sid.inpe.br/mtc-m19/2012/02.03.16.57-TDI

USO DE DADOS OBTIDOS POR SENSORES ORBITAIS ATIVOS NO ESTUDO DOS CAMPOS DE ONDAS DE SUPERFÍCIE NO ATLÂNTICO NORTE TROPICAL

Eduardo Guilherme Gentil de Farias

Tese de Doutorado do Curso de Pós-Graduação em Sensoriamento Remoto, orientada pelo Dr. João Antônio Lorenzzetti, aprovada em 29 de fevereiro de 2012.

URL do documento original:
<http://urlib.net/8JMKD3MGP7W/3BAE8C2>

INPE
São José dos Campos
2012

PUBLICADO POR:

Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais - INPE
Gabinete do Diretor (GB)
Serviço de Informação e Documentação (SID)
Caixa Postal 515 - CEP 12.245-970
São José dos Campos - SP - Brasil
Tel.:(012) 3208-6923/6921
Fax: (012) 3208-6919
E-mail: pubtc@sid.inpe.br

CONSELHO DE EDITORAÇÃO E PRESERVAÇÃO DA PRODUÇÃO INTELECTUAL DO INPE (RE/DIR-204):

Presidente:

Marciana Leite Ribeiro - Serviço de Informação e Documentação (SID)

Membros:

Dr. Antonio Fernando Bertachini de Almeida Prado - Coordenação Engenharia e Tecnologia Espacial (ETE)
Drª Inez Staciarini Batista - Coordenação Ciências Espaciais e Atmosféricas (CEA)
Dr. Gerald Jean Francis Banon - Coordenação Observação da Terra (OBT)
Dr. Germano de Souza Kienbaum - Centro de Tecnologias Especiais (CTE)
Dr. Manoel Alonso Gan - Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos (CPT)
Drª Maria do Carmo de Andrade Nono - Conselho de Pós-Graduação
Dr. Plínio Carlos Alvalá - Centro de Ciência do Sistema Terrestre (CST)

BIBLIOTECA DIGITAL:

Dr. Gerald Jean Francis Banon - Coordenação de Observação da Terra (OBT)

REVISÃO E NORMALIZAÇÃO DOCUMENTÁRIA:

Marciana Leite Ribeiro - Serviço de Informação e Documentação (SID)
Yolanda Ribeiro da Silva Souza - Serviço de Informação e Documentação (SID)

EDITORAÇÃO ELETRÔNICA:

Vivéca Sant´Ana Lemos - Serviço de Informação e Documentação (SID)

sid.inpe.br/mtc-m19/2012/02.03.16.57-TDI

USO DE DADOS OBTIDOS POR SENSORES ORBITAIS ATIVOS NO ESTUDO DOS CAMPOS DE ONDAS DE SUPERFÍCIE NO ATLÂNTICO NORTE TROPICAL

Eduardo Guilherme Gentil de Farias

Tese de Doutorado do Curso de Pós-Graduação em Sensoriamento Remoto, orientada pelo Dr. João Antônio Lorenzzetti, aprovada em 29 de fevereiro de 2012.

URL do documento original:
<http://urlib.net/8JMKD3MGP7W/3BAE8C2>

INPE
São José dos Campos
2012

Dados Internacionais de Catalogação na Publicação (CIP)

F225u

Farias, Eduardo Guilherme Gentil de.
Uso de dados obtidos por sensores orbitais ativos no estudo dos campos de ondas de superfície no Atlântico Norte Tropical / Eduardo Guilherme Gentil de Farias. – São José dos Campos : INPE, 2012.
xxvi + 167 p. ; (sid.inpe.br/mtc-m19/2012/02.03.16.57-TDI)

Tese (Doutorado em Sensoriamento Remoto) – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2012.
Orientador : Dr. João Antônio Lorezzetti.

1. Ondas de superfície. 2. sensoriamento remoto. 3. Atlântico Norte. I.Título.

CDU 528.8.044

Copyright © 2012 do MCT/INPE. Nenhuma parte desta publicação pode ser reproduzida, armazenada em um sistema de recuperação, ou transmitida sob qualquer forma ou por qualquer meio, eletrônico, mecânico, fotográfico, reprográfico, de microfilmagem ou outros, sem a permissão escrita do INPE, com exceção de qualquer material fornecido especificamente com o propósito de ser entrado e executado num sistema computacional, para o uso exclusivo do leitor da obra.

Copyright © 2012 by MCT/INPE. No part of this publication may be reproduced, stored in a retrieval system, or transmitted in any form or by any means, electronic, mechanical, photocopying, recording, microfilming, or otherwise, without written permission from INPE, with the exception of any material supplied specifically for the purpose of being entered and executed on a computer system, for exclusive use of the reader of the work.

Aprovado (a) pela Banca Examinadora em cumprimento ao requisito exigido para obtenção do Título de Doutor(a) em

Sensoriamento Remoto

Dr. Ronald Buss de Souza

Presidente / INPE / Santa Maria - RS

Dr. João Antonio Lorenzzetti

Orientador(a) / INPE / SJCampos - SP

Dr. Valdir Innocentini

Membro da Banca / INPE / São José dos Campos - SP

Dr. Nelson Violante de Carvalho

Convidado(a) / UFRJ / Rio de Janeiro - RJ

Dr. Ricardo de Camargo

Convidado(a) / IAG/USP / São Paulo - SP

Este trabalho foi aprovado por:

( ) maioria simples

(X) unanimidade

Aluno (a): Eduardo Guilherme Gentil de Farias

São José dos Campos, 29 de fevereiro de 2012

"L'analyse mathématique peut déduire des phénomènes généraux et simples l'expression des lois de la nature; mais l'application spéciale de ces lois à des effets très-composés exige une longue suite d'observations exactes."

Joseph Fourier (1768-1830)

Á Marina Accioly, que encanta meu mundo.

AGRADECIMENTOS

Certa vez me disseram que não existem conquistas solitárias. De fato, compreendi o valor desta afirmativa ao longo dos últimos 4 anos. Se eu não tivesse contado com o apoio de todos que me cercam, seguramente este documento não existiria. Motivo pelo qual, considero justa a oportunidade de agradecer aos amigos, familiares e instituições que possibilitaram a concretização desta Tese... deste sonho!

Inicialmente, devo agradecer a Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior - CAPES, pela concessão da bolsa de doutorado para a execução deste trabalho, sem a qual a realização do mesmo seria impossível.

Quero expressar os meus sinceros agradecimentos ao orientador deste trabalho, o Professor João Lorenzzetti, pelo apoio e por ter questionado praticamente tudo que foi desenvolvido nesta Tese. Acima de tudo, obrigado por continuar a me acompanhar nesta jornada e por estimular o meu interesse pelo conhecimento e pela vida acadêmica.

Aos colegas do *Institut Français de Recherche pour l'Exploitation de la Mer*: Gilles Guitton, Abderrahim Bentamy, Jean Tournadre, Frédéric Nouguier, Jean-François Piolle e João Azevedo. Agradeço as opiniões sempre pontuais nas diversas circunstâncias.

Ao Professor Bertrand Chapron, por ter se disponibilizado a ser meu tutor durante o ano que passei realizando estágio de doutorado na França. Muito obrigado Bertrand. Suas cobranças diárias e sua perspicácia incomum, tornaram nossa convivência acadêmica um aprendizado sem precedentes. Nem preciso enfatizar o quanto este estudo deve-se as novas linhas interpretativas abertas por você.

Ao Doutor Fabrice Ardhuin, por sempre se mostrar disponível a sanar às minhas dúvidas e por ter contribuído significativamente na geração dos produtos de modelagem numérica utilizados nesta Tese. Sem dúvida, sua ajuda, bem como suas sugestões enriqueceram este trabalho.

A todos os funcionários que compõem a Divisão de Sensoriamento Remoto do INPE. Em especial, quero deixar o meu muito obrigado ao Professor Flávio Ponzoni. Graças as críticas proferidas pelo professor Ponzoni, foi possível mudar o tema inicialmente proposto para esta Tese e assim, realizar o trabalho que ora encontra-se concluído.

À turma da PGSER-2008 e aos demais colegas de departamento, especialmente: Lino Sander, Fernando, Tiago Rodrigues, Tiago Bernardes, Bernard, Ludmila, Clódis, Bárbara, Márcio Pupin, Matheus Vieira, João Absy e Luiz Eduardo, pela companhia nos momentos sérios e de descontração.

Aos amigos de Brest: João Azevedo, Renata Goulart, Fábio Guttler, Chiara Nisticò, Sabine Schultes, Gilles Guitton, Michel Wyart, Serge Le Boucher e Leonardo Bigliocca. Espero não demorar muito para vê-los novamente. Vocês são realmente especiais!

Aos amigos que tem o valor de irmãos: Pedro Madureira, Ishai Elarrat, Fábio Perdigão, Bassit, Carlos Linhares, Ricardo Varela, Didier Soublin, André Sandin, Fábio Matuda, Heládio Ávila, Marcelo Johanson, Mário Bandim e Luiz Barbosa. Obrigado pela oportunidade de convivência... uma chance rara de amizade.

Quero destacar a importância que minha esposa Marina Accioly teve na realização deste sonho. Sem o amor e a dedicação desta guerreira eu jamais teria conseguido. Sua presença me permitiu perseguir os meus interesses profissionais com a tranquilidade que eu precisava. Nossa convivência ao longo destes anos me conforta e me dá forças para superar qualquer desafio. Muito obrigado.

E, por último, mas não menos importantes, não poderia jamais deixar de mencionar minha família: exigente, divertida e muito amada - minha mãe, meu pai, minhas avós, minhas irmãs, meus cunhados, meu sogro e minha sogra. Apesar da distância, vocês sempre estão comigo... AMO MUITO TODOS VOCÊS!

RESUMO

Na presente tese, analisamos um conjunto de dados/produtos de sensores remotos orbitais (espectros direcionais de onda ENVISAT ASAR, ventos QuikSCAT e altura significativa de onda de altímetros) e modelagem numérica (Wavewatch-III) para a região do Atlântico norte tropical e de médias latitudes para o período de 2002 a 2008, visando identificar as regiões de origem dos campos de marulhos (*swell*), bem como sua distribuição espaço-temporal e seus padrões de propagação em oceano profundo. A partir da teoria de propagação em grandes círculos, foi criada uma nova metodologia utilizando lógica difusa que permite agrupar diferentes observações SAR e identificar as regiões geradoras de campos de marulhos, bem como avaliar os padrões de propagação dessas ondas em águas profundas. Além disso, esta metodologia pode ser adotada para validação de dados de ventos sob condições extremas. Particularmente, os resultados apresentados nessa Tese mostram problemas apresentados pelo modelo WW-III, forçado por ventos de reanálise ECMWF, com relação à localização dos centros geradores de campos de marulhos observados remotamente. Visando analisar a direção preferencial de incidência dos campos de marulhos na costa norte do Brasil, foram implementadas 26 bóias virtuais na latitude 5^o, na região adjacente ao litoral brasileiro. Com o intuito de validar os resultados obtidos por lógica difusa, empregamos a teoria do espectro de Pierson-Moskowitz, comparando diferentes bases de vento nas regiões de ocorrência das tempestades. Nessa etapa, sugere-se que os dados de reanálise possuam uma significante tendência a sub-estimar a intensidade do campo de ventos em situações extremas. De modo complementar, as informações obtidas a partir da teoria de propagação dos campos de ondas em grandes círculos, procedeu-se a análise da variabilidade espaço-temporal da climatologia de vagas (*wind-sea*) e marulhos (*swell*) para a região de estudo, visando analisar a dinâmica da região analisada a partir de dados derivados de multi-sensores e modelagem numérica. Para tanto, foram adotados os seguintes testes: índice de distribuição de vagas e marulhos, correlação de parâmetros-chave, idade da onda e teste de Donelan. Nesta etapa, os dados foram agrupados em médias mensais, tendo sido distribuídos por estações do ano. Os resultados indicam claramente uma total dominância de marulhos, independente da estação do ano, com incidência preferencial NW na costa norte do Brasil. A avaliação dos resultados sugere que os métodos adotados são robustos, uma vez que os resultados obtidos e a interpretação física dos mesmos são consistentes com a literatura. Espera-se que a presente tese contribua não somente para a melhor compreensão dos campos de marulhos incidentes no oceano Atlântico norte tropical e de médias latitudes, mas que também possa auxiliar o desenvolvimento e validação de modelos de previsão de ondas. No âmbito das aplicações, os resultados aqui descritos, poderão auxiliar o planejamento estratégico das diversas atividades *offshore* exercidas na região.

USE OF ACTIVE ORBITAL SENSORS DATA TO STUDY THE SUPERFICIAL WAVE FIELDS ON THE TROPICAL NORTH ATLANTIC

ABSTRACT

In this thesis, we analyze a set of data / products from satellite remote sensing (directional wave spectra ENVISAT ASAR, QuikSCAT winds and significant wave height from altimeters), and numerical modeling (Wavewatch-III) for the tropical and mid-latitudes North Atlantic regions, in a period spanning from 2002 to 2008, to identify the regions where swell fields originate, and understand their spatial and temporal distribution patterns and propagation in the open ocean. A new method, based on the great circles theory, was developed using fuzzy logic, allowing to group distinct SAR observations, and to identify the regions that generate swell fields. The method also allows to evaluate the propagation of these wave groups in deep water. Furthermore, this methodology can be adopted for validation data under extreme wind conditions. The results explicited some problems related to the WW-III model, forced by ECMWF reanalysis winds, concerning the location of the remotely observed swell field generation centers. To analyze the main direction of incidence of the swell fields in northern coast of Brazil, virtual buoys were generated and deployed along a single line, at latitude 5^{o}N, offshore of the northern brazilian coast. In order to validate the results obtained by the fuzzy logic method, we used the Pierson-Moskowitz spectrum, comparing different wind bases in the regions of occurrence of storms. It is suggested that the reanalysis data have a significant tendency to under-estimate the wind fields in extreme situations. Additionally, the information obtained from the theory of wave field propagation in great circles, allowed us to proceed with an analysis of the spatio-temporal variability of the wind-seas and swell climatology for the study region. In order to analyze the dynamics of the region, we used multi-sensor data and numerical modeling. The following tests were employed: swell and wind-sea index , key parameters correlation, wave age and Donelan's test. The databases were monthly and seasonally averaged. The results clearly indicate a total swell dominance in all seasons, with a main NW incidence for the northern brazilian coast. The evaluation of the results suggest that the methods used are robust. All results obtained and the physical interpretation are also consistent with the literature. It is hoped that this thesis will not only contribute with a better understanding of the swell fields in the tropical North Atlantic, but also to assist the development and validation of predictive wave models. The results described here, may contribute for the strategic planning of many human activities in the offshore region.

LISTA DE FIGURAS

Pág.

2.1 Elevação da superfície do oceano que define uma onda pela passagem sucessiva de dois zero-ascendentes ou zero-descendentes. É possível notar que a trajetória de A para B realçada pelas setas vermelhas, descreve uma passagem de zero-ascendentes. Este comportamento difere das setas azuis que de C para D estão em trajetória de zero-descendentes. 7
2.2 Classificação de alguns tipos de onda. Adaptado de Houlthuijsen (2007). 9
2.3 Principais parâmetros de uma onda. 10
2.4 Esquema teórico para delimitação do cone de influência. 19
2.5 Espectro eletromagnético (Adaptado de Elachi e Zyl (2006)). 22
2.6 Espectro eletromagnético na região das microondas (Adaptado de Jensen (2007)). 23
2.7 Geometria de imageamento SAR. A - direção da linha de vôo, B - nadir, C - área iluminada pelo feixe de microondas, D - range (ou alcance), que corresponde à dimensão da faixa perpendicular à direção de vôo; E - dimensão paralela à direção de vôo. 25
2.8 Geometria de imageamento de radar. A - ângulo de incidência. B - ângulo de observação. C - slant range. D - ground range. G - SAR. 26
2.9 Geometria do espalhamento Bragg. 26
2.10 Representação dos processos de modulação hidrodinâmica e inclinação da superfície. As setas brancas representam a componente da velocidade orbital induzida pelas ondas mais longas gerando padrões de divergência e convergência superficial (modulação hidrodinâmica). A amplitude das ondas capilares associadas aos padrões de convergência e divergência também estão apresentados. O vetor de energia retroespalhada sugere que quanto maior a inclinação da onda em relação ao sinal transmitido pelo SAR, maior será o sinal de retorno, caracterizando a modulação por inclinação (Adaptado de Robinson (2004)). 27
2.11 Geometria SAR, mostrando a aquisição de mais de um *look* sobre uma mesma cena imageada. Geração da abertura sintética (B), devido ao período em que o alvo (A) é iluminado pelo radar (instantes 1 e 2). 30
2.12 Geometria de aquisição de dados através de altimetria orbital. 32

2.13 Pulsos recebidos pelo altímetro Seasat, mostrando a influência das ondas no sinal retroespalhado. A forma do pulso é utilizada para o cálculo de H_s (Adaptado de Stewart (2008)). 33
2.14 Variação do NRCS em relação ao ângulo relativo entre a direção do vento e a direção de visada do feixe do radar, considerando um ângulo de incidência de 35^o (Adaptado de Claro (2007)). 35
2.15 Geometria de coleta de dados do escaterômetro QuikSCAT (Adaptado de Elachi e Zyl (2006)). 36

3.1 Área de estudo. A barra colorida no canto direito, apresenta a distribuição da topografia (valores positivos) e da batimetria (valores negativos) em metros. 41
3.2 Cinturão de bóias virtuais representadas pelos quadrados vermelhos. Note que a cota de 100 m de profundidade está ressaltada pela linha pontilhada. 53
3.3 Esquema conceitual mostrando as principais etapas do processamento dos dados: 1-Aquisição dos produtos SAR, 2-Retropropagação dos campos de onda, 3-Intersecção dos pontos convergentes, 4-Uso do algoritmo FCM, 5-Interpolação dos dados para uma malha de 0.95-1.00, 6-Geração dos centros difusos e 7-Comparação dos resultados com ventos extremos. . . 55
3.4 Mapa mostrando os pontos retropropagados derivados de duas passagens SAR. Os períodos dos campos de ondas (em segundos) estão indicados na barra de cores. As linhas em preto representam as passagens do ASAR para os dias 25 e 26 de janeiro de 2003. 56
3.5 Valores de pertencimento dos pontos que apresentaram intersecção (passos 3 e 4) para o estudo de caso do dia 24 de janeiro de 2003. Os valores da adesão estão indicados na barra de cores à direita. O retângulo preto representa o aglomerado difuso identificado pelo algoritmo FCM. 56
3.6 Aglomerado difuso (após filtrado) para o estudo de caso do dia 24 de janeiro de 2003. 57
3.7 Fluxograma simplificado das principais etapas de execução do trabalho. . 60

4.1 À esquerda encontra-se o campo de ventos QuikSCAT observado em 24 de janeiro de 2003 e o aglomerado difuso gerado a partir dos espectros SAR. À direita, estão os ventos ECMWF para a mesma data e o aglomerado gerado a partir do modelo WW-III. Os valores de grau de pertencimento estão indicados na barra de cores. 62

4.2 Distribuição dos campos de ventos para o dia 24 de janeiro de 2003. Resultados do escaterômetro QuikSCAT (Esquerda), resultados do modelo ERA-Interim (ECMWF) (Direita). A barra de cores representa a distribuição das intensidades em ms^{-1} 63
4.3 Evolução do campo de altura significativa de onda (em metros) em 24 de janeiro de 2003. O título de cada figura mostra o tempo correspondente aos resultados do modelo Wave Watch III. 64
4.4 Mesmo que a figura 4.1. Campos de ventos QuikSCAT + aglomerado difuso SAR (Esquerda) e ventos ECMWF + aglomerado difuso WW-III (Direita). Data: 14 de fevereiro de 2004. 65
4.5 Mesmo que a figura 4.2. A data deste estudo de caso é 14 de fevereiro de 2004. 66
4.6 Evolução do campo de altura significativa de onda (em metros) em 14 de fevereiro de 2004. O título de cada figura mostra o tempo correspondente aos resultados do modelo Wave Watch III. 67
4.7 Ventos QuikSCAT para 23 de março de 2005 e o aglomerado difuso gerado a partir dos espectros SAR (Esquerda). Ventos ECMWF para a mesma data e o aglomerado gerado a partir do modelo WW-III (Direita). Os valores de grau de pertencimento estão indicados na barra de cores. . . . 69
4.8 Distribuição dos campos de ventos para o dia 23 de março de 2005. Resultados do escaterômetro QuikSCAT (Esquerda), e resultados do modelo ERA-Interim (ECMWF) (Direita). A barra de cores representa a distribuição das intensidades em ms^{-1}. 69
4.9 Evolução do campo de altura significativa de onda (em metros) em 23 de março de 2005. O título de cada figura mostra o tempo correspondente aos resultados do modelo Wave Watch III. 70
4.10 Mesmo que a figura 4.7. A data do estudo de caso 4: 20 fevereiro de 2007. 72
4.11 Distribuição dos campos de ventos para o dia 20 de fevereiro de 2007. O mapa à esquerda refere-se aos resultados do escaterômetro QuikSCAT, enquanto o mapa à direita mostra os resultados do modelo ERA-Interim (ECMWF). A barra de cores representa a distribuição das intensidades em ms^{-1}. 72
4.12 Evolução do campo de altura significativa de onda (em metros) em 20 de fevereiro de 2007. O título de cada figura mostra o tempo correspondente aos resultados do modelo Wave Watch III. 73

