de refração.

Apêndice B

Verificação através da Energia Total

O objetivo deste apêndice é apresentar a verificação da técnica de segmentação de áreas de geração de *swell* com a utilização das séries de energia total.

Ao se analisar o balanço energético envolvido na propagação de *swell*, ou melhor de ondas em geral, deve-se obter a energia total das ondas em cada ponto do domínio. A energia total das ondas pode ser representada por:

$$E = \frac{1}{16} H_s^2 \quad (\text{B.1})$$

que representa a soma da energia cinética e potencial no processo estudado.

Utilizando a expressão B.1 pode-se obter a energia obtida pelo modelo e a energia reconstruída pela técnica de segmentação. Para isto, basta substituir H_s por H_{s_c} ou H_{s_r} , respectivamente. As análises aplicadas para as alturas de onda também foram aplicadas para a energia.

Na figura B.1 está representada a evolução temporal da diferença entre a série de energia total da simulação de controle e a energia total reconstruída das 13 simulações. Como esperado, a diferença das energias apresenta comportamento semelhante ao das alturas, com mesmo sinal e ordem de grandeza similar, reforçando a ideia de concordância entre a teoria e a técnica empregada neste estudo.

Os diagramas de dispersão para a energia total também indicam um ajuste quase perfeito entre a energia reconstruída e a energia total obtida do modelo. Este comportamento pode ser verificado nos diagramas das figuras B.2 e B.3.

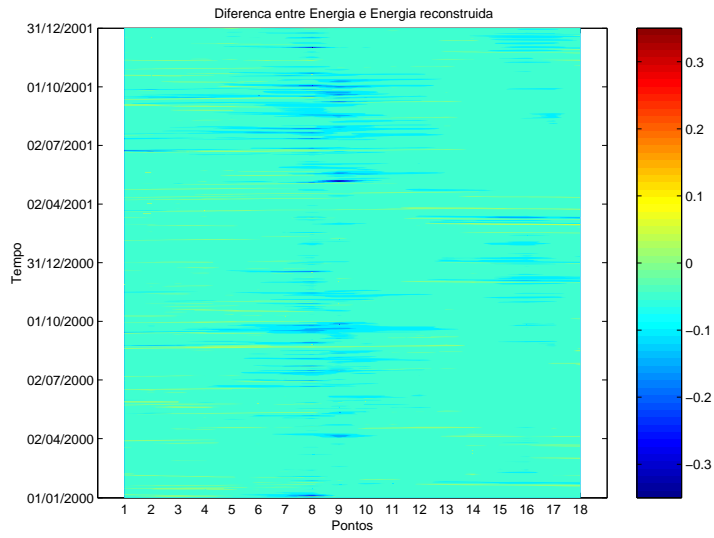


Figura B.1: Evolução temporal da diferença entre a energia obtida na simulação de controle e energia reconstruída (valores em m^2).

Tabela B.1: Ajuste das energias reconstruídas (E_r) com as alturas de controle (E_c).

Ponto	Reta	Ponto	Reta	Ponto	Reta
1	$y = 1.0004x + 0.0088$	7	$y = 1.0292x + 0.0199$	13	$y = 1.0192x + 0.0166$
2	$y = 1.0064x + 0.0089$	8	$y = 1.0360x + 0.0270$	14	$y = 1.0161x + 0.0136$
3	$y = 1.0062x + 0.0096$	9	$y = 1.1290x + 0.0018$	15	$y = 1.0698x + 0.0085$
4	$y = 1.0085x + 0.0104$	10	$y = 1.0922x + 0.0084$	16	$y = 1.1052x + 0.0061$
5	$y = 1.0148x + 0.0122$	11	$y = 1.0671x + 0.0065$	17	$y = 1.0301x + 0.0184$
6	$y = 1.0254x + 0.0135$	12	$y = 1.0498x + 0.0124$	18	$y = 1.0299x + 0.0083$

As equações das retas de ajuste, listadas na tabela B.1, assim como no caso das alturas, apresentam coeficientes angulares próximos a 1 e coeficientes lineares ainda menores que os obtidos no ajuste das alturas, com grande parte dos coeficientes de $\mathcal{O}[-3]$. Estes resultados voltam a confirmar uma boa concordância com a teoria.

Os valores de viés, RMS , índices de espalhamento e índices de correlação obtidos com a comparação em termos de energia total reconstruída e energia total da simulação de controle estão listados na tabela B.2. Pode ser constatado uma diminuição dos valores de viés em relação aos valores obtidos para as alturas.