4.13 Aglomerado difuso gerado a partir dos espectros SAR sobreposto ao campo de ventos QuikSCAT observado em 28 de janeiro de 2008 (Esquerda) e aglomerado gerado a partir do modelo WW-III sobreposto aos ventos ECMWF para a mesma data (Direita). As variações referentes ao grau de pertencimento estão dispostas na barra de cores. 75
4.14 Distribuição dos campos de ventos para o dia 28 de janeiro de 2008. Resultados do escaterômetro QuikSCAT (Esquerda), e resultados do modelo ERA-Interim (ECMWF) (Direita). A barra de cores representa a distribuição das intensidades em ms^{-1}. 75
4.15 Evolução do campo de altura significativa de onda (em metros) em 28 de janeiro de 2008. O título de cada figura mostra o tempo correspondente aos resultados do modelo Wave Watch III. 76
4.16 Passagens dos altímetros para o dia 25 de janeiro de 2003, ou seja, um dia após a focalização dos aglomerados difusos para o primeiro estudo de caso. As numerações representam os diferentes altímetros disponivéis para esta data, sendo: 2 - ERS2, 6 - Jason e 7 - Geosat. A barra de cores a direita representa os valores de H_s em metros. 78
4.17 Diagrama de dispersão entre altimetria e WW-III, com os parâmetros estatísticos (R^2 e RMSE) para o dia 23 de janeiro de 2003, o que corresponde ao dia que antecede a identificação dos centros difusos. A reta preta representa a curva de melhor ajuste. A reta de 45^o encontra-se tracejada em vermelho. 79
4.18 Diagrama de dispersão entre altimetria e WW-III, com os parâmetros estatísticos (R^2 e RMSE) para o dia 24 de janeiro de 2003, o que corresponde ao dia em que foram identificados os centros difusos. A reta preta representa a curva de melhor ajuste. A reta de 45^o encontra-se tracejada em vermelho. 79
4.19 Diagrama de dispersão entre altimetria e WW-III, com os parâmetros estatísticos (R^2 e RMSE) para o dia 25 de janeiro de 2003, o que corresponde ao dia imediatamente posterior a data de identificação dos centros difusos. A reta preta representa a curva de melhor ajuste. A reta de 45^o encontra-se tracejada em vermelho. 80

4.20 Diagrama de dispersão entre altimetria e WW-III, com os parâmetros estatísticos (R^2 e RMSE) para o dia 13 de fevereiro de 2004, o que corresponde ao dia que antecede a identificação dos centros difusos.A reta preta representa a curva de melhor ajuste. A reta de 45^o encontra-se tracejada em vermelho. 81
4.21 Diagrama de dispersão entre altimetria e WW-III, com os parâmetros estatísticos (R^2 e RMSE) para o dia 14 de fevereiro de 2004, o que corresponde ao dia em que foram identificados os centros difusos. A reta preta representa a curva de melhor ajuste. A reta de 45^o encontra-se tracejada em vermelho. 82
4.22 Diagrama de dispersão entre altimetria e WW-III, com os parâmetros estatísticos (R^2 e RMSE) para o dia 15 de fevereiro de 2004, o que corresponde ao dia imediatamente posterior a data de identificação dos centros difusos. A reta preta representa a curva de melhor ajuste. A reta de 45^o encontra-se tracejada em vermelho. 83
4.23 Diagrama de dispersão entre altimetria e WW-III, com os parâmetros estatísticos (R^2 e RMSE) para o dia 22 de março de 2005, o que corresponde ao dia que antecede a identificação dos centros difusos. A reta preta representa a curva de melhor ajuste. A reta de 45^o encontra-se tracejada em vermelho. 84
4.24 Diagrama de dispersão entre altimetria e WW-III, com os parâmetros estatísticos (R^2 e RMSE) para o dia 23 de março de 2005, o que corresponde ao dia em que foram identificados os centros difusos. A reta preta representa a curva de melhor ajuste. A reta de 45^o encontra-se tracejada em vermelho. 85
4.25 Diagramas de dispersão entre altimetria e WW-III, com os parâmetros estatísticos (R^2 e RMSE) para o dia 24 de março de 2005, o que corresponde ao dia imediatamente posterior a data de identificação dos centros difusos. A reta preta representa a curva de melhor ajuste. A reta de 45^o encontra-se tracejada em vermelho. 86
4.26 Diagrama de dispersão entre altimetria e WW-III, com os parâmetros estatísticos (R^2 e RMSE) para o dia 19 de fevereiro de 2007, o que corresponde ao dia que antecede a identificação dos centros difusos. A reta preta representa a curva de melhor ajuste. A reta de 45^o encontra-se tracejada em vermelho. 87

4.27 Diagrama de dispersão entre altimetria e WW-III, com os parâmetros estatísticos (R^2 e RMSE) para o dia 20 de fevereiro de 2007, o que corresponde ao dia em que foram identificados os centros difusos. A reta preta representa a curva de melhor ajuste. A reta de 45^o encontra-se tracejada em vermelho. 88
4.28 Diagrama de dispersão entre altimetria e WW-III, com os parâmetros estatísticos (R^2 e RMSE) para o dia 21 de fevereiro de 2007, o que corresponde ao dia imediatamente posterior a data de identificação dos centros difusos. A reta preta representa a curva de melhor ajuste. A reta de 45^o encontra-se tracejada em vermelho. 88
4.29 Diagrama de dispersão entre altimetria e WW-III, com os parâmetros estatísticos (R^2 e RMSE) para o dia 27 de janeiro de 2008, o que corresponde ao dia que antecede a identificação dos centros difusos. A reta preta representa a curva de melhor ajuste. A reta de 45^o encontra-se tracejada em vermelho. 90
4.30 Diagrama de dispersão entre altimetria e WW-III, com os parâmetros estatísticos (R^2 e RMSE) para o dia 28 de janeiro de 2008, o que corresponde ao dia em que foram identificados os centros difusos. A reta preta representa a curva de melhor ajuste. A reta de 45^o encontra-se tracejada em vermelho. 90
4.31 Diagrama de dispersão entre altimetria e WW-III, com os parâmetros estatísticos (R^2 e RMSE) para o dia 29 de janeiro de 2008, o que corresponde ao dia imediatamente posterior a data de identificação dos centros difusos. A reta preta representa a curva de melhor ajuste. A reta de 45^o encontra-se tracejada em vermelho. 91
4.32 Diferenças entre os valores de SAR observados e os períodos de pico teóricos derivados do espectro de Pierson-Moskowitz. Esquerda: ASAR-QuikSCAT. Direita: ASAR-ECMWF. Data:24 de janeiro de 2003 (Estudo de caso 1). 93
4.33 Diferenças entre os valores de SAR observados e os períodos de pico teóricos derivados do espectro de Pierson-Moskowitz. Esquerda: ASAR-QuikSCAT. Direita: ASAR-ECMWF. Data: 14 de fevereiro de 2004 (Estudo de caso 2). 94

4.34 Diferenças entre os valores de SAR observados e os períodos de pico teóricos derivados do espectro de Pierson-Moskowitz. Esquerda: ASAR-QuikSCAT. Direita: ASAR-ECMWF. Data: 23 de março de 2005 (Estudo de caso 3). 95
4.35 Diferenças entre os valores de SAR observados e os períodos de pico teóricos derivados do espectro de Pierson-Moskowitz. Esquerda: ASAR-QuikSCAT. Direita: ASAR-ECMWF. Data:20 de fevereiro de 2007 (Estudo de caso 4). 97
4.36 Diferenças entre os valores de SAR observados e os períodos de pico teóricos derivados do espectro de Pierson-Moskowitz. Esquerda: ASAR-QuikSCAT. Direita: ASAR-ECMWF. Data: 28 de janeiro de 2008 (Estudo de caso 5). 98
4.37 Mapa mostrando a distribuição dos campos de marulhos a partir da sua região de geração (em tons de cinza). A barra de cores representa os valores de período (em segundos). Ano: 2003 (Estudo de caso 1). 99
4.38 Diagrama de rosetas obtidos a partir dos dados SAR para o nosso primeiro estudo de caso. A barra de cores representa os valores de período (em segundos). 100
4.39 Diagrama de rosetas obtidos a partir dos dados WW-III para o nosso primeiro estudo de caso. A barra de cores representa os valores de período (em segundos). 100
4.40 Diagrama de rosetas obtidos a partir dos dados SAR para o nosso segundo estudo de caso. A barra de cores representa os valores de período (em segundos). 102
4.41 Diagrama de rosetas obtidos a partir dos dados WW-III para o nosso segundo estudo de caso. A barra de cores representa os valores de período (em segundos). 102
4.42 Diagrama de rosetas obtidos a partir dos dados SAR para o nosso terceiro estudo de caso. A barra de cores representa os valores de período (em segundos). 103
4.43 Diagrama de rosetas obtidos a partir dos dados WW-III para o nosso terceiro estudo de caso. A barra de cores representa os valores de período (em segundos). 104
4.44 Diagrama de rosetas obtidos a partir dos dados SAR para o nosso quarto estudo de caso. A barra de cores representa os valores de período (em segundos). 104

4.45 Diagrama de rosetas obtidos a partir dos dados WW-III para o nosso quarto estudo de caso. A barra de cores representa os valores de período (em segundos). 105
4.46 Diagrama de rosetas obtidos a partir dos dados SAR para o nosso quinto estudo de caso. A barra de cores representa os valores de período (em segundos). 106
4.47 Diagrama de rosetas obtidos a partir dos dados WW-III para o nosso quinto estudo de caso. A barra de cores representa os valores de período (em segundos). 107
4.48 Índice de marulhos (swell index) para os anos de 2002 a 2008 agrupados por estações do ano. DJF corresponde aos meses de dezembro, janeiro e fevereiro. MAM está relacionado aos meses de março, abril e maio e assim sucessivamente. As setas representam o campo de ventos QuikSCAT para os respectivos períodos, sendo a intensidade máxima das estações igual a 10 ms^{-1}. A barra de cores à direita representa a distribuição de probabilidades de ocorrência de marulhos. 108
4.49 Índice de vagas (windsea index) para os anos de 2002 a 2008 agrupados por estações do ano. DJF corresponde aos meses de dezembro, janeiro e fevereiro. MAM esta relacionado aos meses de março, abril e maio e assim sucessivamente. As setas representam o campo de ventos QuikSCAT para os respectivos períodos, sendo a intensidade máxima das estações igual a 10 ms^{-1}. A barra de cores à direita representa a distribuição de probabilidades de ocorrência de marulhos. 110
4.50 Distribuição dos valores de idade da onda agrupados por estações do ano. DJF corresponde a dezembro, janeiro e fevereiro. MAM refere-se a março, abril e maio e assim sucessivamente. 111
4.51 $U/gT_p \times U^2/gH$. A linha em preto representa a curva teórica do campo de vagas dada por Hasselmann et al. (1973). Os pontos em azul representam os dados que não foram aprovados em nenhum dos testes de Donelan. Os pontos em verde denotam os aprovados no cone de influência. Por fim, os pontos amarelos representam os dados que foram aprovados no cone de influência e no teste de velocidade de fase. 112
4.52 Pontos amostrais classificados como **vaga pura** (1686 pontos) de acordo com os testes de Donelan e análise de parâmetros-chave. A reta contínua representa a curva teórica de vagas segundo Hasselmann et al. (1973), enquanto a curva pontilhada representa a reta de regressão. 113

4.53 Províncias delimitadas em nosso estudo. P1-Província 1; P2-Província 2; P3-Província 3; P4-Província 4; P5-Província 5 e P6-Província 6. 114
4.54 Distribuição espacial da distribuição de marulhos com base nos pontos que foram rejeitados pelo teste de Donelan. Esse mapa foi construído a partir dos pontos em azul da figura 4.51. 115
4.55 Distribuição espacial da distribuição de vagas com base nos pontos que foram aprovados pelo teste de Donelan. Esse mapa foi construído a partir dos pontos amarelos da figura 4.51. 116

5.1 Os pontos vermelhos representam a localização dos 28 centros difusos identificados em nossa região de estudo. A barra de cores apresenta os valores da topografia (positivos) e batimetria (negativos) em metros. As coordenadas dos 28 casos registrados a partir da lógica difusa, bem como as datas de identificação dos centros, encontram-se disponíveis ao final deste documento no APÊNDICE A. 120
5.2 Persistência de ocorrência de campos de marulhos no Atlântico norte extra-tropical. Extraído de Alves (2006). 121
5.3 Campos sazonais de H_s de marulhos gerados no Atlântico Norte. Sendo: (a) verão e (b) inverno. Extraído de Alves (2006). 122
5.4 H_s Altimetria (em metros) $\times$ H_s WW-III (em metros) correspondentes à região de estudo. 123
5.5 Intensidade do vento QuikSCAT $\times$ Intensidade do vento ECMWF correspondentes à região de estudo. 124
5.6 Diagrama de dispersão da velocidade do vento na superfície do mar e da altura significativa de onda com base em dados de sensoriamento remoto (escaterômetro NSCAT e altímetro TOPEX respectivamente). As cores descrevem a densidade de dados. As relações teóricas entre velocidade do vento e altura significativa de onda para estados de mar plenamente desenvolvidos de acordo com Hasselmann e coauthors (1988), Pierson e Moskowitz (1964) e Ewing e Laing (1987) estão ilustrados pela linha sólida, cruzes e círculos respectivamente. Extraído de Chen et al. (2002). 125
5.7 (A) Histograma referente a intensidade de ventos QuikSCAT para a região de estudo. (B) Histograma cumulativo derivado a partir dos dados QuikSCAT para a nossa região de estudo. 126
5.8 Inverso da idade da onda derivado a partir dos dados do modelo ERA-40 para o intervalo compreendido entre 1958-2001. A - Inverno no Hemisfério Norte. B - Verão no Hemisfério Norte. Extraído de Hanley et al. (2010). . 128

5.9 Radiais derivadas a partir da costa de Fortaleza (linhas pontilhadas) delimitando as possíveis regiões onde foram gerados os marulhos que incidiram na costa do Brasil. Adaptado de Melo e Alves (1993). 130
5.10 Altura significativa de onda média (em metros) para os meses referentes a dezembro, janeiro e fevereiro (DJF) e junho, julho e agosto (JJA). Período: 2002 - 2008. Dados derivados de altimetria. 131
5.11 Altura significativa de ondas (metros) na região de estudo durante a passagem do furacão Fabian. Evento ocorrido em 08 de setembro de 2003, que corresponde à temporada de furacões no Atlântico Norte. 132

A.1 Altura significativa de onda (H_s) em metros obtida através do modelo WW-III para o primeiro semestre de 2002 (dados diários). Os títulos das figuras apresentam os meses correspondentes a cada diagrama de Hovmoller. 154
A.2 Altura significativa de onda (H_s) em metros obtida através do modelo WW-III para o segundo semestre de 2002 (dados diários). Os títulos das figuras apresentam os meses correspondentes a cada diagrama de Hovmoller. 155
A.3 Altura significativa de onda (H_s) em metros obtida através do modelo WW-III para o primeiro semestre de 2003 (dados diários). Os títulos das figuras apresentam os meses correspondentes a cada diagrama de Hovmoller. 156
A.4 Altura significativa de onda (H_s) em metros obtida através do modelo WW-III para o segundo semestre de 2003 (dados diários). Os títulos das figuras apresentam os meses correspondentes a cada diagrama de Hovmoller. 157
A.5 Altura significativa de onda (H_s) em metros obtida através do modelo WW-III para o primeiro semestre de 2004 (dados diários). Os títulos das figuras apresentam o meses correspondentes a cada diagrama de Hovmoller. 158
A.6 Altura significativa de onda (H_s) em metros obtida através do modelo WW-III para o segundo semestre de 2004 (dados diários). Os títulos das figuras apresentam o meses correspondentes a cada diagrama de Hovmoller. 159
A.7 Altura significativa de onda (H_s) em metros obtida através do modelo WW-III para o primeiro semestre de 2005 (dados diários). Os títulos das figuras apresentam o meses correspondentes a cada diagrama de Hovmoller. 160

A.8 Altura significativa de onda (H_s) em metros obtida através do modelo WW-III para o segundo semestre de 2005 (dados diários). Os títulos das figuras apresentam o meses correspondentes a cada diagrama de Hovmoller. 161
A.9 Altura significativa de onda (H_s) em metros obtida através do modelo WW-III para o primeiro semestre de 2006 (dados diários). Os títulos das figuras apresentam o meses correspondentes a cada diagrama de Hovmoller. 162
A.10 Altura significativa de onda (H_s) em metros obtida através do modelo WW-III para o segundo semestre de 2006 (dados diários). Os títulos das figuras apresentam o meses correspondentes a cada diagrama de Hovmoller. 163
A.11 Altura significativa de onda (H_s) em metros obtida através do modelo WW-III para o primeiro semestre de 2007 (dados diários). Os títulos das figuras apresentam o meses correspondentes a cada diagrama de Hovmoller. 164
A.12 Altura significativa de onda (H_s) em metros obtida através do modelo WW-III para o segundo semestre de 2007 (dados diários). Os títulos das figuras apresentam o meses correspondentes a cada diagrama de Hovmoller. 165
A.13 Altura significativa de onda (H_s) em metros obtida através do modelo WW-III para o primeiro semestre de 2008 (dados diários). Os títulos das figuras apresentam o meses correspondentes a cada diagrama de Hovmoller. 166
A.14 Altura significativa de onda (H_s) em metros obtida através do modelo WW-III para o segundo semestre de 2008 (dados diários). Os títulos das figuras apresentam o meses correspondentes a cada diagrama de Hovmoller. 167

LISTA DE TABELAS

Pág.

3.1 Diferentes altímetros utilizados neste trabalho e seus respectivos períodos de operação. 45

4.1 Datas de geração dos campos de marulhos, de acordo com os resultados obtidos por lógica difusa. 77

A.1 Localização dos centros difusos para os 28 estudos de caso analisados. . . 149

LISTA DE ABREVIATURAS E SIGLAS

ALC	–	Alcance corrigido
AND	–	Altura do nível d'água
ASAR	–	Radar de Abertura Sintética Avançado
ATC	–	Altitude corrigida
CI	–	Análise do cone de influência
DJF	–	Dezembro/Janeiro/Fevereiro
ECMWF	–	*European Centre for Medium-Range Weather Forecasts*
ESA	–	Agência Espacial Européia
ERS	–	*European Remote Sensing Satellite*
FCM	–	*Fuzzy C-Means*
GFO	–	*Geosat Follow-On*
HH	–	Polarização horizontal/horizontal
HN	–	Hemisfério Norte
HV	–	Polarização horizontal/vertical
ITCZ	–	Zona de Convergência Intertropical
JJA	–	Junho/Julho/Agosto
PO.DAAC	–	*Physical Oceanography Distributed Active Archive Center*
MAM	–	Março/Abril/Maio
MTF	–	Função de Transferência de Modulação
N	–	Latitude Norte
NASA	–	Agência Espacial Norte-Americana
NCEP	–	*National Centers for Environmental Prediction*
NRCS	–	*Normalized Radar Cross Section*
REM	–	Radiação Eletromagnética
RMSE	–	Erro médio quadrático
S	–	Latitude Sul
SAR	–	Radar de Abertura Sintética
SON	–	Setembro/Outubro/Novembro
SSE	–	Somatório dos erros quadráticos
VV	–	Polarização Vertical/Vertical
VH	–	Polarização Vertical/Horizontal
W	–	Longitude Oeste
WW-III	–	*Wave Watch-III*

LISTA DE SÍMBOLOS

A	–	Amplitude de onda
α	–	Distância esférica
c	–	Velocidade de fase
CI	–	Cone de influência
C_d	–	Coeficiente de arrasto
C_g	–	Velocidade de grupo
d	–	Profundidade
E	–	Energia de onda
E_f	–	Espectro de densidade de variância contínuo
E_o	–	Energia total das ondas
E_s	–	Fração de energia proveniente do campo de marulhos
F_p	–	Frequência de pico
F_PM	–	Frequência de Pierson-Moskowitz
f	–	Frequência de onda
g	–	Aceleração da gravidade
H	–	Altura de onda
H_s	–	Altura significante de onda
H_p	–	Altura significante de onda para estados de mar completamente desenvolvidos
H_{alt}	–	Altura significante de onda medida pelo altímetro
k	–	Número de onda
IWA	–	Inverso da idade da onda
λ_b	–	Comprimento de onda das ondas Bragg geradas pelo vento
λ_r	–	Comprimento de onda do pulso emitido pelo radar
λ_o	–	Latitude inicial
L	–	Comprimento de onda
MTF	–	Função de transferência de modulação
N_w	–	Número de eventos de vagas
N_s	–	Número de eventos de marulhos
n	–	Número inteiro e positivo
P	–	Polarização
P_s	–	Probabilidade de ocorrência de marulhos
P_w	–	Probabilidade de ocorrência de vagas
ψ	–	Ângulo de incidência
ϕ_o	–	Longitude inicial
R	–	Raio da terra
REM	–	Radiação eletromagnética
ρ	–	Densidade da água
σ_o	–	Seção reta normalizada do radar

S	–	Índice de marulhos
S_{in}	–	Fonte de energia oriunda do vento
S_{nl}	–	Interação não linear
S_{ds}	–	Dissipação da energia por encapelamento
S_{bot}	–	Dissipação da onda com o fundo
T_p	–	Período de pico
t	–	Tempo
Θ	–	Ângulo de incidência do feixe de radar
U_{scat}	–	Velocidade do vento obtida a partir do escaterômetro
U_{10}	–	Velocidade do vento a 10 metros de altitude
$U_{19.5}$	–	Velocidade do vento a 19.5 metros de altitude
u$*$	–	Fricção do vento
$\overrightarrow{u}$	–	Vetor velocidade média de corrente
θ	–	Direção de propagação das ondas
WA	–	Idade da onda
W	–	Índice de vagas
w	–	Frequência de onda absoluta
$\overrightarrow{x}$	–	Espaço
ϑ	–	Frequência intrínseca
X	–	Distância arbitrária
ζ	–	Elevação da superfície do mar

SUMÁRIO

Pág.

1 INTRODUÇÃO 1
1.1 Hipóteses 5
1.2 Objetivos 6

2 FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA 7
2.1 Ondas de superfície no oceano 7
2.1.1 Descrição e parametrização básica de ondas oceânicas 8
2.2 Espectro de ondas 13
2.3 Critérios de separação de vagas e marulhos 17
2.3.1 Teste de Donelan 18
2.3.2 Correlação de parâmetros-chave 19
2.3.3 Idade da onda (WA) e inverso da idade da onda (IWA) 20
2.4 Sensoriamento Remoto na região das microondas 21
2.4.1 Radar de abertura sintética (SAR) 23
2.4.1.1 SAR para o monitoramento de ondas geradas pelo vento 24
2.4.1.2 Algoritmos SAR de inversão - Ondas geradas pelo vento 28
2.4.2 Radares altimétricos 31
2.4.3 Radares escaterômetros 33
2.5 Modelagem numérica 36
2.5.1 Modelo de ventos ERA-Interim 36
2.5.2 Modelo de ondas Wave Watch III 38
2.5.2.1 Termos fonte 39

3 MATERIAIS E MÉTODOS 41
3.1 Descrição da área de estudo 41
3.2 Sensoriamento Remoto 43
3.2.1 Radar de abertura sintética 43
3.2.2 Escaterômetro QuikSCAT 44
3.2.3 Radar altimétrico 45
3.3 Modelagem numérica 45
3.3.1 ERA-Interim 46

3.3.2 Wave Watch - III . . . 46
3.4 Índice de vagas e marulhos (*windsea and swell index*) . . . 47
3.5 Análise de aglomerados difusos . . . 49
3.6 Propagação de marulhos em grandes círculos . . . 51
3.7 Análise dos padrões de propagação - Cinturão de bóias virtuais . . . 52
3.8 Identificação dos centros de geração de marulhos . . . 54
3.8.1 Validação dos centros difusos . . . 58
3.9 Fluxograma de atividades . . . 59

4 RESULTADOS . . . 61
4.1 Principais sítios de geração de marulhos . . . 61
4.1.1 Estudo de caso 1 . . . 61
4.1.2 Estudo de caso 2 . . . 65
4.1.3 Estudo de caso 3 . . . 68
4.1.4 Estudo de caso 4 . . . 71
4.1.5 Estudo de caso 5 . . . 74
4.2 Flutuações de correlação . . . 77
4.2.1 Estudo de caso 1 . . . 78
4.2.2 Estudo de caso 2 . . . 81
4.2.3 Estudo de caso 3 . . . 84
4.2.4 Estudo de caso 4 . . . 86
4.2.5 Estudo de caso 5 . . . 89
4.3 Validação e avaliação dos centros difusos . . . 91
4.3.1 Estudo de caso 1 . . . 92
4.3.2 Estudo de caso 2 . . . 94
4.3.3 Estudo de caso 3 . . . 95
4.3.4 Estudo de caso 4 . . . 96
4.3.5 Estudo de caso 5 . . . 97
4.4 Análise dos padrões de propagação de marulhos . . . 98
4.4.1 Estudo de caso 1 . . . 99
4.4.2 Estudo de caso 2 . . . 101
4.4.3 Estudo de caso 3 . . . 103
4.4.4 Estudo de caso 4 . . . 104
4.4.5 Estudo de caso 5 . . . 105
4.5 Variabilidade espaço-temporal . . . 107
4.5.1 Índices de distribuição (vagas e marulhos) e idade da onda . . . 107

4.5.2 Teste de Donelan e correlação de parâmetros-chave 111

5 DISCUSSÕES 119
5.1 Sítios de geração de marulhos 119
5.2 Distribuição espaço-temporal de vagas e marulhos 124
5.3 Padrões de incidência de ondas na costa norte do Brasil 129

6 CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES 135
6.1 Quanto à hipótese da pesquisa 135
6.2 Principais conclusões 135
6.2.1 Sobre o método de análise difusa associado a teoria de propagação em grandes círculos 135
6.2.2 Sobre a climatologia de ondas no Atlântico Norte 136
6.3 Principais contribuições deste trabalho 137
6.4 Recomendações 137

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS 139

APÊNDICE A - CENTROS DIFUSOS IDENTIFICADOS A PARTIR DOS DADOS SAR. 149

APÊNDICE B - UM POUCO DE HISTÓRIA 151

ANEXOS - ALTURA SIGNIFICATIVA DE ONDA PARA O PERÍODO COMPREENDIDO ENTRE 2002 A 2008. LATITUDE 5^o N. REGIÃO DO CINTURÃO DE BÓIAS VIRTUAIS. 153

1 INTRODUÇÃO

O conhecimento sobre o clima de ondas superficiais no oceano, é fundamental para praticamente todas as atividades humanas no mar, incluindo entre outras, a navegação, a pesca e a produção de petróleo *offshore* (YOUNG, 1999). Além disso, os campos de ondas são os principais agentes responsáveis pelo controle da erosão e deposição de sedimentos na zona costeira (BENAVENTE et al., 2006). No tocante à meteorologia, as ondas desempenham um papel ativo nos processos de transferência de calor e momentum na interface oceano-atmosfera (FAIRALL et al., 2003), especialmente sob condições de vento intenso (POWELL et al., 2003), sendo portanto, seu conhecimento importante para o desenvolvimento de modelos acoplados.

Por definição, as ondas são consideradas como perturbações periódicas no estado de equilíbrio do mar, podendo se propagar através do oceano por grandes distâncias e intervalos de tempo superiores aos comprimentos de onda e períodos geradores deste fenômeno (HOULTHUIJSEN, 2007). Normalmente, as ondas são classificadas por intervalos de período, uma vez que esta variável, esta comumente associada aos processos de geração de ondas no oceano (KINSMAN, 1965).

Segundo Komen et al. (1994), a parte dominante do espectro de ondas em termos de energia, está associada com oscilações cujo os períodos variam de 1 a 30 s, sendo estas denominadas como ondas de gravidade. Em decorrência disso, não é surpresa que a maioria dos estudos das ondas do oceano sejam dedicadas as ondas que se apresentam nesse intervalo de período.

Nesse aspecto, as ondas de gravidade podem ser classificadas como vagas (ou *"wind-seas"*) e marulhos (ou *"swells"*)(HOULTHUIJSEN, 2007). O primeiro se refere às ondas que estão sendo geradas pelo vento local, que se apresentam como irregulares e curtas, enquanto os marulhos por sua vez, são ondas que após deixarem as zonas de formação, se caracterizam por serem bem mais regulares e de cristas longas, podendo se propagar por longas distâncias ao redor do globo terrestre (MUNK et al., 1963). Como regra geral, um período de 10 s pode ser tomado como o limiar de separação entre vagas ($< 10s$) e marulhos ($\geq 10s$) (KINSMAN, 1965).

Convencionalmente, a obtenção de dados oceanográficos é realizada a partir de medições *in situ*, em pontos determinados sobre a superfície do oceano. Esta abordagem, embora muito importante para a calibração e validação de modelos e algoritmos,

proporciona uma obtenção de informações na maioria das vezes limitada, uma vez que a quantidade de equipamentos instalados geralmente é, insuficiente para a obtenção satisfatória de informações para aplicações que requerem medidas regulares (em pontos de grade) e que se estendam a grandes áreas (BAPTISTA, 2003).

Uma grande contribuição no entendimento dos processos de interação do oceano com a atmosfera vem sendo conseguida nas últimas décadas por meio de modelos oceanográficos e atmosféricos, estimulados em grande parte pelos avanços na tecnologia computacional, e na implementação de sofisticados modelos matemáticos. Contudo, apesar dos correspondentes avanços das técnicas para compreensão da propagação dos campos de marulhos no oceano, a complexidade dos fenômenos presentes ainda é tal que resultados de curto e médio prazo podem ser gerados qualitativamente distintos dos que ocorrem na natureza (JANSSEN, 2004).

Com o advento das técnicas de sensoriamento remoto por satélites na região das microondas, vêm sendo possível estudar o comportamento dos campos de ondas nos oceanos, permitindo uma perspectiva sinóptica e para grandes escalas, o que representa uma excelente alternativa para estudos na área de oceanografia física (KANEVSKY, 1993). Desse modo, os produtos de sensoriamento remoto, oferecem num determinado instante de tempo, a descrição quantitativa de um ou mais parâmetros dessas ondas com alta resolução espacial e temporal, em vez de uma média fixa sobre um ponto no espaço, como fornecido por dados de bóias (KANEVSKY, 2009).

A primeira experiência utilizando dados de Radar de Abertura Sintética para o estudo do meio marinho é creditada ao sistema SEASAT, colocado em operação orbital pela Agência Espacial Americana (NASA) em 26 de junho de 1978. Embora problemas no controle de atitude do satélite tenham levado ao fim da missão apenas três meses após ter sido efetivada, os resultados oriundos do SEASAT foram suficientes para mostrar a potencialidade do sistema. Quando as primeiras imagens SAR foram processadas, observou-se que feições semelhantes a ondas de superfície do oceano eram visíveis em algumas imagens. Na época alguns pesquisadores consideraram o sistema de imageamento SAR das ondas de superfície como sendo linear. Isso era possível em virtude do retroespalhamento das micro-ondas provocado pelas ondas capilares na superfície do oceano, cuja modulação pelas ondas de maior comprimento (marulhos e vagas) permitia que estas pudessem ser identificáveis nas imagens SAR.

Modelos teóricos visando descrever o imageamento das ondas da superfície do oceano através de dados SAR vêm sendo desenvolvidos desde o lançamento do SEASAT. Contudo, apenas em 1991, com o lançamento do satélite ERS-1, o desenvolvimento de pesquisas voltadas para a elaboração de algoritmos dedicados a extração de espectros de ondas a partir de imagens de Radar de Abertura Sintética (SAR), visando compreender as características físicas da propagação dessas ondas em águas profundas veio a se firmar (CHAPRON et al., 2001). Aliado a isso, produtos derivados de radares altimétricos, possibilitaram estabelecer a climatologia de ondas em águas profundas, fornecendo estatísticas globais confiáveis de longo prazo, contribuindo assim, para a melhoria das previsões de ondas.

Nos últimos anos, avanços significativos foram alcançados na compreensão da geração e evolução dos campos de ondas, graças a utilização de dados remotos (COLLARD et al., 2009; DELPEY et al., 2010). Em trabalhos anteriores Hasselmann et al. (1996) e Holt et al. (1998), demonstraram que a partir de dados SAR é possível monitorar no tempo e espaço, campos de marulhos viajando por todo o oceano, devido à persistência coerente em grande escala dessas ondas ao longo dos campos de propagação em grande círculo, a partir dos quais é possível produzir mapas bidimensionais de trajetórias de marulhos, que podem ser utilizados para monitorar e prever a extensão espacial e evolução temporal dessas oscilações a partir de sua região de origem (COLLARD et al., 2009).

Desse modo, através da utilização de séries de espectros SAR, é possível derivar um conjunto de linhas de grande círculo de propagação de ondas, cuja intersecção dos pontos devem indicar a possível posição da tempestade que gerou o campo observado (COLLARD et al., 2009). No entanto, a localização do centro do sistema de geração pode resultar em várias regiões de convergência, dificultando ou até mesmo impossibilitando a identificação das áreas de geração dos campos de marulhos.

Na presente tese, analisamos um conjunto de dados de sensoriamento remoto para a região do Atlântico norte tropical e de médias latitudes para o período de 2002 a 2008, visando identificar as regiões de origem dos campos de marulhos, bem como sua distribuição espaço-temporal e seus padrões de propagação em oceano profundo.

A partir da teoria de propagação em grandes círculos descrita por Collard et al. (2009), foi criada uma nova metodologia utilizando lógica difusa (*fuzzy logic*) que permite agrupar diferentes observações SAR e identificar as fontes geradoras de

campos de marulhos. O método proposto mostra-se como uma ferramenta robusta e poderosa. Além disso, a metodologia pode ser adotada para validação de dados de ventos sob condições extremas.

Paralelamente, foi idealizada uma bóia virtual na região de 5^oN, visando compreender os padrões de propagação dos campos de marulhos incidentes na região do Atlântico norte tropical. Por fim, foi realizada uma análise da climatologia dos campos de vagas e marulhos, a partir de dados derivados de multi-sensores e modelagem numérica, visando analisar a dinâmica da região analisada.

Espera-se desse modo, que a presente tese contribua não somente para a melhor compreensão dos campos de marulhos incidentes no oceano Atlântico norte tropical e de médias latitudes, mas que também possa auxiliar o desenvolvimento e validação de modelos de previsão de ondas. No âmbito das aplicações, os resultados aqui descritos, poderão auxiliar o planejamento estratégico das diversas atividades *offshore* exercidas na região.

1.1 Hipóteses

Algumas hipóteses foram formuladas para esta Tese, cujas verificações de suas validades são exploradas no documento que se segue, com resultados que esperamos que devam contribuir para um melhor entendimento sobre as características dos campos de marulhos no oceano Atlântico norte tropical e de médias latitudes, sendo estas as seguintes:

- O uso de dados oriundos de Radar de Abertura Sintética no monitoramento de campos de marulhos, pode contribuir significativamente para um melhor entendimento sobre a dinâmica espaço-temporal deste fenômeno?

- É possível identificar os principais sítios de geração de marulhos no Atlântico norte tropical e de médias latitudes somente a partir de produtos derivados de sensoriamento remoto?

- Considerando a estação do ano que apresenta a maior geração de marulhos, é possível identificar quais as direções preferenciais de propagação para a região de estudo?

1.2 Objetivos

O objetivo principal deste trabalho é analisar a climatologia dos campos de marulhos formados no oceano Atlântico Norte tropical e de médias latitudes, observados por meio de dados de sensoriamento remoto, considerando sua variabilidade espaço-temporal e seus padrões de propagação.

Para se alcançar o objetivo principal desta tese os seguintes objetivos específicos são propostos:

- Determinar as principais regiões de formação dos campos de marulhos no oceano Atlântico Norte tropical e de médias latitudes, com ênfase em eventos atingem a costa setentrional brasileira;

- Avaliar os padrões de variabilidade sazonal e interanual da climatologia dos campos de ondas incidentes na região de estudo;

- Avaliar os principais fenômenos meteorológicos presentes, de modo a compreender qualitativa e quantitativamente como estes influenciam na formação e propagação dos campos de marulhos na região;

- Construir e analisar séries temporais de marulhos que incidiram na costa setentrional do Brasil durante o período de estudo e/ou que se propagaram para o oceano Atlântico Sul;

- Validar os resultados obtidos a partir da comparação com produtos oriundos de radares altimétricos e modelagem numérica de ondas (Wave Watch III);

2 FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA

O presente capítulo descreve os principais conceitos teóricos necessários ao entendimento desta tese.

2.1 Ondas de superfície no oceano

Segundo Pedlosky (2003), as ondas superficiais podem ser definidas como sinais propagantes na superfície do mar, que se movem tipicamente a uma taxa distinta ao deslocamento do meio em que se encontram. Uma idealização de onda superficial no mar é uma onda senoidal mostrada na Figura 2.1, onde a característica periódica do fenômeno (comprimento de onda ou período) é identificada entre dois sucessivos zero-descendentes (zero é a média das elevações da superfície em um determinado período) ou zero-ascendentes.

Durante sua movimentação, as ondas são o meio pelo qual energia e fase de perturbação se propagam, contudo o deslocamento de matéria é geralmente pequeno, sendo portanto considerado desprezível (HOULTHUIJSEN, 2007).

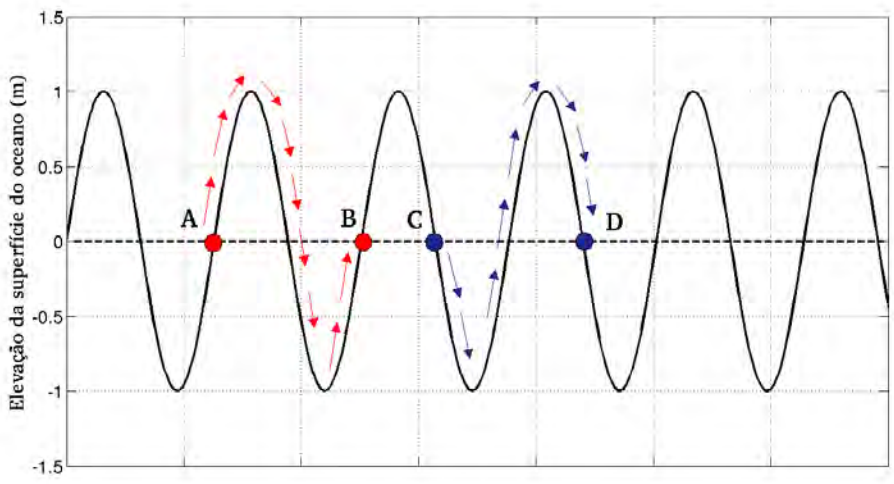

Figura 2.1 - Elevação da superfície do oceano que define uma onda pela passagem sucessiva de dois zero-ascendentes ou zero-descendentes. É possível notar que a trajetória de A para B realçada pelas setas vermelhas, descreve uma passagem de zero-ascendentes. Este comportamento difere das setas azuis que de C para D estão em trajetória de zero-descendentes.

Numa classificação macro no oceano podem ser encontrados os seguintes cinco tipos de ondas (PEDLOSKY, 2003):

- Acústicas: Cuja a propagação é facilitada pela baixa compressibilidade da água do mar;

- Capilares: Em qualquer interface entre fluidos distintos (ex: a água e o ar), a tensão superficial age como uma força restauradora, originando ondas com curto comprimento de onda e alta frequência;

- Gravidade: Ondas geradas devido à ação da gravidade sobre as partículas de água que tendem à retornar para sua posição inicial de equilíbrio. Neste caso, temos a superfície dos oceanos em propagação livre ou ainda, a superfície geopotencial interna em fluidos estratificados;

- Inercial: A rotação da Terra produz a força de Coriolis, que por sua vez, age no sentido perpendicular ao vetor velocidade, originando ondas inerciais ou giroscópicas;

- Planetárias: A variação na vorticidade potencial de equilíbrio em virtude de mudanças de latitude ou profundidade, geram oscilações de larga-escala, também conhecidas como ondas de vorticidade. Casos mais notáveis são as ondas de Rossby e Kelvin.

A Figura 2.2 mostra a distribuição dos principais tipos de ondas oceânicas, divididos por escala de período e frequência. Na presente tese, abordaremos exclusivamente as ondas de gravidade, com foco na geração, distribuição e propagação de marulhos em águas profundas.

2.1.1 Descrição e parametrização básica de ondas oceânicas

Ondas de superfície têm seu desenvolvimento governado pela ação de forçantes externas ou em decorrência de processos de instabilidade, decaindo por causa do atrito turbulento ou molecular e difusão (KINSMAN, 1965). A observação das ondas de superfície oceânicas indicam que elas são intrinsecamente não lineares, i.e., diferentemente do padrão senoidal idealizado, elas possuem cristas mais altas e pontiagudas e cavados mais rasos e achatados, mostrando ainda processos não lineares de

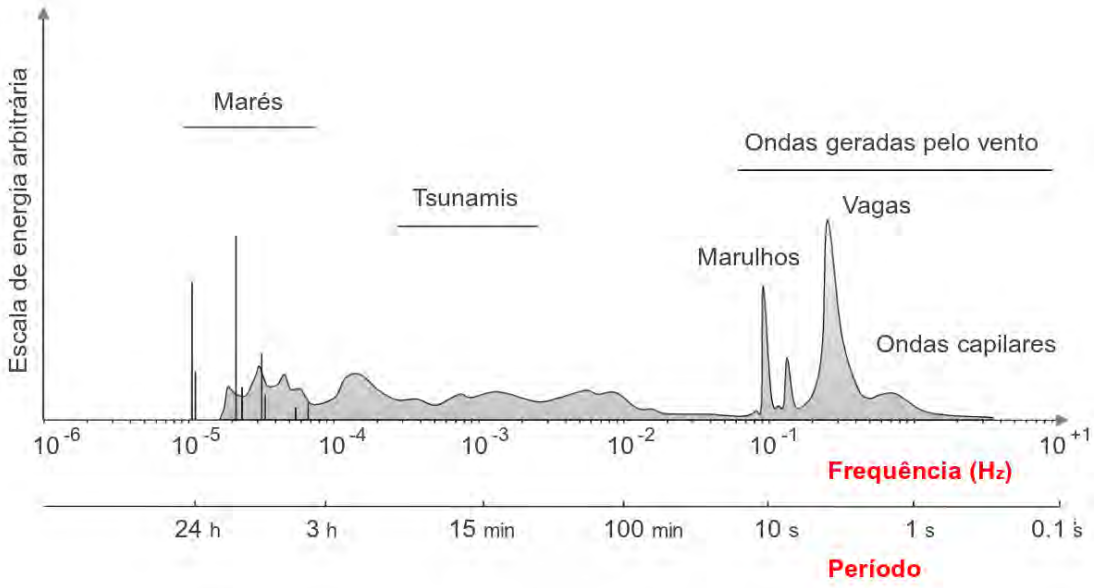

Figura 2.2 - Classificação de alguns tipos de onda. Adaptado de Houlthuijsen (2007).

arrebentação de onda e interação onda-onda (HOULTHUIJSEN, 2007). Entretanto, visando simplificar toda a teoria descrita e implementada neste estudo, consideramos as ondas idealizando os oceanos como um sistema linear e sem dissipação de energia mecânica, negligenciando a viscosidade do fluido e a força de Coriolis.

Partindo desses pressupostos, a elevação da superfície do mar (ζ) em função do tempo t e de uma distância x, pode ser descrita simplificadamente como (2.1);

$$\zeta = Asen(kx - \omega t) \tag{2.1}$$

sendo (2.2);

$$\omega = 2\pi f = \frac{2\pi}{T}; k = \frac{2\pi}{L} \tag{2.2}$$

Onde ω é a frequência absoluta de onda (a frequência da onda medida num sistema de referência fixo) em radianos/seg, f é a frequência de onda em Hertz (Hz), k é o número de onda, T é o período, L é o comprimento de onda e A representa a amplitude da onda. O período T é por definição, o tempo em que duas cristas ou

dois cavados de onda sucessivos passam por um ponto fixo. O comprimento de onda (L) por sua vez, é a distância entre duas cristas ou dois cavados sucessivos (maiores detalhes na Figura 2.3). O termo (kx - ωt) é chamado de fase da onda.

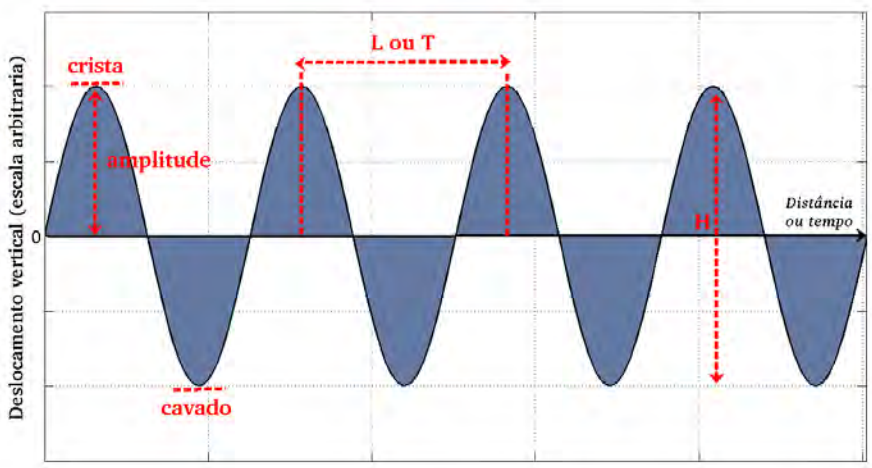

Figura 2.3 - Principais parâmetros de uma onda.