Por outro lado, os valores de RMS e SI aumentaram no caso de energia total. Já a correlação, diminuiu em relação às estatísticas para altura significativa. Comparativamente,

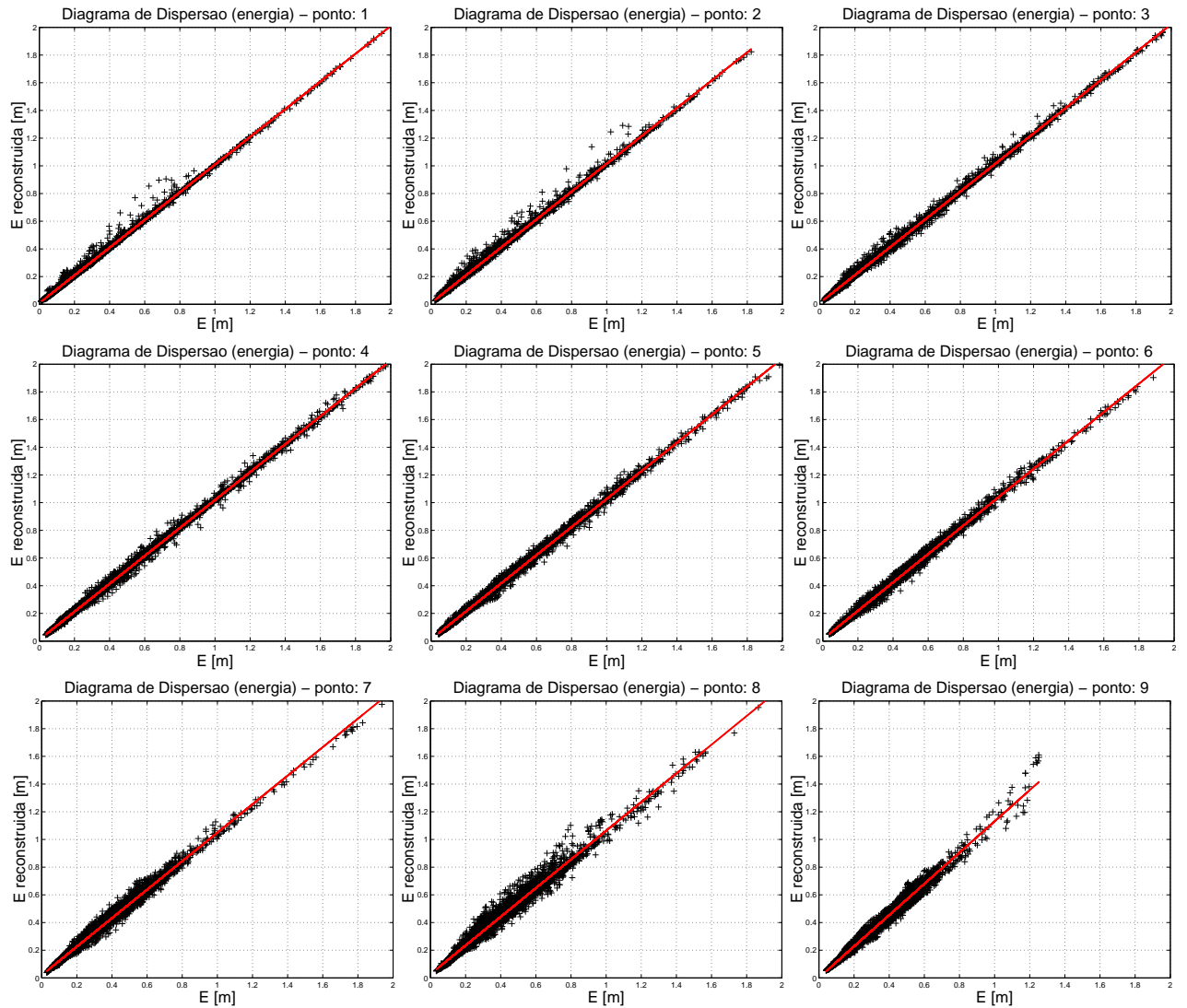


Figura B.2: Diagramas de dispersão entre E_c (obtida diretamente do modelo) e E_r para os pontos de saída de 1 a 9, durante os dois anos de simulação. A reta em vermelho mostra o ajuste obtido com a regressão linear.

estas diferenças demonstram menor concordância entre as metodologias quando é levado em consideração a energia.