A frequência absoluta de onda (ω) de gravidade linear está relacionada ao número de onda (k) através da relação de dispersão (equação 2.3)

$$\omega^2 = gk.tanh(kd) \tag{2.3}$$

onde d é a profundidade local e g é a aceleração da gravidade.

Em águas profundas, a profundidade d é muito maior que o comprimento de onda L para as ondas de gravidade de nosso interesse para esse estudo. Desse modo, temos que; $d \gg L$, $kd \gg 1$ e $tanh$(kd)≈1, ou seja, a relação de dispersão em águas profundas pode ser aproximada pela equação 2.4.

$$\omega^2 = gk \tag{2.4}$$

A figura 2.3 ainda apresenta uma variável H, que corresponde a maior distância

vertical entre a crista e o cavado de uma onda de superfície, usualmente denominada como altura de onda. Um termo recorrente na literatura, que possui estreita relação com a altura de onda, é denominado como altura significante de onda (H_s). Uma definição simples para H_s, é que ele representa a média do terço maior das alturas de ondas adquiridas num intervalo de tempo t qualquer (equação 2.5).

$$H_s = \frac{1}{N/3} \sum_{j=1}^{N/3} H_i \tag{2.5}$$

O parâmetro j não se refere à sequência numérica de registro de onda (ou seja, a seqüência no tempo), mas sim a classificação da onda, com base na altura de onda (ou seja, j=1 é a maior onda, j=2 é a segunda onda mais alta e assim sucessivamente).

Outros parâmetros importantes da agitação marítima são: a velocidade de fase, a velocidade de grupo e a energia de onda.

A velocidade de fase (c) representa a velocidade com que uma determinada fase da onda se propaga, por exemplo, a velocidade de propagação da crista ou cavado da onda.

Considerando um período T da onda, a velocidade com a qual a crista da onda avança um comprimento de onda L é dada por $c = L/T = \omega/k$. Em águas profundas teremos (equação 2.6);

$$c = \sqrt{\frac{g}{k} tanh(kh)} \tag{2.6}$$

Desse modo, em águas profundas, esta relação será (2.7);

$$c = \sqrt{\frac{g}{k}} = \frac{g}{\omega} \tag{2.7}$$

Vê-se assim, que em águas profundas, as ondas de gravidade são dispersivas, i.e., sua velocidade de fase depende do comprimento de onda e/ou da frequência da onda. Ondas de baixa frequência e longo período (como é o caso dos marulhos) se propagam mais rápido que ondas com frequências elevadas e de comprimentos de

onda mais curtos.

Em águas rasas, i.e., onde a profundidade d é muito menor que o comprimento de onda L, temos que $d \ll L$, $kd \ll 1$ e $tanh$(kd)≈ kd, ou seja, a relação de dispersão pode ser aproximada por $\omega^2 = gd$ e a velocidade de fase independe do comprimento de onda, sendo controlada apenas pela profundidade da coluna d´água.

O conceito de velocidade de grupo (C_g) é outro pressuposto fundamental no entendimento da propagação de ondas. De um ponto de vista cinemático, C_g é a velocidade em que um grupo de ondas se desloca através do oceano. Como demonstrado por Mei et al. (2005), esse conceito pode ser desenvolvido se supusermos um grupo de ondas senoidais com uma faixa contínua, porém bem estreita, de comprimentos de onda centrada num número de onda k=k_o. Pode-se assumir que o campo de deslocamentos da superfície associado às ondas pode ser representado por meio de seu espectro de número de onda A(k) pela equaçcão 2.8;

$$\zeta = \int_{k_o-\Delta k}^{k_o+\Delta k} A(k) exp\{i[kx - \omega(k)]\} dk, \qquad \frac{\Delta_k}{k_o} \ll 1 \tag{2.8}$$

Assumindo que ω e k satisfazem a relação de dispersão de ondas, pode-se simplificar a expressão acima se expandido ω(k) em torno de k_o em série de Taylor, que resultará na seguinte simplificação da integral anterior (equação 2.9);

$$\zeta \cong 2A(k_o) \frac{sen[\Delta_k(x - c_g t)]}{x - c_g t} exp[i(k_o x - \omega_o t)] = B \ exp[i(k_o x - \omega_o t)] \tag{2.9}$$

Sendo (equação 2.10);

$$B = 2A(k_o) \frac{sen[\Delta_k(x - c_g t)]}{(x - c_g t)} \tag{2.10}$$

Vemos então, que a perturbação da superfície é um trem de ondas senoidais cujas as fases se deslocam com uma velocidade dada por c. Esse trem de ondas é modulado em amplitude cujo envelope de modulação se desloca com uma velocidade de grupo C_g (equação 2.11);

$$C_g = \frac{\partial \omega}{\partial k} \tag{2.11}$$

Para a condição de águas profundas, considerando a relação de dispersão, a velocidade de grupo é dada por (equação 2.12);

$$C_g = \frac{g}{2\omega} = \frac{c}{2} \tag{2.12}$$

Assim, em regiões de oceano profundo, um grupo de ondas se move a metade da velocidade de fase das ondas que compõem o grupo.

Segundo Kinsman (1965), na ausência de escoamento básico, a velocidade de grupo é normalmente perpendicular as cristas das ondas e no sentido da propagação de fase, sendo a velocidade de grupo governada pela relação de dispersão.

A energia de um sistema de ondas, pode ser definida como a soma de suas energias cinética e potencial. A primeira decorre da velocidade das partículas d'água associadas com a passagem da onda, enquanto a segunda é resultante do deslocamento da parcela de massa fluida acima de sua posição em repouso (ALFREDINI, 2005; HOULTHUIJSEN, 2007). A energia total da onda E, i.e., a soma de sua energia cinética e potencial, promediada num período da onda por unidade de área (Jm^2) é dada pela equação 2.16.

$$E = \frac{1}{2}\rho g \langle \zeta^2 \rangle \tag{2.13}$$

ρ representa a densidade da água e g a aceleração da gravidade e $\langle\ \rangle$ corresponde à média temporal. Assim, a energia da onda é proporcional ao quadrado da amplitude da onda.

2.2 Espectro de ondas

Considerando a superfície do oceano em condições normais, podemos constatar que as ondas de superfície não se apresentam como senóides perfeitas. Em termos práticos, a superfície do oceano representa uma complexa superposição de ondas com comprimentos e períodos distintos. Desse modo, é necessário descrever a superfície

do oceano caracterizando todas os possíveis estados de mar e não somente uma única observação ondulatória (i.e. uma só medida).

Ao realizarmos n medições de ondas, podemos obter um espectro de amplitude média, a partir da decomposição do campo de ondas em relação as suas diferentes frequências, direções, amplitudes e fases. Assim, cada frequência e direção descreve um componente ondulatório que esta associado a um determinado valor de amplitude média e fase. Entretanto, é importante ressaltar que a literatura sugere a utilização da variância da amplitude da superfície do mar em relação a frequência, ao invés da amplitude.

A utilização da variância da amplitude ($\frac{1}{2}a^2$) ao invés da própria amplitude, advém da teoria linear das ondas de gravidade, que mostra que a energia das ondas é proporcional à variância. Estatisticamente, a variância possui maior relevância quando comparada a amplitude, uma vez que a soma das variâncias de cada componente de onda do espectro é igual à variância da soma das componentes (ou seja, a elevação aleatória da superfície do oceano), o que não ocorre com a amplitude (a soma das amplitudes não é igual à amplitude da soma) (HOULTHUIJSEN, 2007).

Para que todas as frequências no oceano possam ser representadas, a variância é disposta em intervalos de frequência Δf, resultando numa densidade de variância. Se considerarmos Δf tendendo ao limite ($\Delta f \to 0$) temos a definição do espectro de densidade de variância contínuo (E_f) para a elevação da superfície, sendo esta dada pela equação 2.14:

$$E(f) = \lim_{\Delta f \to 0} \frac{1}{\Delta f} E\left\{\frac{1}{2}a^2\right\} \tag{2.14}$$

E(.) representa a densidade de variância e E {.} representa o valor esperado. A unidade é m^2/H_z.

A variância total da elevação da superfície é a soma das variâncias de todos os intervalos de frequência Δf, sendo também válido para um espectro contínuo (equação 2.15

$$\langle \zeta^2 \rangle = \int_0^\infty E(f) df \tag{2.15}$$

Estatísticamente, o espectro de densidade de variância $E\{f\}$ descreve como a variância da elevação da superfície do mar encontra-se distribuída ao longo das frequências. Multiplicando $E\{f\}$ pela aceleração da gravidade (g) e pela densidade da água (ρ) obtemos o espectro de densidade de energia, que corresponde a distribuição da energia entre as componentes (equação 2.16).

$$E_{energia}(f) = \rho g E_{variancia}(f) \tag{2.16}$$

O espectro de densidade de variância (ou de energia) corresponde a elevação da superfície como uma função no tempo em um determinado ponto x. Desse modo, caso queiramos descrever o comportamento das ondas num plano espacial bidimensional, deveremos considerar as componentes x e y, bem como a direção de propagação das ondas (θ). O resultado ao final será uma expressão matemática que traduz a elevação da superfície do mar em três dimensões (equação 2.17).

$$\zeta(x, y, t) = asen(\alpha t - kxcos\theta - kysen\theta + \phi) \tag{2.17}$$

Onde k=$2\pi/L$ e θ é a direção de propagação, normal às cristas de cada onda individual.

Podemos então, definir a elevação da superfície como o somatório de infinitos harmônicos (equação 2.18).

$$\zeta(x, y, t) = \sum_{i=1}^{M} \sum_{j=1}^{N} a_{i,j} sen(\alpha_i t - k_i xcos\theta_j - k_i ysen\theta_j + \phi_{i,j}) \tag{2.18}$$

cada componente é representada pelos índices i e j, relacionados a uma determinada frequência (ou número de onda) com uma direção de propagação específica.

A partir da equação 2.15, podemos derivar o espectro bidimensional de densidade

de variância para a elevação tridimensional da superfície (equação 2.19).

$$E(f,\theta) = \lim_{\Delta f \to 0} \lim_{\Delta f \to 0} \frac{1}{\Delta f \Delta \theta} E\left\{\frac{1}{2}a^2\right\} \tag{2.19}$$

Esse espectro representa a energia (ou variância) da elevação da superfície do mar, distribuída ao longo das frequências e direções possíveis em $m^2/H_z/grau$ ou $m^2/H_z/rad$. Para se obter o espectro unidimensional, é necessário integrar as variâncias em todas as direções (equação 2.20):

$$E(f) = \int_0^{2\pi} E(f,\theta) d\theta \tag{2.20}$$

É importante ressaltar que é possível considerar a elevação da superfície como função apenas do espaço (como uma fotografia num instante t), descartando desse modo, a variável tempo. Esta abordagem possibilita estimar o espectro bidimensional de ondas. Desse modo, consideramos apenas as componentes harmônicas x e y na elevação da superfície, podendo estas serem descritas pela equação 2.21:

$$\zeta(x,y) = a_{i,j} sen(k_{x,i}x - k_{y,i}y + \phi_{i,j}) \tag{2.21}$$

o espectro de densidade bidimensional no domínio de ($\overrightarrow{k}$) pode ser definido através da equação 2.22.

$$E(\overrightarrow{k}) = E(k_x, k_y) = \lim_{\Delta k_x \to 0} \lim_{\Delta k_y \to 0} \frac{1}{\Delta k_x \Delta k_y} E\left\{\frac{1}{2}a^2\right\} \tag{2.22}$$

$\overrightarrow{k}$ representa o vetor número de onda. Onde: $k_x = kcos\theta$; $k_y = ksen\theta$; $k = \sqrt{k_x^2 + k_y^2}$ e $\theta = arctan(k_y/k_x)$. O espectro bidimensional equivalente (em $m^2/grau$ ou rad) pode ser descrito a partir da equação 2.23.

$$E(k,\theta) = \lim_{\Delta k \to 0} \lim_{\Delta \theta \to 0} \frac{1}{\Delta k \Delta \theta} E\left\{\frac{1}{2}a^2\right\} \tag{2.23}$$

A partir do espectro de onda, é possível se derivar outros a altura significativa de

onda (H_s) com a seguinte expressão (HOULTHUIJSEN, 2007) (equação 2.24);

$$H_s = 4\sqrt{\int E(f,\theta) df d\theta} \tag{2.24}$$

O H_s calculado por meio da expressão acima é equivalente à definição da altura significativa como a média do terço maior das alturas das ondas.

Outro parâmetro muito importante é o período de pico, que é simplesmente calculado por (equação 2.25);

$$T_p = 1/f_p \tag{2.25}$$

Onde f_p é a frequência de pico correspondente a componente de frequência que possui maior energia no espectro.

2.3 Critérios de separação de vagas e marulhos

Numa condição idealizada, onde somente se tenha a presença de vagas no oceano, pode-se assumir que a direção média de propagação das ondas está diretamente relacionada com a direção de incidência do vento. No entanto, situações com ausência total de marulhos raramente ocorrem em oceano aberto (CHEN et al., 2002), sendo, então, razoável se esperar que parte da energia das ondas esteja propagando em direções totalmente independentes do vento local.

Apesar de suas características dinâmicas distintas, normalmente os campos de vagas e marulhos se sobrepõem no oceano, gerando um complexo emaranhado de ondas com diferentes características ocorrendo numa mesma localidade.

Devido aos diferentes regimes dinâmicos envolvidos, estudos sobre marulhos e vagas geralmente possuem motivações distintas. Os marulhos representam uma preocupação crescente em virtude de suas consequências potencialmente destrutivas em estruturas oceânicas e atividades no mar. Desse modo, torna-se fundamentalmente importante separar a ocorrência dos diferentes regimes de ondas.

Em regiões oceânicas, campos de vagas e marulhos podem co-existir, embora a predominância de um ou outro regime possa ser evidenciada. Desse modo, uma mistura

entre marulhos e vagas está normalmente presente no espectro calculado, o que dificulta a extração e análise da fração isolada de cada regime de ondas (DONELAN et al., 1985).

A quantificação das ocorrências de vagas em oceano aberto é necessária para uma melhor compreensão dos processos relacionados ao desenvolvimento das ondas. Esta informação é fundamental para avaliação do desempenho de modelos teóricos (KOMEN et al., 1994). Além disso, isolando os campos de vagas, é possível estudar separadamente a ocorrência dos marulhos. Devido à sua baixa taxa de dissipação e elevado potencial de propagação por longas distâncias, os marulhos representam um risco para a segurança de estruturas costeiras e para a navegação (ARDHUIN et al., 2009).

2.3.1 Teste de Donelan

Um dos métodos utilizados para quantificar a incidência dos campos de vagas e marulhos é descrito por Donelan et al. (1985). Neste trabalho, os autores sugerem a adoção de dois testes que possibilitam identitificar os campos de vagas. Assim, os pontos que não atendem as duas condições descritas por Donelan et al. (1985), são classificados como marulhos. Os passos são descritos a seguir:

I - Análise do cone de influência (CI): A direção de propagação de um campo de vagas não pode ser maior que 90^o em relação a direção do vento predominante, isto é, 45^o para cada lado em relação a direção predominante do vento (Figura 2.4). Os campos de ondas que estiverem fora do CI, serão assumidos como gerados em regiões distintas a localidade em que encontram, não tendo sido portanto, gerados pelo regime de ventos local. No presente trabalho, as direções de propagação de ondas que estiverem **dentro** do cone de influência, serão representadas por θ_d.

II - Análise da idade da onda: Embora importante, a identificacão dos campos de vagas e marulhos, não depende apenas da direção de propagação do vento em relação ao clima de ondas local. Um outro critério também estabelecido usa o conceito de "idade da onda", i.e., a razão entre a velocidade de fase das ondas e a velocidade do vento projetada na direção de propagação das ondas. Sabe-se que para um espectro plenamente desenvolvido (*"fully developed spectrum"*), isto é, onde a entrada de energia do vento é equilibrada por processos de dissipação, a idade da onda no pico do espectro é 1.2 (HANLEY et al., 2010). Assim, para ser considerada como vaga,

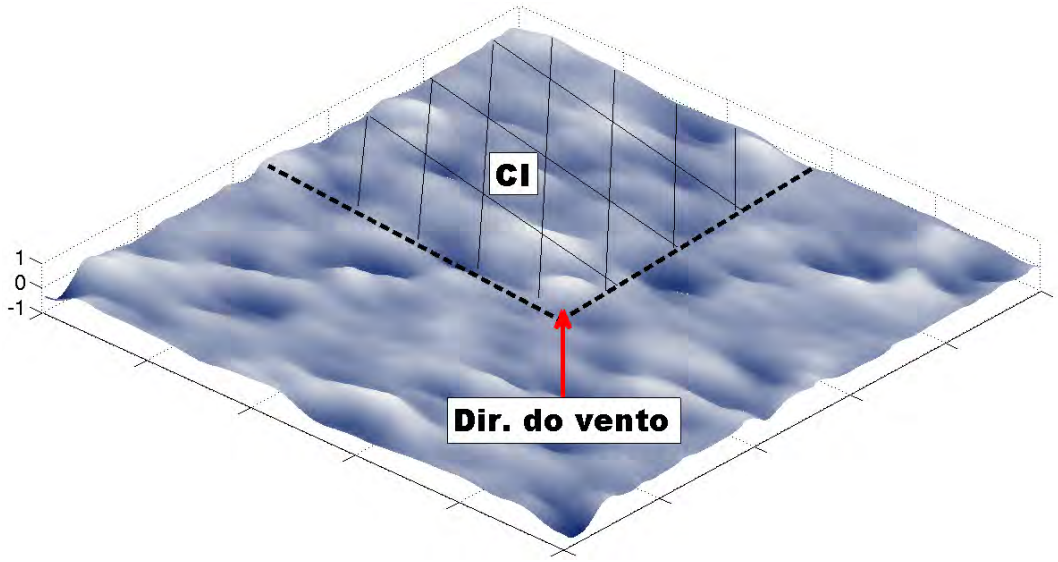

Figura 2.4 - Esquema teórico para delimitação do cone de influência.

assume-se que se a idade da onda deve ser inferior à 1.2. Portanto, a segunda parte do teste demanda que (equação 2.26);

$$U_{10} cos\theta_d > 0.83c \tag{2.26}$$

Onde c é a velocidade de fase, U_{10} é a velocidade do vento à 10m de altura e θ_d é o ângulo entre a direção de propagação da onda em relação à direção do vento.

2.3.2 Correlação de parâmetros-chave

Hasselmann et al. (1973), provaram que durante o processo de geração de um regime de vagas, existe uma estreita correlação entre três variáveis (ou parâmetros-chave) do campo de ondas, sendo estas: a velocidade do vento, a altura significativa de onda e o período. Essa afirmativa, foi ratificada em trabalhos posteriores (TOBA, 1978; HWANG et al., 1998).

Segundo Hasselmann et al. (1973), a interação entre os parâmetros-chave pode ser expressa a partir da equação 2.27.

$$\frac{U_{10}}{gT} = 4.8 \times 10^{-2} \left(\frac{U_{10}^2}{gH_s} \right)^{2/3} \tag{2.27}$$

Hwang et al. (1998), utilizando dados de sensoriamento remoto na região do Golfo do México, mostraram que a alta correlação entre U_{10}/gT e U_{10}^2/gH está diretamente associada ao campo de vagas. Os autores afirmam que é possível inferir a predominância de vagas ou marulhos considerando esta correlação.

A função de correlação estabelecida por Hasselmann et al. (1973), pressupõe uma condição de mar saturado (*fully-developted wind-sea*). Desse modo, quando campos de marulhos gerados por fontes distantes estão presentes, a correlação apresentará uma redução significativa.

2.3.3 Idade da onda (WA) e inverso da idade da onda (IWA)

Dentre as metodologias descritas acima, também encontramos a classificação das ondas de acordo com a idade da onda (WA), calculada como uma razão entre a velocidade de fase (c) e a velocidade de fricção do vento (*friction velocity*) (u*). De acordo com Komen et al. (1994), podemos definir WA a partir da equação 2.28;

$$WA = \frac{c}{u^*} \tag{2.28}$$

u^* representa a velocidade de fricção do vento sobre a superfície do mar, descrita pela equação 2.29;

$$u^* = \sqrt{C_d} U_{10} \tag{2.29}$$

U_{10} representa a intensidade do vento a 10 metros de altitude. C_d é o coeficiente de arrasto que relaciona o *"stress"* do vento na superfície à velocidade do vento. Segundo Wu (1980), o C_d pode ser calculado por (equação 2.30);

$$C_d = (0.8 + 0.065 \times U_{10}).10^{-3} \tag{2.30}$$

De acordo com esse critério, algumas faixas de valores de WA foram definidas que classificam as ondas da maneira em que se segue: vagas jovens (*young wind sea*), vagas velhas (*old wind sea*) e marulhos.

As vagas jovens estão relacionadas aos campos de ondas influenciados diretamente

pela ação do vento local sobre a superfície da água (o que corresponde a zona de geração). Estas ondas são constantemente mutáveis devido às irregularidades da ação do vento e sua variabilidade no rumo de propagação.

A classe seguinte, refere-se aos campos de ondas denominados como vagas velhas. Nesses casos, a energia transferida para a superfície do mar devido a ação da energia eólica atingiu o seu nível máximo de saturação, ou seja, este estágio corresponde ao pico de transferência de momentum do vento para a superfície do oceano.

Por fim, os marulhos representam os campos de ondas que movem-se para fora da região de onde foram diretamente afetados pelo vento, propagando-se de modo sensivelmente uniforme, sem significativa perda de energia em águas profundas, assumindo uma configuração de cristas e cavados definidos com padrões de oscilação mais rítmicos e regulares quando comparado ao regime de vagas.

De acordo com Komen et al. (1994), teríamos: Vagas jovens ($5<\text{WA}\leqslant 10$); Vagas velhas ($10<\text{WA}\leqslant 35$) e Marulhos ($\text{WA}>35$).

Hanley et al. (2010), sugere um segundo índice que também possibilita inferir o grau de acoplamento entre os ventos locais e campos de onda. Segundo os autores, este índice pode ser obtido invertendo a idade da onda, o que resulta no inverso da idade da onda (IWA). Entretanto, no IWA ao invés de considerarmos o u^*, os cálculos deverão ter por base a intensidade do vento a 10 metros de altitude (U_{10}), conforme mostrado na equação 2.31;

$$IWA = \frac{U_{10}}{c} \tag{2.31}$$

Para este índice, temos que valores de $\text{IWA}\geq 0.83$, sugerem predominância de campos de vagas, por outro lado, caso tenhamos resultados de $\text{IWA}<0.83$, teremos uma maior ocorrência de marulhos na região estudada.

2.4 Sensoriamento Remoto na região das microondas

Sensoriamento remoto é a ciência que se dedica ao estudo dos processos físicos de aquisição e análise de informações sobre um alvo sem que haja necessidade de contato direto, considerando apenas a interação existente entre o objeto de estudo e a radiação eletromagnética refletida ou emitida por um sistema sensor (JENSEN, 2007).

Através da radiação eletromagnética (REM), as informações do alvo estudado são transmitidas para um sensor remoto, em intervalos de frequência ou comprimento de onda da REM (ELACHI; ZYL, 2006). Esses intervalos, ordenam a energia eletromagnética de maneira contínua sendo esta disposição denominada de espectro eletromagnético (Figura 2.5). As sub-divisões do espectro eletromagnético, dependem da natureza do processo físico que origina a REM, da interação entre o alvo-sensor e da transparência da atmosfera em relação a REM (ROBINSON, 2004).

Os sensores remotos são os dispositivos capazes de detectar a energia eletromagnética em determinadas faixas de frequência proveniente de um alvo, de tal forma que após processado, seja possível converter as informações armazenadas em uma matriz de dados que descreve uma determinada feição física do objeto observado.

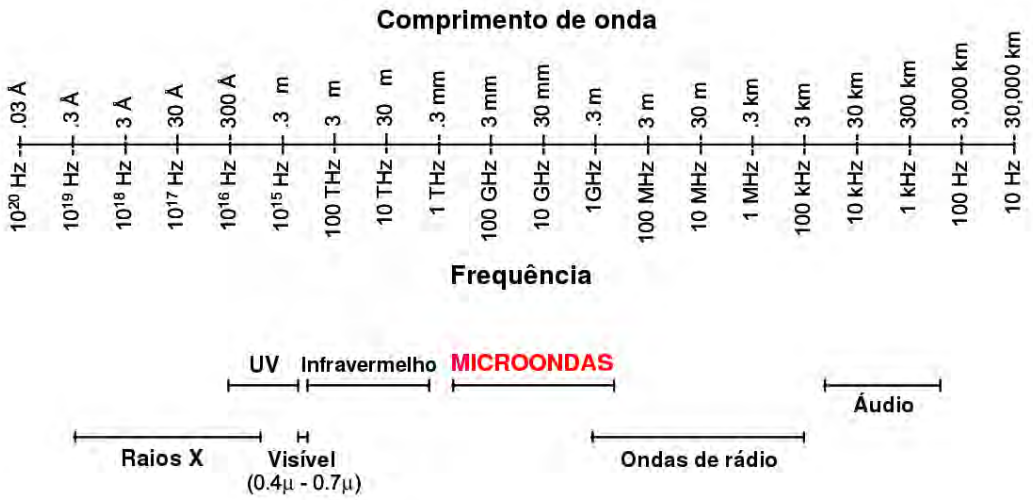

Figura 2.5 - Espectro eletromagnético (Adaptado de Elachi e Zyl (2006)).

A utilização de produtos de sensoriamento remoto, particularmente sistemas sensores ativos de microondas (ou sistemas radar), vêm sendo largamente utilizados para o estudo dos campos de ondas geradas pelo vento (vagas e marulhos). A assinatura da superfície do mar pode ser detectada pelo radar, devido as ondas capilares geradas pelo vento (comprimento de onda $\approx$ 1cm), que contribuem no retroespalhamento que retorna ao sensor radar. As ondas capilares são por sua vez, moduladas por ondas mais longas (também geradas pelo vento). Além disso, considerando a resolução espacial e temporal dos sistemas radar, podemos afirmar que esta tecnologia per-

mite caracterizar e identificar fenômenos ondulatórios fornecendo uma perspectiva sinótica. Tarefa esta, que seria praticamente impossível com base apenas em dados coletados *in situ*, devido aos elevados custos envolvidos nas atividades marítimas, decorrentes das extensas áreas oceânicas presentes no globo terrestre.

Os sistemas de microondas ativas produzem sua própria fonte de emissão de radiação de microondas para observar o alvo de interesse, operando de maneira independente das condições de iluminação solar, além de possuir pouca susceptibilidade de elementos atmosféricos. A Figura 2.6 mostra em detalhes, as diferentes faixas de microondas no espectro eletromagnt́ico, divididas em bandas discriminadas por letras.

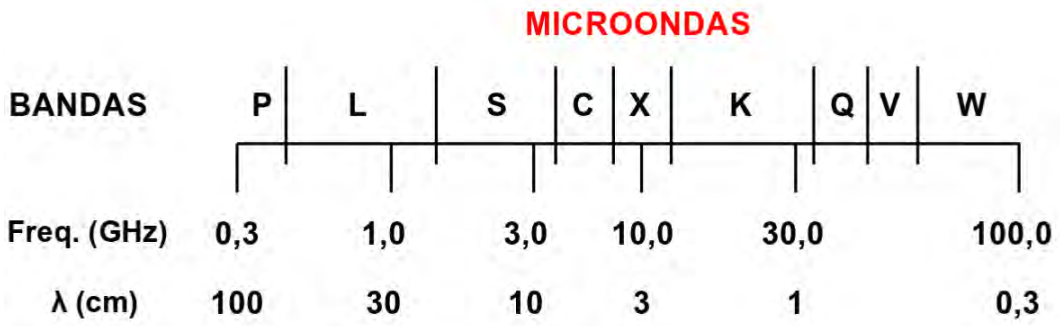

Figura 2.6 - Espectro eletromagnético na região das microondas (Adaptado de Jensen (2007)).

Dentre os produtos de sensoriamento remoto de microondas que podem ser utilizados para o monitoramento dos campos de ondas em escala de bacia oceânica, figuram os radares altimétricos e os radares de abertura sintética (SAR) como os principais produtos que operam na faixa das microondas ativas. Além disso, por estarmos tratando de um fenômeno incitado pelo vento, faz-se necessário tecer alguns comentários sobre os radares escaterômetros.

2.4.1 Radar de abertura sintética (SAR)

Observar a superfície dos oceanos utilizando dados de radar de abertura sintética (SAR), é possivelmente uma das mais complexas tarefas do sensoriamento remoto. A identificação e extração quantitativa de informações bidimensionais de fenômenos oceonográficos, têm representado um grande desafio para os pesquisadores da área de sensoriamento remoto dos oceanos (HANSON; PHILLIPS, 2001).

Os sistemas de imageamento SAR operam na região das microondas ativas, isto é, possuem uma fonte de energia que independe da radiação solar, condição que possibilita imageamento em qualquer horário (NOVO, 2008). Esse método de imageamento é constituído por um sistema de transmissão e recepção de pulsos de microondas, a partir de uma antena e de uma unidade de processamento, que é responsável pela transformação dos pulsos eletromagnéticos em sinais digitais (ELACHI; ZYL, 2006). Além disso, a operação nesta região do espectro revela uma baixa interação com os constituintes atmosféricos, permitindo a obtenção de imagens mesmo em condições de alta nebulosidade (LEE; POTTIER, 2009).

A Figura 2.7 mostra os principais elementos que descrevem a geometria de imageamento de um sistema SAR. Conforme ilustrado (Figura 2.7), no imageamento SAR a plataforma se move seguindo a direção da linha de vôo (A), com o nadir abaixo da plataforma (B). O pulso de microondas transmitido e o apontamento da antena são direcionados de forma lateral (representado pelo polígono em tons de cinza) ao nadir (C) e ao alcance(D). Este está associado a direção perpendicular à passagem do radar. A região mais próxima ao nadir é definida como *near range* enquanto a mais afastada chama-se *far range*. O azimute (E) representa à dimensão paralela à passagem do SAR. A geometria de imageamento em visada lateral, é própria dos radares de abertura sintética.

Outra característica fundamental nos sistemas SAR, é o ângulo entre a iluminação do SAR e a superfície do oceano, também denominado como ângulo de incidência (Figura 2.8). No *near range*, a iluminação do SAR apresenta a maior inclinação em relação ao *far range*. Em cada range existe uma medida em linha reta da distância entre o radar e um ponto no oceano, chamado de *slant range*. A representação da distância horizontal verdadeira ao longo da superfície do mar, correspondente a cada amostra medida em *slant range*, que define o *ground range*.

2.4.1.1 SAR para o monitoramento de ondas geradas pelo vento

As imagens SAR representam o registro bidimensional do retroespalhamento do feixe de ondas eletromagnéticas transmitidas pela antena do sensor. O padrão do sinal de retorno esta diretamente relacionado com a rugosidade da superfície do mar, gerada principalmente pela ação do vento sobre o oceano.

Em aplicações oceanográficas, o mecanismo responsável pela intensidade do sinal

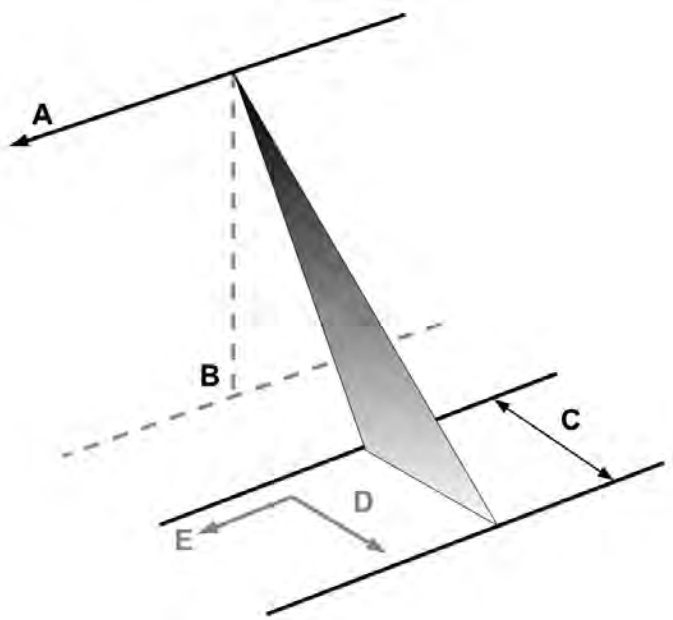

Figura 2.7 - Geometria de imageamento SAR. A - direção da linha de vôo, B - nadir, C - área iluminada pelo feixe de microondas, D - range (ou alcance), que corresponde à dimensão da faixa perpendicular à direção de vôo; E - dimensão paralela à direção de vôo.

de retorno (também chamado de σ^o ou seção reta normalizada do radar, NRCS-*Normalized Radar Cross Section*) é o espalhamento Bragg (HOLT, 2004). No espalhamento Bragg (Figura 2.9), o retorno dos pulsos de radar na direção de incidência é causado por ondas de gravidade de curto período (capilares), geradas pelo vento, que causam interferência aditiva (ressonância) no sinal refletido pelo radar, intervindo na intensidade do sinal retroespalhado. O espalhamento Bragg ocorre quando observamos a seguinte relação (equação 2.32):

$$\lambda_b = \frac{\lambda_r \times n}{2 \times sen\Theta} \tag{2.32}$$

onde: λ_b = comprimento de onda das ondas Bragg geradas pelo vento; λ_r = comprimento de onda do pulso emitido pelo radar; Θ = ângulo de incidência do feixe radar e n= número inteiro e positivo.

Hasselmann et al. (1985), descrevem três efeitos possíveis, responsáveis pela pela intensidade do sinal retroespalhado. Nomeadamente, a interação entre as ondas Bragg e as ondas capilares de superfície dependem dos seguintes efeitos: modulação de in-

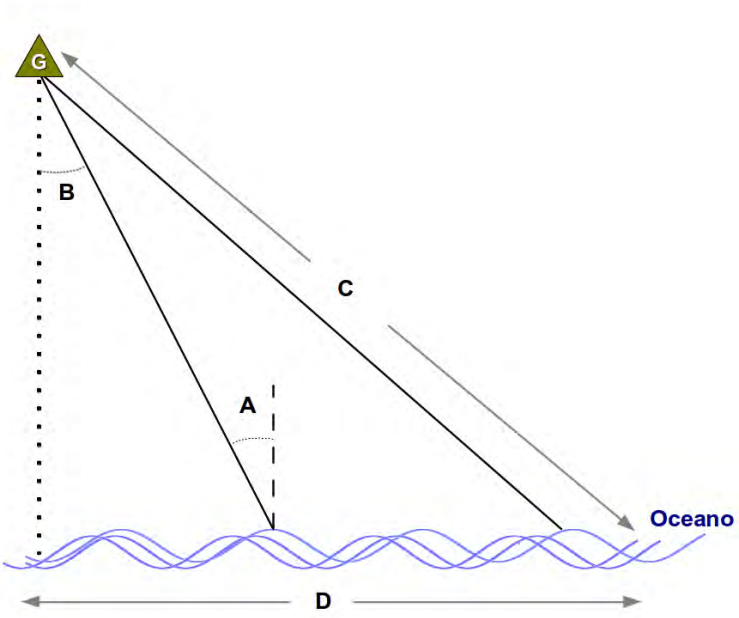

Figura 2.8 - Geometria de imageamento de radar. A - ângulo de incidência. B - ângulo de observação. C - slant range. D - ground range. G - SAR.

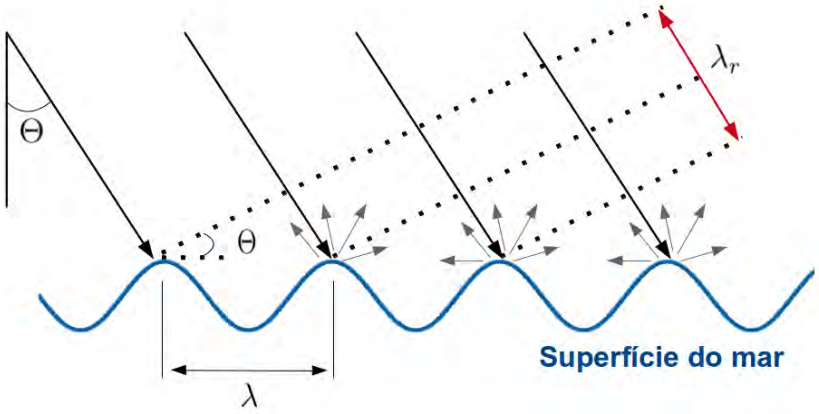

Figura 2.9 - Geometria do espalhamento Bragg.

clinação (“ *tilt*¨), modulação hidrodinâmica e modulação de agrupamento devido à velocidade radial (“*velocity bunching*¨).

A modulação de inclinação (Figura 2.10) está relacionada às variações dos sinais de σ^o devido aos diferentes ângulos de incidência da energia emitida pelo sensor provocadas pelas ondas de maior comprimento (VIOLANTE-CARVALHO et al., 2010). A

energia retroespalhada pelas ondas Bragg está relacionada à inclinação das ondas mais longas, sobre as ondas capilares. Desse modo, a intensidade do sinal retroespalhado será máxima quando as ondas se propagarem perpendicularmente à direção de passagem do SAR e apresentarão valores mínimos quando os deslocamentos forem paralelos (ROBINSON, 2004).

A modulação hidrodinâmica (Figura 2.10) é resultado do movimento circular provocado pela passagem das ondas. Estas variações induzem a uma compressão das ondas capilares na face frontal da crista das ondas longas e uma atenuação na parte posterior, criando padrões de convergência e divergência. Estes padrões provocam incremento e redução da amplitude das ondas capilares, modulando consequentemente, a rugosidade da superfície do mar, que irá influenciar o sinal do σ^o do radar (ROBINSON, 2004).

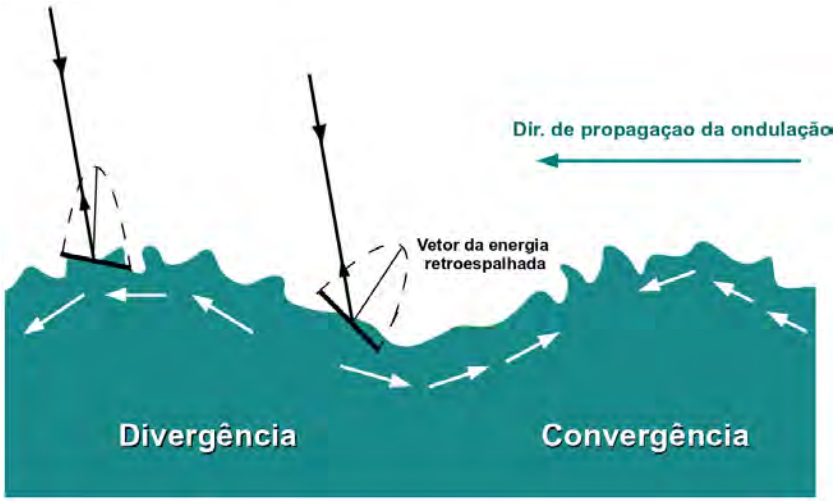

Figura 2.10 - Representação dos processos de modulação hidrodinâmica e inclinação da superfície. As setas brancas representam a componente da velocidade orbital induzida pelas ondas mais longas gerando padrões de divergência e convergência superficial (modulação hidrodinâmica). A amplitude das ondas capilares associadas aos padrões de convergência e divergência também estão apresentados. O vetor de energia retroespalhada sugere que quanto maior a inclinação da onda em relação ao sinal transmitido pelo SAR, maior será o sinal de retorno, caracterizando a modulação por inclinação (Adaptado de Robinson (2004)).

A modulação de inclinação e hidrodinâmica, ocorrem principalmente em ondas que se propagam na direção de alcance (*range*) do SAR e em sistemas de imageamento

por Radar de Abertura Real (ALPERS et al., 1981).O terceiro mecanismo (*"velocity bunching"*) ocorre apenas em sistemas SAR, atuando na detecção de ondas que movem na direção azimutal.

A modulação de agrupamento devido à velocidade radial (*"velocity bunching"*) ocorre devido à variabilidade da velocidade das partículas d'água na direção da linha de visada do feixe radar, provocada pelo movimento orbital quando da passagem das ondas. O sistema SAR utiliza o efeito Doppler para produzir a resolução em azimute. Desse modo, a variação da velocidade radial das partículas na superfície da onda, afastando-se e aproximando-se permanentenente da linha de visada do radar, introduz uma componente de velocidade adicional ao Doppler, interpretado pelo processamento SAR como um deslocamento da posição em azimute.

O deslocamento da posição do alvo na imagem SAR é diretamente proporcional à velocidade orbital das ondas, consequentemente é diretamente proporcional à sua altura e inversamente proporcional ao seu período (VIOLANTE-CARVALHO et al., 2010). Desse modo, temos que, quanto maior a altura e menor o período da onda, maior será o deslocamento das ondas no plano da imagem, resultando num incremento no grau de não linearidade do processo de imageamento (HOLT, 2004).

Este grau de não linearidade no processo de imageamento gera uma região limite de captura de dados pelo radar em alta frequência (ou alto número de onda) chamada de *azimute cut-off*, além da qual não é possível mapear as ondas na imagem, havendo consequentemente perda de informação. Segundo Violante-Carvalho et al. (2010), sistemas SAR orbitais, geralmente não conseguem mapear ondas com comprimento menor do que aproximadamente 150 m se deslocando na direção azimutal e, em virtude da resolução espacial, ondas com comprimentos inferiores a 100 m, mesmo na direção de alcance, não são detectadas pelo SAR.

2.4.1.2 Algoritmos SAR de inversão - Ondas geradas pelo vento

Em teoria, a relação entre o espectro da imagem SAR, $(S(\overrightarrow{k}))$, e o espectro de elevação da superfície do mar, $(E(\overrightarrow{k}))$, pode ser dada pela (equação 2.33);

$$S(\overrightarrow{k}) = T(\overrightarrow{k})E(\overrightarrow{k}) \tag{2.33}$$

onde $T(\overrightarrow{k})$, representa todos os mecanismos (inclinação, hidrodinâmico e *"velocity*

bunching") que modulam o espalhamento Bragg de um campo de ondas em uma imagem SAR, sendo estes também conhecidos como função de transferência de modulação (MTF). Determinando-se a MTF, seria possível inverter a equação 2.33 e obter o espectro de ondas real a partir do espectro SAR (HOLT, 2004).

Entretanto, o imageamento SAR é predominantemente não linear, levando a expressões integrais complexas para a MTF quando a relação direta é adotada. Tentando solucionar esse problema, Hasselmann e Hasselman (1991) e Krogstad (1992), demonstram uma expressão integral para a função de transferência não linear no domínio espectral, obtendo a partir de um processo interativo, o espectro de ondas como uma primeira aproximação, sendo realizada a transformação direta para produzir um espectro de imagem SAR correspondente. Sendo este comparado com o espectro da imagem SAR medida pelo sensor, visando identificar as diferenças até que uma convergência seja alcançada.

Apesar de robusto, o espectro de primeira aproximação é incapaz de retirar a ambiguidade de 180^o no sentido de propagação da onda, sendo necessário, fontes de dados externas para corrigir essa limitação.

Engen e Johnsen (1995), considerando a relação entre a frequência Doppler e o tempo inerente a sistemas de grande largura espectral, tais como o SAR, sugerem a possibilidade da extração de *"looks"* individuais em bandas discretas do espectro Doppler, que correspondem a sucessivas imagens de uma mesma cena em períodos inferiores de integração, suficientes para observar o deslocamento das ondas gerados pelo vento em virtude de sua propagação (Figura 2.11). A partir do deslocamento temporal entre os *"looks"*, é possível resolver a ambiguidade direcional de propagação da onda, que ocorre quando se dispõe de uma imagem SAR.

Desse modo, considerando o espectro cruzado SAR, que é definido como o espectro de Fourier da função de covariância cruzada entre dois *"looks"* separados por um intervalo de tempo é possível remover a ambiguidade direcional dos sistemas SAR. O espectro cruzado é uma função complexa com uma parte simétrica real e uma parte simétrica imaginária. Os picos positivos da parte imaginária indicam a direção de propagação das ondas.