Apesar destas pequenas diferenças, os índices analisados continuam apontando para uma ótima concordância entre as simulações das áreas de geração e a simulação de controle. Estas diferenças podem ser explicadas devido ao quadrado utilizado no cálculo da energia, o que pode fazer com que erros relativamente pequenos aumentem sua expressividade. Desta forma, por ser mais sensível, a análise em termos de energia torna-se mais uma maneira de se afir-

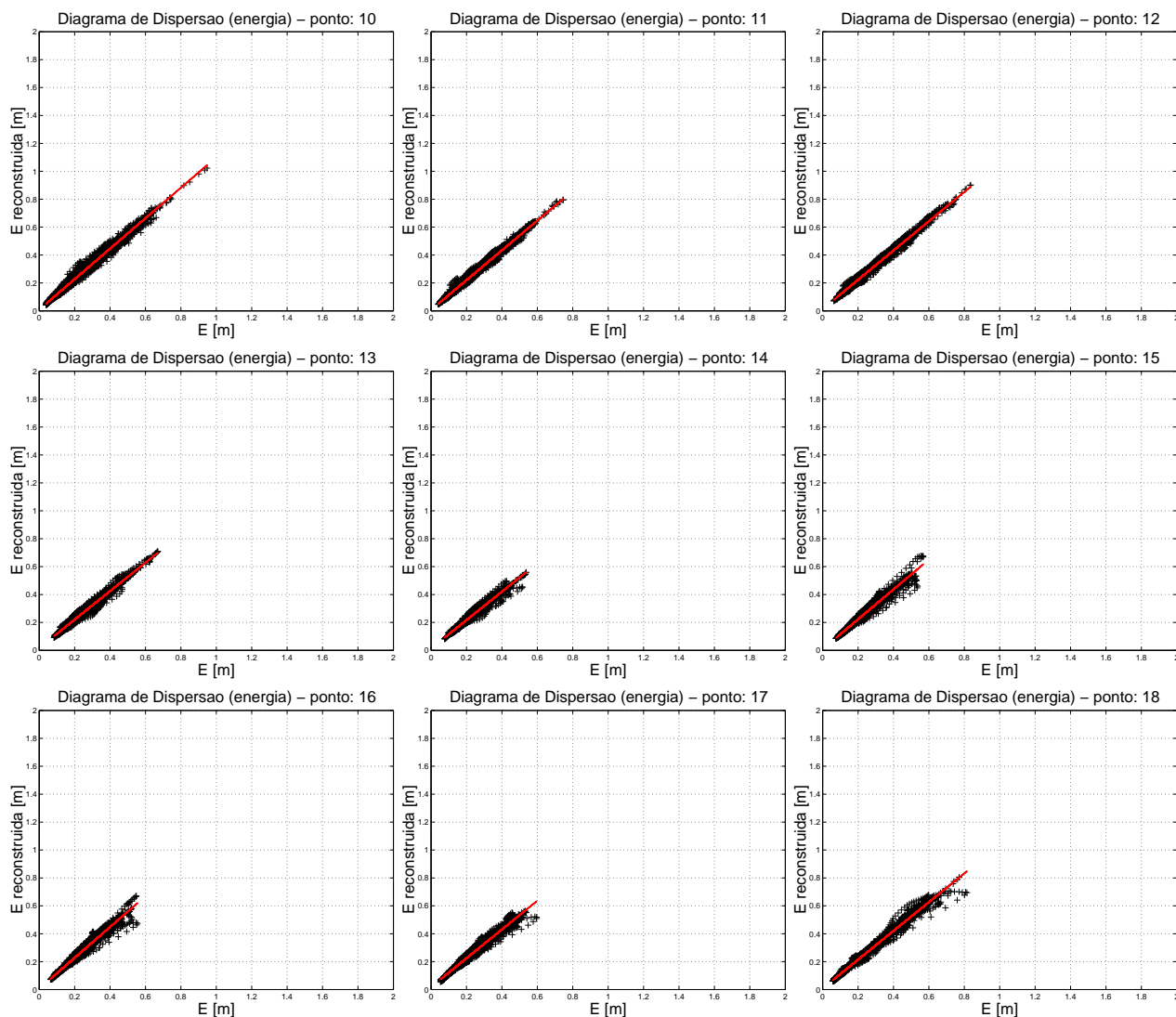


Figura B.3: Diagramas de dispersão entre E_c (obtida diretamente do modelo) e E_r para os pontos de saída de 10 a 18, durante os dois anos de simulação. A reta em vermelho mostra o ajuste obtido com a regressão linear.

mar a concordância ou discordância de metodologias diferentes que devem chegar ao mesmo resultado.

Tabela B.2: Valores de viés, RMS, índice de espalhamento e correlação para cada ponto de saída analisado utilizando a energia total.