A bordo do satélite ENVISAT está alocado o radar de abertura sintética ASAR, que possui um módulo específico para a geração de espectros de ondas geradas pelo

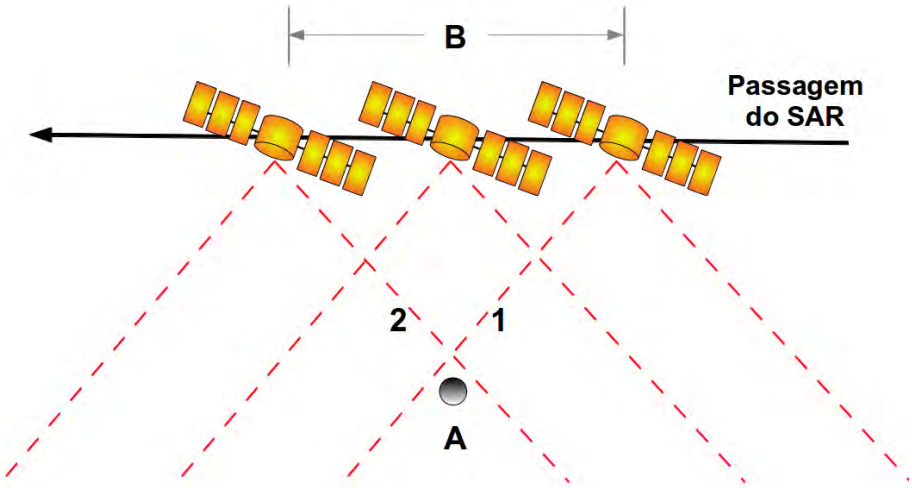

Figura 2.11 - Geometria SAR, mostrando a aquisição de mais de um *look* sobre uma mesma cena imageada. Geração da abertura sintética (B), devido ao período em que o alvo (A) é iluminado pelo radar (instantes 1 e 2).

.

vento, denominado *wave mode*.

Os espectro de ondas do ASAR, são gerados a partir de "imagettes"em duas etapas específicas: a primeira destinada a geração de dados espectrais de vagas, enquanto a segunda, é dedicada a partição de marulhos. Os marulhos normalmente provocam efeitos de imageamento construtivo, ao passo que os efeitos de borramentos (degradação) estão comumente associados aos campos de vagas.

Na primeira etapa, são utilizadas informações sobre velocidade do vento a fim de obter o espectro de vagas. Posteriormente, é aplicada uma transformação linear direta sobre esse espectro. Desse modo, é possível obter a contribuição de ondas de maior frequência no espectro SAR. É importante ressaltar que a direção do vento é determinada por uma fonte de dados externa (normalmente modelagem numérica), uma vez que a partir do SAR não é possível derivar essa informação (explicações sobre as variações do sinal de σ^o em função da direção do vento, estão no tópico 2.4.3). Na sequência, é feita uma comparação entre um espectro SAR teórico com a porção de alta frequência do SAR medido. A diferença entre os 2 espectros serve para ajustar os parâmetros do espectro inicial de vagas. Uma posterior transformação direta não linear é realizada e novamente é feita uma comparação, esta mesma metodologia é repetida até que haja a conversão entre os dois espectros.

Na segunda etapa, a porção do espectro relacionada aos sinais de marulhos é estimada a partir do sinal residual, ou seja espectro SAR observado menos a contribuição não linear das vagas, conforme explicado na primeira etapa. Na sequência, aplica-se a inversão e assume-se que a MTF entre as elevações da superfície do mar e a imagem são lineares. A direção de propagação é estimada analisando-se o espectro cruzado entre *"looks"*. No ENVISAT, é possível imagear continuamente em aproximadamente 0,7 segundo, intervalo no qual, são extraídos três *"looks"*.

2.4.2 Radares altimétricos

Os radares altimétricos são essencialmente sistemas de microondas ativo que quantificam o tempo entre a emissão de um pulso de radar na direção nadir e a recepção do sinal refletido na superfície para a antena(FU; CAZENAVE, 2001). Os pulsos emitidos pelo sistema sensor percorrem o espaço e as camadas da atmosfera até encontrarem a superfície refletora, neste caso, a superfície do mar. O tempo de retorno em que os pulsos de microondas transmitido pelo altímetro são refletidos de volta para a antena do radar, corresponde ao alcance entre o satélite e a superfície da Terra (FU; CAZENAVE, 2001).

Os dados gerados por altimetria orbital são adquiridos de forma contínua sobre o globo terrestre, sendo cada passagem em um ponto discretizada pelo número do ciclo orbital. A grande vantagem da adoção deste tipo de produto está associada a alta resolução temporal dos altímetros, o que possibilita a obtenção constante de dados.

A altura estimada pelo altímetro é dada pela diferença entre a altitude do satélite e o alcance medido pelo radar (Figura 2.12). Além disso, correções da velocidade do pulso de microondas devido aos efeitos de refrações da ionosfera e troposfera devem ser realizadas. Desse modo, é possível minimizar possíveis erros relacionados à interação dos constituintes geofísicos que podem inserir ru'idos no sinal eletromagnético retroespalhado.

A altura da superfície do mar, pode ser estimada a partir da equação 2.34;

$$AND = ATC - ALC \tag{2.34}$$

Onde AND é a altura do nível do mar, ATC é a altitude corrigida, ALC é o alcance corrigido (Figura 2.12). A ATC pode ser obtida por meio da subtração da altitude

com o geóide terrestre, e o ALC por meio do somatório do alcance, correção da troposfera úmida, correção da troposfera seca e a correção da ionosfera.

A altura do nível do mar é considerada com relação a um elipsóide de referência. Uma discussão detalhada sobre a derivação das alturas altimétricas e seus erros associados podem ser encontrados em Souza (2009).

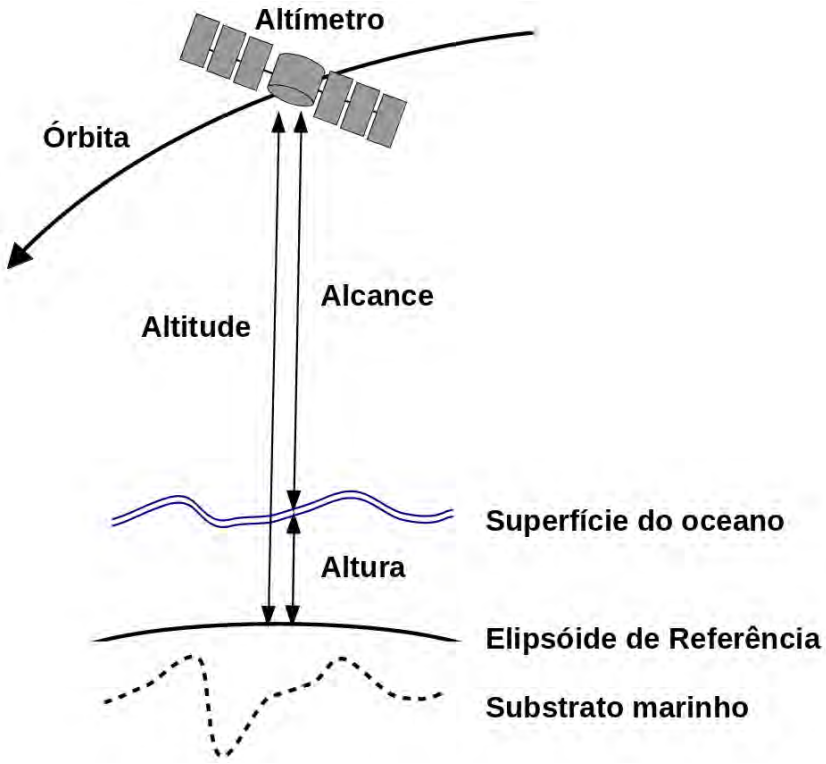

Figura 2.12 - Geometria de aquisição de dados através de altimetria orbital.

A altura das ondas geradas pelo vento introduzem ruído na amostragem altimétrica. O pulso emitido pelo radar altimétrico ao interagir com a superfície, reflete as variações da topografia da superfície do mar. Desse modo, caso a topografia superficial do oceano fosse perfeitamente horizontal, o eco refletido para o altímetro seria um espelho do pulso eletromagnético emitido. A rugosidade da superfície do mar provocada pela ação das ondas geradas pelo vento provoca um "efeito rampa"no retorno do sinal retroespalhado. Efeito este, diretamente proporcional a altura significativa de onda (H_s).

A ação da rugosidade na superfície do mar provocada pela intensificação do vento,

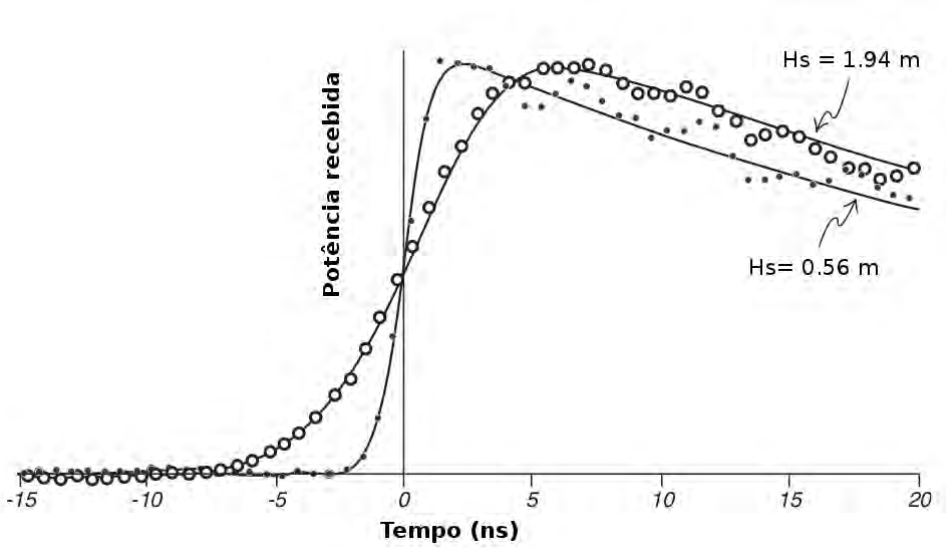

Figura 2.13 - Pulsos recebidos pelo altímetro Seasat, mostrando a influência das ondas no sinal retroespalhado. A forma do pulso é utilizada para o cálculo de H_s (Adaptado de Stewart (2008)).

resulta em uma redução do sinal de retorno do radar. Ou seja, se a superfície do oceano apresenta elevada rugosidade, apenas uma parte da energia emitida pelo altímetro retornará para a antena do radar (ELACHI; ZYL, 2006). Desse modo, o tempo de retorno do eco é utilizado para medir a H_s, além de ser utilizado para corrigir a altura média de topografia do oceano. A Figura 2.13 mostra um exemplo de dois ecos para casos distintos de altura das ondas.

2.4.3 Radares escaterômetros

Segundo Robinson (2004), os escaterômetros representam os modelos mais simples de radar utilizados em sensoriamento remoto. Instalados em aeronaves ou satélites, os radares escaterômetros são utilizados para a determinação do campo de vento marinho. Estes sensores são apontados para a superfície do mar com ângulos de incidência variando entre 20 e 70^o, visando medir o sinal retroespalhado (*backscattering*) da região de visada da antena a fim de determinar o valor de σ^o (também chamado de *Normalized Radar Cross Section* - NRCS), não havendo nenhuma tentativa de preservar a informação de fase após a demodulação do sinal de microondas. Por conseguinte, o sistema não interpreta variações do σ^o nas direções de azimute e alcance.

Em geral, a resolução espacial dos escaterômetros é da ordem de 25 km, ou seja, para cada pixel de 25 x 25 km é dada uma medida de direção e velocidade do vento, não fornecendo portanto, informações com alta variabilidade espacial (BENTAMY et al., 2008). A utilização dos produtos de escaterômetro não é recomendada em regiões costeiras, pois o sinal de retorno do radar pode ser contaminado por sinais refletidos pelo continente (BENTAMY et al., 2009).

Os escaterômetros produzem dados de velocidade do vento com erros médios quadráticos (RMS) de aproximadamente 2 ms^{-1}, sendo capaz de medir velocidades de até 25 ms^{-1}, com acurácia de direção de $\approx 20^o$ (MONALDO et al., 2004).

De acordo com Elachi e Zyl (2006), a base física que permite converter os valores de σ^o em intensidade do vento, reside no fato de que a potência do sinal retroespalhado para o radar é diretamente proporcional à amplitude das ondas capilares de superfície e de curto período, sendo estas moduladas pelo espalhamento Bragg, que por sua vez, esta relacionado com a velocidade do vento próximo a superfície do oceano.

A estimativa da intensidade e direção do vento a partir das medidas de escaterometria, exige a calibração do sinal retroespalhado para todas as possíveis direções do vento em relação ao azimute radar, considerando uma mesma freqüência, ângulo de incidência e polarização (ROBINSON, 2004). Em outras palavras, faz-se necessário determinar a função de modulação do vento derivada a partir do sinal de microondas (equação 2.35). Para tanto, modelos geofísicos tais como o CMOD4 (STOFFELEN; ANDERSON, 1997), derivados a partir de experimentos de campo, resultam em algoritmos para esta finalidade.

$$\sigma_o = \sigma_o(U_{10}, \chi, \psi, P) \tag{2.35}$$

χ representa a direção do vento em relação ao feixe de radar, ψ é o ângulo de incidência e P a polarização.

Assim, intensidade do sinal retroespalhado, além de possuir estreita relação com a magnitude, também depende da direção do vento em relação à direção do feixe do radar (Figura 2.14). Para uma dada intensidade de velocidade de vento, o valor do σ^o será maior quando o vento estiver soprando na mesma direção de visada do radar, ou seja, quando a direção de visada e o vento estiverem alinhados (0^o

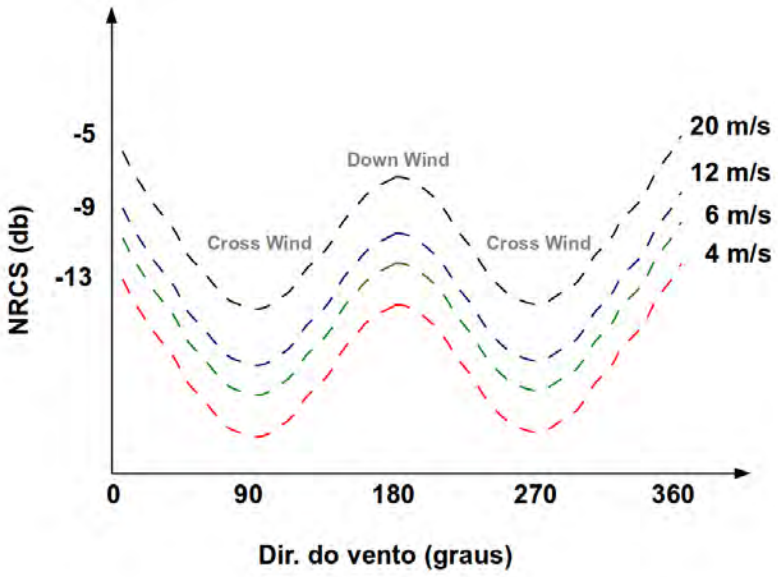

Figura 2.14 - Variação do NRCS em relação ao ângulo relativo entre a direção do vento e a direção de visada do feixe do radar, considerando um ângulo de incidência de 35^o (Adaptado de Claro (2007)).

e 180^o). Os menores valores de NRCS ocorrem quando o vento está ortogonal à direção do feixe radar (90^o e 270^o) (CLARO, 2007). Considerando um mesmo ângulo de incidência e de direção do vento em relação ao radar, o valor do NRCS cresce com o aumento da intensidade do vento. Entretanto, é importante ressaltar que além do vento, outros fenômenos oceânicos e atmosféricos, podem contribuir para uma expressiva modificação nos valores de σ^o, tais como: massas de água com diferentes temperaturas e chuvas (BENTAMY et al., 2002).

Em virtude da não-linearidade existente entre o sinal retroespalhado e a intensidade do vento (Figura 2.14), faz-se necessário a adoção de técnicas que permitam reduzir o efeito de ambiguidade direcional existente no σ^o. Uma estratégia interessante de aquisição de dados é observada no escaterômetro QuikSCAT que funcionou entre os anos de 1999 e 2009. Em sua carga útil, encontrava-se um radar ativo não imageador, operando na banda K com varredura de imageamento de aproximadamente 1800 km (amostrando 90% da superfície oceânica por dia).

Considerando a não linearidade do sinal retroespalhado, o QuikSCAT utilizava o método de varredura cônica para aquisição de dados. A geometria usada na varredura cônica é mostrada na Figura 2.15. A partir da obtenção de várias amostragens em

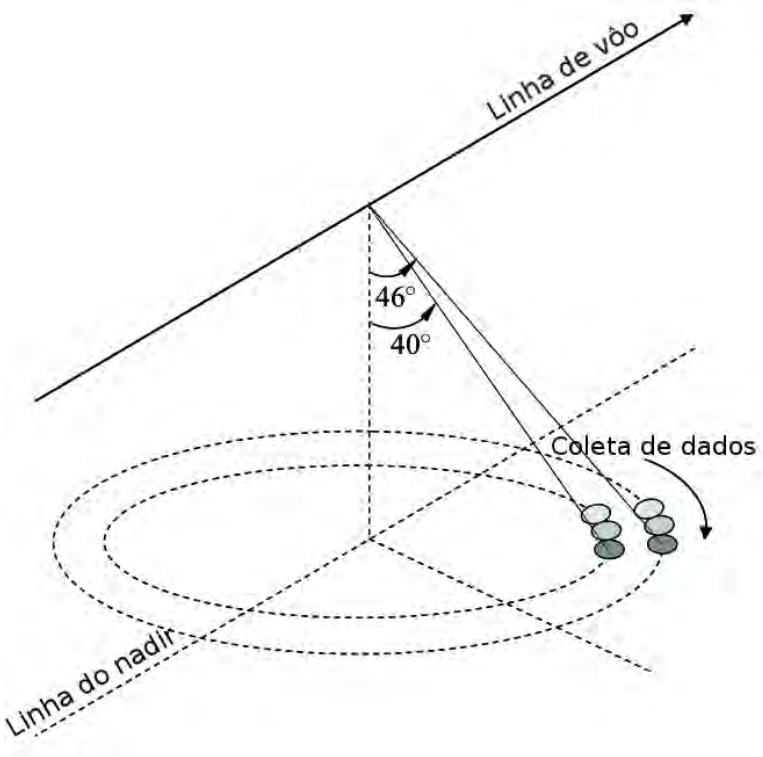

Figura 2.15 - Geometria de coleta de dados do escaterômetro QuikSCAT (Adaptado de Elachi e Zyl (2006)).

uma única varredura, é possível reduzir o efeito da não-linearidade, permitindo inferir a direção de propagação do vento. A figura 2.15 mostra os dois cones de varredura do QuikSCAT. O cone externo (ângulo de incidência 46^o) possui polarização VV, enquanto o cone interno (ângulo de incidência 40^o) apresenta polarização HH. Os dois cones amostram 4 medidas em azimutes distintos por ponto de grade.

2.5 Modelagem numérica

2.5.1 Modelo de ventos ERA-Interim

O ERA Interim é o mais recente produto de reanálise climatológica global produzido pelo *European Centre for Medium-Range Weather Forecasts* - ECMWF, com disponibilidade diária de produtos oceanográficos e meteorológicos, além de uma vasta opção de acesso a índices ambientais previamente calculados.

A reanálise tem como objetivo a criação de cenários climatológicos em horários específicos, visando sanar possíveis descontinuidades resultantes de processos de amos-

tragem, que dificultam ou até mesmo inviabilizam a operação de modelos numéricos de simulação ambiental. Desse modo, a partir do reprocessamento de dados *in situ*, produtos de sensoriamento remoto e modelagem numérica, é possível produzir dados simulados ou de reanálise, que asseguram o preenchimentos de informação ambientais diariamente em horários pré-estabelecidos para todo o globo terrestre. Os dados produzidos por este reprocessamendo, possuem uma ampla aplicação oceanográfica e meteorológica.

Embora tenham sido desenvolvidos para inicializar modelos de previsão, os dados de reanálise vêm sendo amplamente utilizados para fins acadêmicos e operacionais, uma vez que o reprocessamento dos dados fornece um panorama multivariado, espacialmente completo e coerente com os registros de circulação atmosférica global.

Considerando a relevância de suas diferentes aplicações, sucessivas gerações de reanálises atmosféricas vêm sendo produzidas por diversas instituições, visando o contínuo desenvolvimento dos modelos reprocessados numericamente. Dentre os produtos de reanálise global, podemos destacar o NCEP (KALNAY et al., 1996; SAHA et al., 2010) e o ECMWF (GIBSON et al., 1997; UPPALA et al., 2005).

Dados de vento sobre a superfície do oceano produzidos pelo ERA-Interim são produzidos a partir da combinação estatística de dados assimilados por diferentes fontes (*in situ* e remotas), que posteriormente são combinados com modelos de previsão numérica global. O modelo de previsão possui um papel crucial na geração dos produtos de reanálise, permitindo extrapolar em um plano de grade computacional, informações de parâmetros observados localmente.

A precisão dos campos de ventos gerados pelo ERA-Interim naturalmente depende da qualidade da calibração do modelo numérico de previsão, bem como da consistência dos dados coletados *in situ*. Analisando comparativamente os dados obtidos por escaterômetro e ventos derivados do modelo ERA, Chelton e Freilich (2005), Chelton e Freilich (2006) e Bentamy et al. (2009), mostraram existir uma correlação superior a 90% entre os campos de magnitude e direção do vento obtidos por produtos de sensoriamento remoto e modelagem numérica, o que ratifica a qualidade dos produtos gerados por reanálise. Entretanto, em situações de ventos extremos Dee et al. (2011) ressaltam que a reanálise de dados pode preencher lacunas, adicionando fisicamente informações significativas a partir de modelos de previsão, mas não sem incerteza, uma vez que o métodos numéricos de modelagem tendem a suavizar even-

tos extremos em virtude dos processos de intepolação.

Os produtos de reanálise ERA-Interim, provêem diariamente 8 saídas do modelo para os seguintes horários: 0h, 3h, 6h, 9h, 12h, 15h, 18h e 21h, com resolução de grade igual a 0.5^o. Para maiores detalhes e *download* dos dados, acesse: http://www.ecmwf.int/.

2.5.2 Modelo de ondas Wave Watch III

O modelo de ondas Wave Watch III (WW-III), desenvolvido pelo NCEP, resolve a equação de balanço linear para a densidade de ação em função do número de onda k e de uma direção θ. A equação 2.36 declara implicitamente as variações das escalas espaciais e temporais das componentes do espectro que são significativamente menores do que as escalas de variação do espectro, da profundidade e da velocidade das correntes. Dessa forma, assume-se que as variações da profundidade e das correntes ocorrem lentamente num tempo t e espaço $\overrightarrow{x}$, sendo então desprezado o efeito de difração das ondas.

$$\frac{DA(k,\theta,\overrightarrow{x},t)}{Dt} = S(k,\theta,\overrightarrow{x},t) \tag{2.36}$$

Na presença de correntes, a energia das componentes espectrais não é conservada. Do contrário, considerando a ausência de corrente a energia das componentes (E) é conservada. De acordo com Tolman (2009), como a densidade de ação é conservada ($A = E/\vartheta$), utiliza-se o espectro de densidade de ação ($A(k,\theta) = E(k,\theta)/\vartheta$). Desse modo, a propagação das ondas será descrita pela equação 2.37;

$$\frac{DA}{Dt} = \frac{S}{\vartheta} \tag{2.37}$$

D/Dt é a derivada total (movendo-se com um componente de onda). S esta relacionada com as fontes de energia e ϑ é a frequência intrínseca, que esta relacionada ao comprimento de onda pela relação de dispersão oriunda da teoria linear (Equação 2.38);

$$\vartheta^2 = gktanh(kh) \tag{2.38}$$

Podemos relacionar ϑ à frequência absoluta (ω) utilizando a equação Doppler (equação 2.39);

$$\omega = \vartheta + \overrightarrow{k} . \overrightarrow{U} \tag{2.39}$$

U representa o vetor velocidade média da corrente no tempo.

Se desconsiderarmos os valores de intensidade de corrente (como no caso do presente trabalho), como condição de contorno para o modelo, teremos $\omega = \vartheta$.

A equação 2.37 considera linear a propagação no lado esquerdo da expressão. Desse modo, os efeitos não lineares (i.e. interações onda-onda) surgem em S. O modelo WW-3 calcula essa equação em partes consecutivas para propagação do campo de ondas no espaço, no domínio intraespectral e nos termos fonte. O detalhamento matemático das resoluções de propagação espacial e intraespectral desse modelo está fora do escopo desse trabalho, mas pode ser consultado em Tolman (2009).

2.5.2.1 Termos fonte

No modelo WW-III o termo fonte (S) é dividido em quatro termos; fonte de energia do vento (S_{in}), interação não linear (S_{nl}), dissipação de energia por encapelamento (S_{ds}) e interação da onda com o fundo (S_{bot}), podendo então ser expresso de maneira simplificada pela equação 2.40.

$$S = S_{in} + S_{nl} + S_{ds} + S_{bot} \tag{2.40}$$

Segundo Tolman (2009), o esquema numérico utilizado nos termos fontes do WW-III é adaptado da metodologia numérica utilizada no modelo WAM (WANDI, 1988).

Os termos fonte de energia do vento e de dissipação representam processos distintos, porém considerados como inter-relacionados, uma vez que o equilíbrio entre esses dois termos fonte influência o desenvolvimento do modelo de ondas. No WW-III, existem duas combinações disponíveis de termos fonte: a utilizada no modelo WAM ciclos 1 a 3 e a parametrização de Tolman e Chalikov (1996).

O efeito do termo não linear pode ser descrito da seguinte forma: na região do

espectro próximo ao pico de energia, o ganho energético cedido pelo vento é superior a dissipação. A energia em excesso é transferida pelas interações não lineares às altas e baixas frequências. Nas altas, a energia é dissipada, uma vez que essas ondas possuem curto período , levando ao encapelamento do mar. A energia transferida para as baixas frequências leva ao crescimento de novas componentes de onda no espectro, resultando numa migração do pico de energia nessa direção (WMO, 1998).

O termo de interação da onda com o fundo do mar é modelado usando a parametrização proposta por Hasselmann et al. (1973). A descrição completa da modelagem de todos os termos fonte pode ser consultada em Tolman (2009).

3 MATERIAIS E MÉTODOS

3.1 Descrição da área de estudo

A área de estudo está localizada entre as longitudes 10^{o}E e 60^{o}W e entre as latitudes 10^{o}S e 50^{o}N, compreendendo o Atlântico norte tropical e de médias latitudes (Figura 3.1). Esta região foi escolhida devido a alta variabilidade sazonal do clima de ondas, associada principalmente com o regime de tempestades do hemisfério norte e devido a influência da zona de convergência intertropical (ITCZ) (CHEN et al., 2002; YOUNG, 1999). Em virtude do deslocamento meridional da ITCZ para o sul do Equador durante os meses de dezembro a abril, trens de marulhos formados no Hemisfério Norte podem incidir na costa norte do Brasil, promovendo danos às infra-estruturas costeiras, além de representar uma ameaça à vida humana (MAIA, 1998).

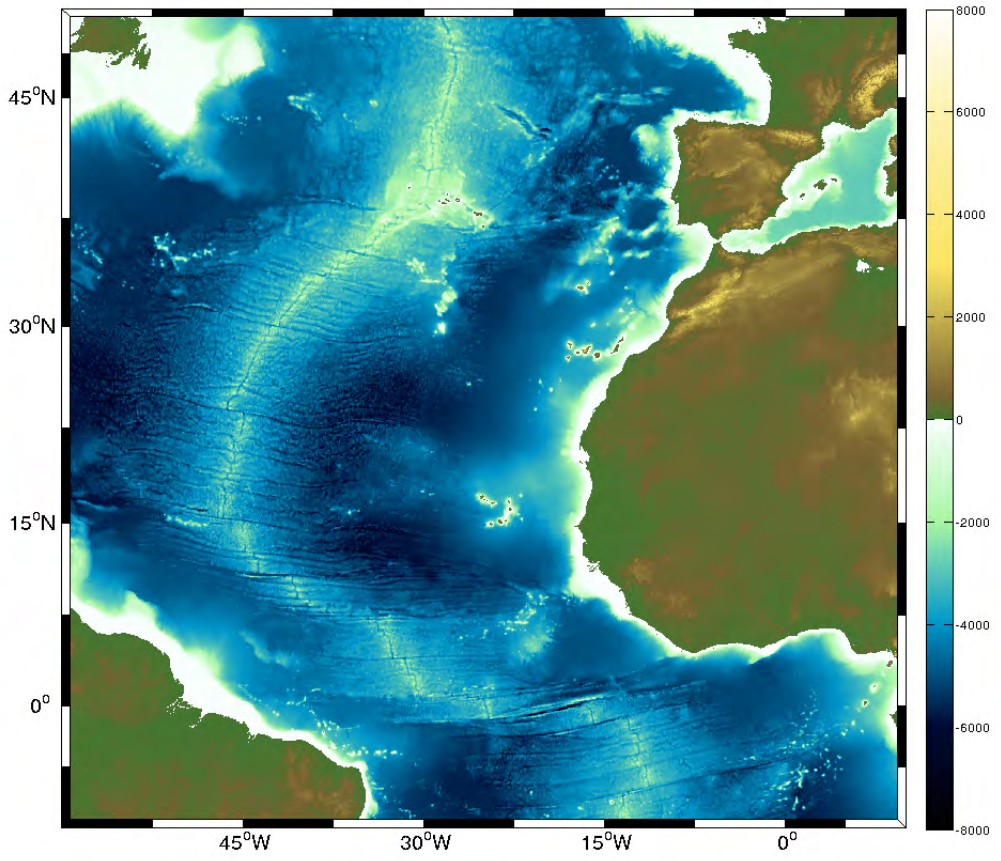

Figura 3.1 - Área de estudo. A barra colorida no canto direito, apresenta a distribuição da topografia (valores positivos) e da batimetria (valores negativos) em metros.

A climatologia de ondas geradas pelo vento nesta região é evidenciada pela distribuição bem definida dos valores de H_s, estando as maiores ondas na região do Atlântico de médias latitudes, com picos de altura significativa de onda durante o inverno do hemisfério norte, período de maior ocorrência de tempestades. Em contraste, as regiões equatoriais apresentam pouca variabilidade sazonal. Os campos de onda na região, mostram uma diminuição progressiva de H_s das altas latitudes para o equador.

Segundo Chen et al. (2002), existe uma estreita relação entre a geração dos campos de marulhos e a climatologia das tempestades de inverno no hemisfério norte. De acordo com Hanley et al. (2010), os ventos fortes associados com os sistemas de baixa pressão que passam pelas faixas de médias latitudes, são os principais responsáveis pela geração dos campos de marulhos nessa região. Os fortes ventos ao longo do ano no Hemisfério Norte, são comumente intensificados por tempestades de inverno. Nessa época, os trens de marulhos são normalmente gerados por tempestades e podem se propagar a milhares de quilômetros de sua região de geração através da bacia do oceano Atlântico (DRENNAN et al., 2003).

O clima de vagas na região de estudo é fortemente controlado pela ITCZ, responsável pela origem dos ventos alísios de nordeste e sudeste que convergem sobre esta região (PIANCA, 2010). Durante o ano, a ITCZ realiza sua migração meridional, exercendo um controle significativo sobre os regimes de vento local e, por conseguinte, na geração dos campos de vagas no Atlântico (CHEN et al., 2002).

Em geral, observa-se que durante o inverno do HN, com a migração da ITCZ para o sul, os ventos dominantes são os alísios de nordeste, provenientes do hemisfério norte. Devido à extensão do *fetch*, as ondas alcançam à costa norte do Brasil completamente desenvolvidas e na forma de marulhos (MAIA, 1998). Estas ondas, formadas no hemisfério norte, se propagam para águas rasas perdendo velocidade, mas em função da conservação da energia, apresentam um aumento de sua altura, fenômeno denominado de *shoaling* (KOMEN et al., 1994). Nas demais estações do ano, devido a migração da ITCZ para norte, os ventos dominantes passam a ser os alísios de sudeste, havendo um desenvolvimento das ondas do tipo vaga (PIANCA, 2010).

Entretanto, apesar deste padrão sazonal bem definido no clima de ondas da região, eventos anômalos como a entrada de marulhos em Setembro e Outubro normalmente associados à passagem de furacões e/ou tempestades no Caribe/EUA já foram dis-

cutidos na literatura (INNOCENTINI et al., 2005). Estas ondas são particularmente perigosas para as operações marítimas no costa norte do Brasil devido a sua direção de aproximação, com registros extremos de Noroeste, e neste caso, entrando francamente no atracadouro dos portos.

Devido a relevância científica e econômica deste tema, o presente trabalho tem como objetivo, identificar os principais sítios de geração de marulhos no Atlântico de médias latitudes, avaliar a distribuição espaço-temporal dos campos de ondas geradas pelo vento e por fim, identificar os padrões de propagação dos marulhos gerados no hemisfério norte que incidem na costa norte do Brasil. Para tanto, foram agrupados dados de sensoriamento remoto e modelagem numérica em toda a área de estudo durante os anos de 2002 a 2008 (7 anos) numa grade com resolução espacial de 2x2^o.

3.2 Sensoriamento Remoto

Os produtos de sensoriamento remoto utilizados nessa tese foram: **1** - ASAR modo *"Wave"* ; **2** - Dados de velocidade e direção do vento do radar escaterômetro QuikSCAT e **3** - Dados de H_s derivados de diferentes radares altimétricos.

3.2.1 Radar de abertura sintética

Para a presente tese, foram utilizados produtos ASAR modo *"Wave"*, que correspondem aos espectros de ondas derivados de *"imagettes"* do sensor ASAR, que é o radar de abertura sintética a bordo do satélite ENVISAT.

Operando com com ângulo de incidência de 23^o e polarização vertical/vertical (VV), o ASAR modo *"Wave"* captura as *"imagettes"* com dimensões que variam de 5 km x 5 km até 10 km x 10 km, obtidas em intervalos de 100 km ao longo da órbita. O algoritmo desenvolvido pela ESA para processamento dos dados ASAR modo *"Wave"* utiliza o espectro cruzado obtido pela combinação de pares de *"looks"* (período em que um alvo permanece iluminado) de imagens complexas, como descrito por (ENGEN; JOHNSEN, 1995). A técnica de análise espectral cruzada fornece informação sobre a direção de propagação através da parte imaginária do espectro cruzado, sem a necessidade de se recorrer a modelos de previsão de ondas.

Os espectros direcionais de onda utilizados neste trabalho foram obtidos junto à ESA, podendo ser visualizados em um diagrama de roseta com resolução direcional de 10^o, contendo 24 intervalos de comprimentos de onda em escala logarítmica de

30 a 800 metros.

Para a identificação dos sítios de geração e análise dos padrões de propagação de marulhos, foram utilizados aproximadamente 8000 espectros de ondas, distribuídos em 28 estudos de caso analisados entre 2002 e 2008 para a região de estudo. Isso corresponde a aproximadamente 285 espectros ASAR processados e interpretados para cada evento estudado.

Neste trabalho serão apresentados e discutidos 5 estudos de caso entre 2002 e 2008 que foram escolhidos aleatoriamente, aonde foi possível identificar os principais sítios de de geração de marulhos. Além disso, os padrões de propagação destes estudos de caso foram monitorados e posteriormente comparados com produtos de modelagem numérica (WW-III).

3.2.2 Escaterômetro QuikSCAT

O radar escaterômetro QuikSCAT foi desenvolvido para gerar dados de direção e velocidade do vento sobre a superfície do mar. O satélite iniciou suas operações em 1999, tendo coletado diariamente dados de vento até 23 de Novembro de 2009, data esta em que parou de operar.

O QuikSCAT operou na banda K_u, com polarização vertical (VV) e varredura orbital de 1800 km, sendo capaz de amostrar diariamente aproximadamente 90% da superfície do oceano. O sensor tinha a capacida de medir ventos de 3 a 25 ms^{-1}, com resolução espacial de 25 x 25 km, acurácia de 20^o na direção e 2 ms^{-1} em intensidade (BENTAMY et al., 2009).

No presente trabalho, utilizamos produtos médias mensais do escaterômetro QuikSCAT para avaliar a distribuição espaço-temporal da climatologia dos ventos associados com a distribuição de ondas na região do Atlântico tropical e de médias latitudes entre 2002 e 2008 (84 produtos) com resolução de 2 x 2^o. Para a análise dos sítios de geração de marulhos, foram utilizados produtos diários com a resolução padrão do escaterômetro, visando identificar com maior exatidão os campos de tempestades no oceano.

Os dados do QuikSCAT foram obtidos junto ao *Physical Oceanography Distributed Active Archive Center* - PODAAC da NASA. Os dados do QuikSCAT podem ser obtidos pelo site: http://podaac.jpl.nasa.gov/.

3.2.3 Radar altimétrico

Visando analisar a distribuição espaço-temporal do campo de ondas em nossa região de estudo, foram utilizados dados de altura significativa de onda (H_s) derivados de diferentes missões de altimetria. Os produtos de H_s foram obtidos através do Aviso/Altimetry Center. Os dados podem ser acessados pelo site: http://www.aviso.oceanobs.com/en/home/index.html.

Os produtos gerados por diferentes missões, têm por objetivo, conceber uma grade regular de amostragem em escala global que permite a análise da climatologia de ondas. Os radares altimétricos utilizados para a geração dos produtos utilizados nesta tese foram: Topex/Poseidon, ERS-2, Geosat Follow-on (GFO), Jason-1, Envisat e Jason-2. A Tabela 3.1 apresenta o período em que cada um desses altímetros estiveram em operação.

Tabela 3.1 - Diferentes altímetros utilizados neste trabalho e seus respectivos períodos de operação.

Radar altimétrico	**Período de operação**
Topex/Poseidon	08/1992 até 01/2006
GFO	02/1998 até 11/2008
ERS-2	04/1995 até 08/2011
Jason-1	07/2001 até o presente
Jason-2	06/2008 até o presente
Envisat	03/2002 até o presente

Foram utilizados 84 produtos mensais (entre 2002 e 2008) de H_s derivados de diferentes sensores altimétricos. Os dados foram interpolados para uma resolução de 2 x 2^o visando analisar distribuição de ondas na região do Atlântico tropical e de médias latitudes. Nos 5 estudos de caso aonde os centros de geração de marulhos são detalhados, foram utilizadas as passagens diárias dos diferentes altímetros (sem interpolação), visando analisar as variações de H_s ao longo do dia em que o evento extremo foi identificado pelo SAR.

3.3 Modelagem numérica

Para fins de comparação com os produtos de sensoriamento remoto, foram utilizados dados de modelagem numérica oriundos do Wave Watch - III (para ondas) e do

ERA-Interim (para ventos).

3.3.1 ERA-Interim

O ERA-Interim é o mais recente produto de reanálise atmosférica global produzido pela *European Centre for Medium-Range Weather Forecasts* (ECMWF). O projeto ERA-Interim têm como objetivo servir de suporte para inicializar modelos de previsão numérica, embora seja comumente utilizado para fins de validação de produtos de sensoriamento remoto.

Os dados de intensidade e direção do vento a 10 metros da superfície do oceano utilizados nesse trabalho foram gerados pelo modelo ERA-Interim com uma resolução espacial de 0.5^o de latitude e 0.5^o de longitude. Esses produtos foram utilizados para dois fins específicos:

- Inicializar o modelo de ondas Wave Watch III;
- Analisar possíveis diferenças entre os dados do ERA-interim e o escaterômetro QuikSCAT nos principais sítios de geração de marulhos identificados neste trabalho.

Foram utilizados dados mensais como suporte a análise climatológica dos campos de ondas. Resultados de médias diárias foram adotados nos 5 estudos de caso destinados a detalhar a geração dos campos de marulhos em nossa região de estudo.

3.3.2 Wave Watch - III

O modelo de ondas foi forçado com informações de vento disponibilizadas pelo ECMWF. O campo de ventos utilizado é fornecido a cada 3 horas com resolução espacial de 0.5^o de latitude x 0.5^o de longitude.

Os produtos de modelagem foram gerados para o período de 01/01/2002 a 31/12/2008, a partir de uma grade global com resolução de 1^o aninhada a uma grade regional com resolução de 0.5^o para a nossa região de estudo, sendo utilizada a batimetria do modelo ETOPO2v2g, disponível no site da *National Oceanic and Atmospheric Administration* - NOAA, com resolução de 2 minutos de grau (http://www.ngdc.noaa.gov/mgg/global/relief/ETOPO2/ETOPO2v2-2006/ETOPO2v2g/).

Os dados do WW-III foram utilizados para a análise climatológica dos diferentes parâmetros de ondas na região de estudo, bem como foi utilizada para fins de comparação com dados de sensoriamento remoto, no que concerne a análise dos sítios de geração de campos de marulhos e na avaliação comparativa dos padrões de propagação de ondas geradas no hemisfério norte que atingem a costa norte do Brasil.

3.4 Índice de vagas e marulhos (*windsea and swell index*)

Nas últimas décadas, a comunidade acadêmica vêm demonstrando notório interesse no desenvolvimento de equações que possibilitem quantificar a distribuição dos campos de vagas e marulhos em diferentes estados de mar (PIERSON; MOSKOWITZ, 1964; HASSELMANN et al., 1973; KAHMA, 1981; HWANG et al., 1998).

De acordo com Komen et al. (1994), em condições de mar em desenvolvimento, a intensidade do vento e a altura significativa de onda seguem uma relação monotônica. Esta afirmativa é válida até o estágio aonde o estado do mar encontra-se completamente desenvolvido. Normalmente, nesta etapa final, a velocidade de fase correspondente à onda de pico dominante, excede a velocidade do vento local (SVERDRUP; MUNK, 1947).

Vários autores (SVERDRUP; MUNK, 1947; PIERSON; MOSKOWITZ, 1964; EWING; LAING, 1987), sugerem relações distintas para o cálculo da altura de onda significativa (H), considerando estados de mar totalmente desenvolvidos. Neste estudo, adotou-se a relação descrita por Hasselmann e coauthors (1988) (equações 3.1 e 3.2).

$$H_p = 1.614 \times 10^{-2} U_{10}^2 (0 \leq U_{10} \leq 7.5 ms^{-1}) \tag{3.1}$$

$$H_p = 10^{-2} U_{10}^2 + 8.134 \times 10^{-4} U_{10}^3 (7.5 < U_{10} \leq 50 ms^{-1}) \tag{3.2}$$

Onde U_{10} (ms^{-1}) corresponde a velocidade do vento a 10 metros de altura e H_p é a altura significativa de onda (em metros) para condições de mar plenamente desenvolvido.

Considerando que é possível mensurar U_{10} e H_p com razoável precisão a partir de dados de sensoriamento remoto, pode-se então admitir a possibilidade de estimar a

distribuição de vagas e marulhos derivados de sensores orbitais. Uma fonte potencial de dados para tal estimativa são os altímetros, que fornecem medidas coincidentes de U e H no nadir. Entretanto, estudos sugerem que as medições da intensidade do vento derivadas de altimetria, podem ser afetadas por marulhos que não estão diretamente associados ao campo de vento local (GLAZMAN; PILORZ, 1990; GOURRION et al., 2000). Nesses casos, a resposta do σ^o do radar, não é um reflexo puro da rugosidade do campo de ondas de curto período geradas devido à ação do vento local.

Buscando solucionar esse problema Chen et al. (2002), sugerem a utilização de dados remotos (U e H) oriundos de sistemas de coleta independentes. Nesse sentido, medidas realizadas por escaterômetros são menos afetadas pelo estado do mar, em virtude do espalhamento Bragg predominante neste sistema de aquisição de dados (QUILFEN et al., 1999).