Ponto	V	RMS	SI	r	Ponto	V	RMS	SI	r
1	0.0089	0.0156	0.0425	0.9986	10	0.0288	0.0350	0.0898	0.9930
2	0.0108	0.0188	0.0496	0.9983	11	0.0205	0.0248	0.0675	0.9945
3	0.0118	0.0186	0.0409	0.9990	12	0.0249	0.0285	0.0551	0.9940
4	0.0139	0.0211	0.0388	0.9992	13	0.0214	0.0251	0.0523	0.9891
5	0.0179	0.0246	0.0442	0.9987	14	0.0172	0.0211	0.0547	0.9853
6	0.0216	0.0287	0.0596	0.9979	15	0.0243	0.0289	0.0696	0.9844
7	0.0283	0.0368	0.0813	0.9944	16	0.0295	0.0344	0.0800	0.9856
8	0.0386	0.0515	0.1067	0.9896	17	0.0246	0.0293	0.0780	0.9873
9	0.0363	0.0486	0.1210	0.9924	18	0.0157	0.0217	0.0608	0.9946

Apêndice C

Passos para elaboração de agrupamentos hierárquicos

Neste apêndice são apresentados os passos dos algoritmos de agrupamentos hierárquicos utilizados na cluster análise deste trabalho.

Basicamente os algoritmos para agrupamentos hierárquicos aglomerativos seguem os seguintes passos para agrupar N objetos:

1. A partir de N grupos, cada um contendo uma entidade única e uma matriz simétrica $N \times N$ de distâncias (similaridades) $\mathbf{D} = \{d_{ik}\}$.
2. Procura na matriz de distâncias pelos pares mais próximos. Fazendo com que a distância entre os grupos mais similares U e V seja definida como d_{UV} .
3. Aglomera grupos U e V . Nomeia o novo grupo formado (UV). Atualiza as entradas na matriz de distâncias através de (a) apagando as linhas e colunas correspondentes aos grupos U e V e (b) adicionando uma linha e uma coluna com as distâncias entre o grupo (UV) e os grupos restantes.
4. Repete os passos 2 e 3 num total de $N - 1$ vezes. Todos os objetos estarão em um único grupo até o fim do procedimento.

No algoritmo de ligamento simples obtém-se a menor distância de $\mathbf{D} = \{d_{ik}\}$ e aglomeram-se os objetos correspondentes, U e V , obtendo o cluster (UV). Para o passo 3 do procedimento

geral, as distâncias entre (UV) e qualquer outro grupo W são calculadas por:

$$d_{(UV)W} = \min\{d_{UW}, d_{VW}\}, \quad (\text{C.1})$$

onde as quantidades d_{UW} e d_{VW} são distâncias entre os vizinhos mais próximos dos grupos U e W e grupos V e W respectivamente.

Para o procedimento de ligamento completo repetem-se todos os passos do ligamento simples diferenciando apenas que, em cada estágio, a distância é obtida entre os grupos mais distantes. Para o passo 3 do procedimento geral, as distâncias entre (UV) e qualquer outro grupo W são calculadas de acordo com a seguinte expressão:

$$d_{(UV)W} = \max\{d_{UW}, d_{VW}\}, \quad (\text{C.2})$$

onde as quantidades d_{UW} e d_{VW} são distâncias entre os vizinhos mais afastados dos grupos U e W e grupos V e W respectivamente.

Ligamento médio trata a distância entre dois grupos como a distância média entre todos os pares de objetos onde um membro de um par pertence a outro grupo. Novamente repetem-se os passos citados anteriormente, no entanto, no passo 3 as distâncias entre (UV) e qualquer outro grupo W são determinadas como segue.

$$d_{(UV)W} = \frac{\sum_i \sum_k d_{ik}}{N_{(UV)}N_W} \quad (\text{C.3})$$

onde d_{ik} é a distância entre o objeto i no grupo (UV) e o objeto k no cluster W . $N_{(UV)}$ e N_W são o número de objetos nos grupos (UV) e W respectivamente.

No procedimento de Ward procura-se minimizar a perda de informações ao se formarem dois grupos. Esse método geralmente é implementado com perda de informação como um aumento no critério de somatório do erro quadrático, SEQ. Inicialmente, para um dado grupo k , SEQ_k é a soma dos desvios quadráticos de cada objeto no grupo a partir da média do grupo. Se existem K grupos, define-se SEQ como o somatório dos SEQ_k ou $SEQ = SEQ_1 + SEQ_2 + \dots + SEQ_K$. Em cada passo da análise, a união de todos os pares possíveis de grupos é considerado, e os dois grupos que a combinação resulta no menor aumento do SEQ são unidos. No início, cada grupo consiste de um único objeto, e se existem N objetos, $SEQ_k = 0$, $k = 1, 2, \dots, N$, então $SEQ = 0$. No outro extremo, quando todos os grupos são combinados em um único grupo de N objetos, o valor do SEQ é obtido por

$$SEQ = \sum_{j=1}^N (\mathbf{x}_j - \bar{\mathbf{x}})' (\mathbf{x}_j - \bar{\mathbf{x}}) \quad (\text{C.4})$$

onde \mathbf{x}_j corresponde a medida multivariada associada com o j -ésimo objeto e $\bar{\mathbf{x}}$ corresponde a média de todos os objetos.