Utilizando dados de altimetria e escaterômetria, Chen et al. (2002) demonstraram que, a partir de produtos de sensoriamento remoto, é possível particionar campos de vagas e marulhos em escala global. Segundo os autores, a relação que descreve a predominância de marulhos em oceano aberto, é dada pela fração de energia proveniente dos campos de marulhos (E_s), podendo esta, ser derivada a partir das equações 3.1 e 3.2. A energia total das ondas (E_o) pode ser dada pelo altímetro, partindo da relação ($H_s = 4E^{1/2}$) (equação 3.3).

$$S = \frac{E_s}{E_o} = 1.0 - [H_p(U_{scat})/H]^2 P_w \tag{3.3}$$

Onde H_{alt} é a altura significativa de onda medida pelo altímetro e H_p é a altura de onda para o estado de mar completamente desenvolvido, sendo este último parâmetro determinado através das equações 3.1 e 3.2, utilizando a velocidade do vento oriunda do escaterômetro (U_{scat}). O parâmetro P_w é dado pela equação 3.4

$$P_w = N_w/N \tag{3.4}$$

Onde N_w é o número de eventos de vagas. Desse modo, $N = N_w + N_s$, sendo N_s o número de eventos de marulhos. O parâmetro P_w é dado em função da frequência de vagas. Assim, é possível definir o índice P_s, como a frequência de ocorrência de marulhos, estando este, diretamente associado a probabilidade de marulhos presentes

(equação 3.5).

$$P_s = N_s/N \tag{3.5}$$

Neste trabalho, os valores de P_s e P_w utilizados, foram calculados por Chen et al. (2002) para a região do Atlântico Norte. A partir da equação 3.3, é possível definir o índice de vagas (W), que pode ser interpretado como o potencial de crescimento das ondas (equação 3.6).

$$W = \frac{E_p - E_w}{E_p} = 1.0[H/H_p(U_{scat})]^2 P_w \tag{3.6}$$

E_w é a energia de onda relacionada a componente de vagas, podendo ser estimada por $E_o \times P_w$.

É importante notar que em condições de regimes de marulhos puros, teremos: $U_{scat} = O$ e $H_{alt} > 0$, ou seja, $S = 1$. Para regimes puros de vagas, têm-se que: $U_{scat} > 0$, $H_{alt} = 0$ e $W = 1$. Em condições de mar desenvolvido (*fully developed wind sea*), U_{scat} e H_{alt} seguem as equações 3.1 e 3.2 e $S = W = 0$.

Desse modo, essas relações assumem que o oceano pode ser dominado em proporções distintas por marulhos e vagas. Os valores de P_s e P_w podem variar sazonal e/ou geograficamente. Em nosso estudo, foram analisadas as variabilidades sazonais de nossa área de interesse para os períodos entre 2002 e 2008.

3.5 Análise de aglomerados difusos

Em contraste com a teoria clássica de conjuntos, onde um indivíduo pode pertencer ou não a uma coleção de elementos, a teoria dos conjuntos difusos permite que o indivíduo possa pertencer a uma ou mais coleções de elementos. Zadeh (1965), introduziu a teoria dos conjuntos difusos para lidar com informações imprecisas em um contexto matemático. Desse modo, é possível estender os conceitos da teoria clássica de conjuntos, permitindo a adesão parcial ou intermediária de elementos a uma determinada classe.

Vamos considerar um universo que contém n elementos x que atendem a condição S={x}. Na teoria clássica de conjuntos, dado um subconjunto A de S, cada elemento

x pode pertencer ou não ao subconjunto A. Podemos definir o fator de pertencimento a este subconjunto A através da função f_a mostrada em 3.7.

$$f_a = \begin{cases} 1, & \text{se} \quad x \in A, \\ 0, & \text{se} \quad x \notin A. \end{cases} \tag{3.7}$$

onde f_a é chamado de função de pertencimento ou pertinência.

De acordo com a teoria dos conjuntos difusos, a função de pertinência é alterada visando permitir uma função de pertencimento graduada ($0 \leq f_i(x) \leq 1$). Assim, é possível obter a adesão parcial para cada conjunto difuso. Neste sentido $f_i(x)$ representa a probabilidade de que x pertença ao conjunto i, e os conjuntos de c são todos os conjuntos possíveis sob a condição 3.8.

$$\sum_{i=1}^{c} f_i(x) = 1 \tag{3.8}$$

No presente trabalho, foi adotado o algoritmo difuso denominado *Fuzzy C-Means* (FCM) desenvolvido por Dunn (1973) e aprimorado por Bezdek (1981). Freqüentemente usado em reconhecimento de padrões, esta técnica difusa é um método que permite unir nuvens de pontos em dois ou mais aglomerados. Segundo Bezdek (1981), aglomerados são definidos como grupos de pontos que apresentam semelhança de acordo com alguma medida de afinidade. Normalmente, esta similaridade é definida considerando a proximidade dos pontos de acordo com uma função matemática.

Os aglomerados que representam uma classe específica onde cada membro possui adesão plena, ou seja, não pertencem a quaisquer outro grupo de pontos, podem ser classificados como classes descontínuas ou discretas. Por outro lado, as classes em que cada membro pertence, em certa medida a dois ou mais aglomerados, são denominados como classes contínuas (MCBRATNEY; GRUIJTER, 1992). Essas classes são uma generalização da teoria dos conjuntos difusos, podendo variar entre 0 e 1, onde 1 representa o centro do aglomerado (associação perfeita) e 0 representa a dissociação completa em relação ao aglomerado.

O algoritmo FCM tenta minimizar a função objetivo J_m a partir da equação 3.9;

$$J_m = \sum_{j=1}^{N_s} \sum_{i=1}^{N_c} \mu_{ij}^m d^2(X_j V_i) \tag{3.9}$$

onde: N_s é o número total de observações sobre um conjunto j; N_c representa o número de total de aglomerados i que se deseja particionar; d é a distância euclidiana entre o vetor X_j e o centro do aglomerado difuso V_i; μ_{ij} é o valor de pertinência da j^{th} observação para o i^{th} aglomerado (variando entre 0 e 1) e m é o expoente de ponderação (inicialmente igual a 2). Valores elevados (próximos a 1) indicam uma forte associação entre uma variável qualquer ρ com o centro do aglomerado difuso. O método FCM permite, desse modo, que um parâmetro possa fazer parte de um ou mais conjuntos. Em nosso trabalho, adotamos apenas duas classes de aglomerados (1 - região de geração de marulhos e 2 - região que não pertence a zona de geração de marulhos).

3.6 Propagação de marulhos em grandes círculos

Se quisermos prever o espectro das ondas em um determinado local no oceano, é necessário monitorar todas as variáveis físicas envolvidas a partir de um ponto inicial até o ponto de previsão, considerando todos os efeitos de dissipação de energia e interação com o meio (TOLMAN, 2009). Ou seja: é necessário integrar a equação que descreve a evolução da energia das ondas enquanto esta viaja ao longo de seu raio a uma dada velocidade de grupo, da região de geração até o ponto de previsão.

Nesse íntere, é creditado a Munk et al. (1963) a teoria clássica de desenvolvimento de marulhos em águas profundas, denominada como teoria de propagação em grandes círculos. Segundo Munk et al. (1963), partindo de uma posição inicial no oceano ϕ_0, λ_0 (longitude e latitude) e direção de propagação θ_o, os campos de marulhos em águas profundas descrevem uma trajetória em grandes círculos. Se considerarmos uma distância X a um dado tempo t, a propagação de um trem de marulhos pode ser descrita por 3.10;

$$X = (t - t_o).C_g = \frac{(t - t_o).g}{4\pi f} \tag{3.10}$$

onde C_g é a velocidade de grupo em águas profundas (estimada a partir de T_p), f é a frequência de pico e t_o é o tempo inicial no qual um campo de ondas foi observado.

Isso corresponde a uma distância esférica $\alpha = X/R$ ao longo de um grande círculo, onde R é representa o raio da Terra.

A partir dos dados ASAR *wave mode* é possível derivar o espectro do número de onda, o período de pico e a direção de propagação do campo de onda dominante. De posse destas informações e, considerando as propriedades físicas descritas pela teoria de propagação em grandes círculos, é possível propagar um trem de ondas em função do tempo, podendo deste modo, estimar sua região de geração e direção de propagação preferencial. Considerando a teoria de Munk et al. (1963), Ardhuin et al. (2009) e Collard et al. (2009) utilizaram dados SAR em diferentes localidades e provaram que é possível acompanhar a evolução de campos de marulhos em intervalos de até 10 dias, o que permite prever a chegada dessas ondas em regiões costeiras.

Delpey et al. (2010) utilizando a metodologia descrita por Collard et al. (2009), mostrou que a partir dos espectros ASAR *wave mode* é possível criar mapas bidimensionais de propagação de ondas em grandes círculos, o que possibilita uma visão global dos campos de marulhos no oceano em tempo quase real. Estes dados podem ser utilizados para monitorar e prever a extensão espacial e a evolução temporal de campos de propagação de marulhos.

No presente trabalho, foram utilizados seqüências de espectros SAR *wave mode* para identificar os padrões preferenciais de propagação dos campos de marulhos na região do Atlântico norte tropical e de médias latitudes. Além disso, a metodologia foi utilizada para definir as principais zonas de geração dos campos de marulhos na área estudada. Para isso, a teoria de Munk et al. (1963) foi empregada em três etapas distintas: na primeira, os espectros SAR foram retropropagados e, de posse da zona de convergência das trajetórias, foi aplicada lógica nebulosa visando identificar as regiões de formação de marulhos. Na segunda etapa, os campos de ondas foram propagados e descritos, visando identificar e caracterizar as regiões preferenciais de incidência de marulhos. Por fim, as informações foram integradas e o comportamento do campo de ondas na região pôde ser analisado.

3.7 Análise dos padrões de propagação - Cinturão de bóias virtuais

Com o objetivo de capturar parâmetros que permitissem a análise quantitativa dos campos de marulhos derivados de espectros SAR propagados em grandes círculos, foi

necessário construir um *"cinturão de bóias virtuais"*. Desse modo, foi então possível caracterizar os campos de marulhos gerados no Atlântico de médias latitudes que atingem a costa brasileira.

Foram implementadas 26 bóias virtuais na latitude 5^oN e entre as longitudes 50^oW e 35^oW, o que corresponde a toda a região adjacente a costa norte do Brasil (Figura 3.2). Devido as dimensões espaciais da nossa estação de coleta virtual ($\approx 15^o$), os dados SAR capturados foram integrados, visando caracterizar o padrão geral do clima de marulhos incidentes sobre essa região.

A análise quantitativa foi baseada nos cinco estudos de caso que serão discutidos na presente tese. Três variáveis ondulatórias derivadas dos espectros SAR foram capturadas pelas bóias virtuais, sendo estas: período, direção de incidência do campo de ondas e tempo.

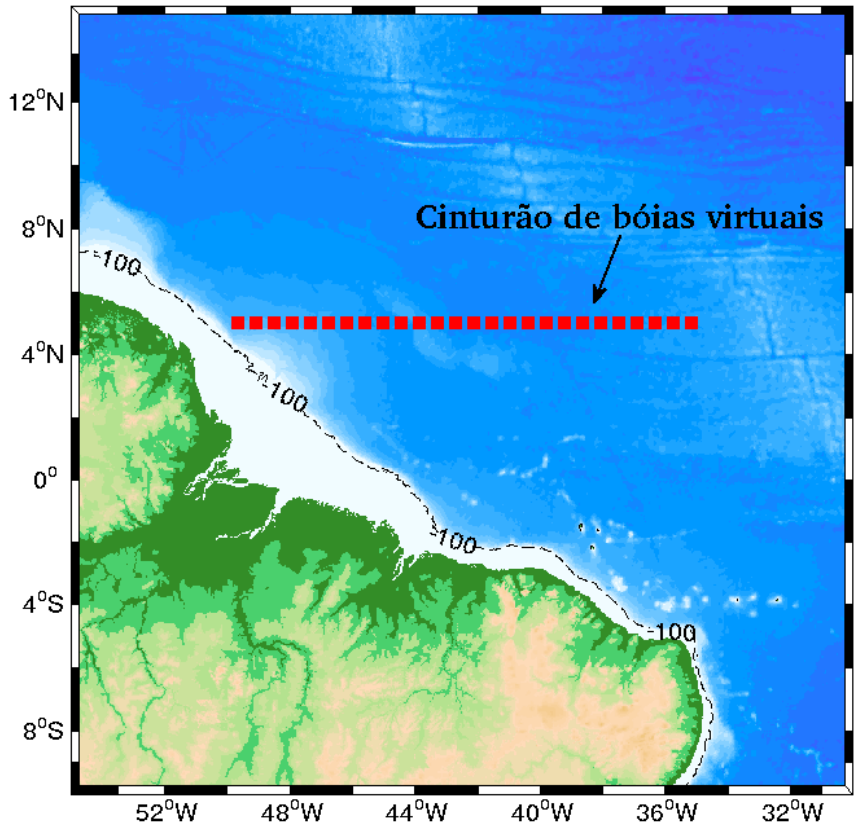

Figura 3.2 - Cinturão de bóias virtuais representadas pelos quadrados vermelhos. Note que a cota de 100 m de profundidade está ressaltada pela linha pontilhada.

Considerando que o nosso intento visa analisar de modo integral os campos de marulhos gerados por uma mesma fonte, optou-se por uma conformação zonal do *"cinturão"* de coleta, visando minimizar a possibilidade de análises conjuntas de eventos gerados por fontes distintas.

É importante salientar que o método de propagação em grandes círculos destina-se apenas para a análise dos padrões de propagação em águas profundas (COLLARD et al., 2009). Considerando que o comprimento de ondas médio de um campo de marulhos é de $\approx$ 200 metros e, tendo em conta que o efeito da refração têm início apenas quando a profundidade local é igual a metade do comprimento de onda médio de um campo de ondas (KOMEN et al., 1994), foi estabelecido que todos os resultados dessa tese são válidos **apenas** para profundidades $\geq$ a 100 metros (a isobatimétrica referente a esta cota encontra-se em destaque na figura 3.2).

Para fins de comparação e validação dos resultados obtidos a partir das bóias virtuais, os dados do WW-III para os mesmos períodos, foram interpolados para as regiões de passagem do SAR e posteriormente propagados utilizando a teoria dos grandes círculos. Desse modo, foi possível avaliar o grau de similaridade entre os resultados oriundos do SAR em relação a produtos de modelagem numérica.

3.8 Identificação dos centros de geração de marulhos

Modelar o campo de ondas gerados por tempestades severas ainda representa uma difícil tarefa. Nesse íntere, a utilização de uma série de espectros de ASAR *wave mode* permite derivar um conjunto de linhas de grande círculo de propagação, cuja a intersecção de pontos deve indicar a possível posição da tempestade que gerou o campo de ondas observado (COLLARD et al., 2009). No entanto, devido às incertezas e limitações inerentes tais como: resposta do sensor, deficiências no algoritmo empregado para a determinação do espectro de pico e direção de propagação, a identificação da região exata de convergência dos grandes círculos retropropagados geralmente é uma tarefa complexa, podendo haver inclusive várias regiões de convergência.

Desse modo, o presente trabalho desenvolveu uma metodologia que utiliza os espectros ASAR *wave mode* em conjunto com a análise de aglomerados difusos, visando identificar as principais regiões de geração dos campos de marulhos.

O metodologia empregada foi dividida em sete etapas (ver Figura 3.3). Iniciamos o processamento utilizando todas as passagens do satélite ENVISAT/ASAR que

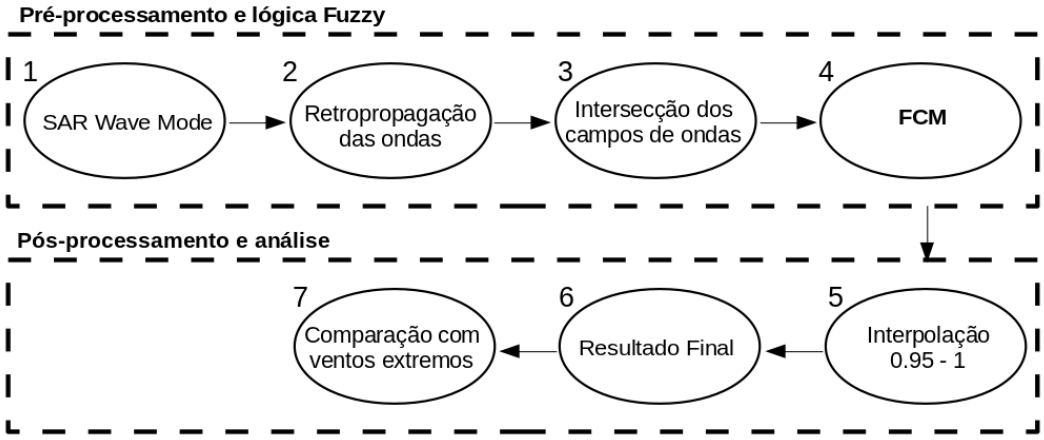

Figura 3.3 - Esquema conceitual mostrando as principais etapas do processamento dos dados: 1-Aquisição dos produtos SAR, 2-Retropropagação dos campos de onda, 3-Intersecção dos pontos convergentes, 4-Uso do algoritmo FCM, 5-Interpolação dos dados para uma malha de 0.95-1.00, 6-Geração dos centros difusos e 7-Comparação dos resultados com ventos extremos.

comtemplam a nossa área de estudo. Após identificados os *tracks* do satélite, a teoria de propagação em grandes círculos foi aplicada para retropropagar todas as passagens do radar dentro de um intervalo de tempo estabelecido (ver Figura 3.4). Os melhores resultados para este trabalho, foram obtidos para intervalos de até três dias.

O terceiro passo, consiste em capturar todos os campos retropropagados que se intersectam ao longo dos grandes círculos. Em cada caso analisado, mais de 450 espectros ASAR *wave mode* foram utilizados. Os pontos de intersecção isolados foram considerados espúrios para fins de análise.

O quarto passo consiste na utilização do algoritmo FCM para determinar os aglomerados espaciais. Para detecção dos centros de geração de marulhos, foram utilizados três variáveis: latitude, longitude e tempo, para cada ponto retropropagado ao longo do grande círculo (Figura 3.5). Foi possível observar que os melhores resultados (aglomerados bem definidos) foram obtidos a partir de dois aglomerados difusos($N_c = 2$ na equação 3.9). Assume-se que o *cluster* que apresenta a maior convergência de pontos no espaço corresponde à região de geração de marulhos. O segundo grupo de aglomerados (normalmente com uma significativa dispersão de pontos no espaço) é então descartado da análise.

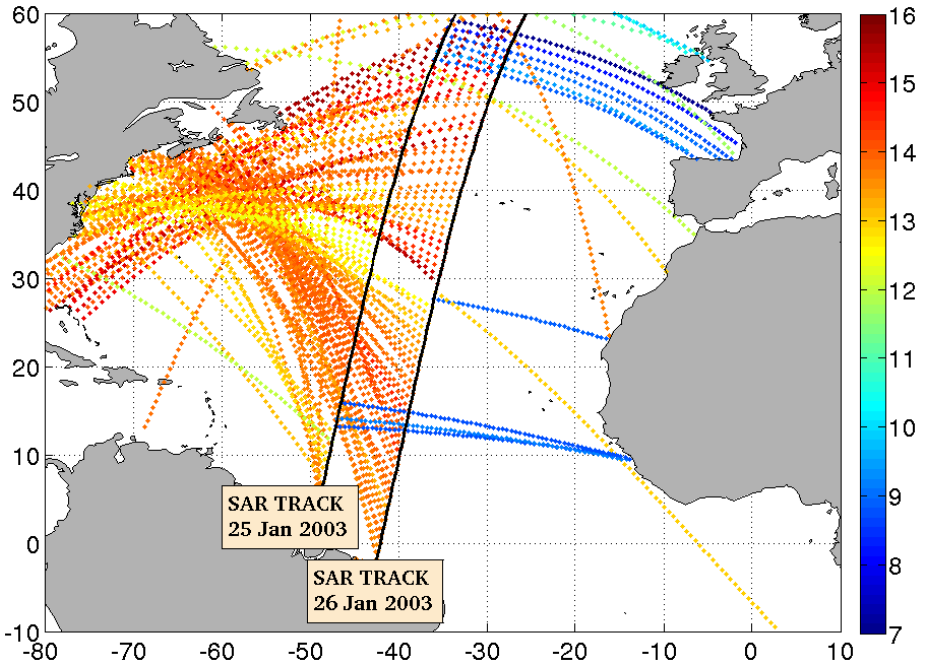

Figura 3.4 - Mapa mostrando os pontos retropropagados derivados de duas passagens SAR. Os períodos dos campos de ondas (em segundos) estão indicados na barra de cores. As linhas em preto representam as passagens do ASAR para os dias 25 e 26 de janeiro de 2003.

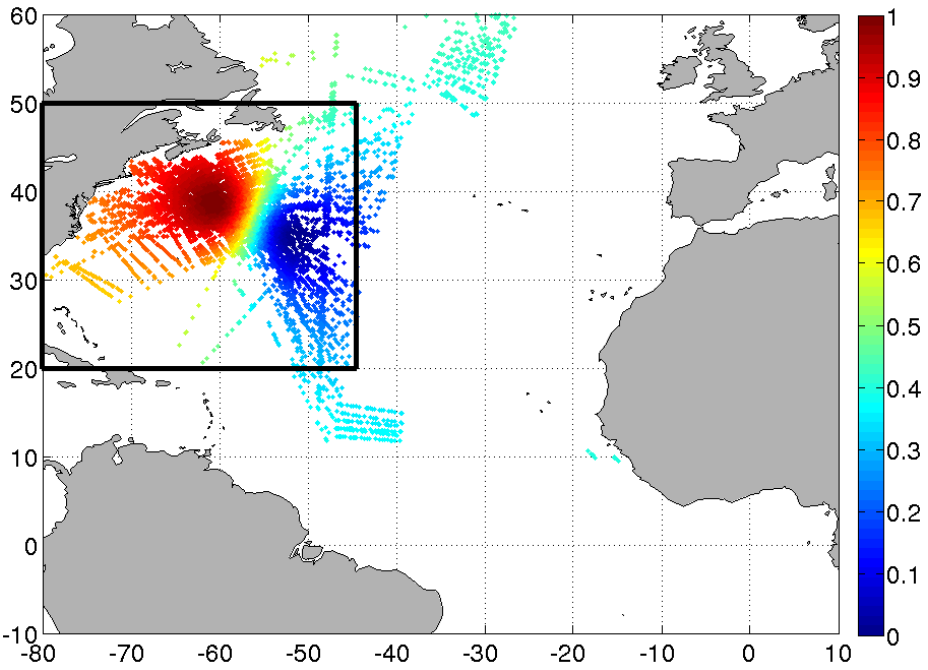

Figura 3.5 - Valores de pertencimento dos pontos que apresentaram intersecção (passos 3 e 4) para o estudo de caso do dia 24 de janeiro de 2003. Os valores da adesão estão indicados na barra de cores à direita. O retângulo preto representa o aglomerado difuso identificado pelo algoritmo FCM.

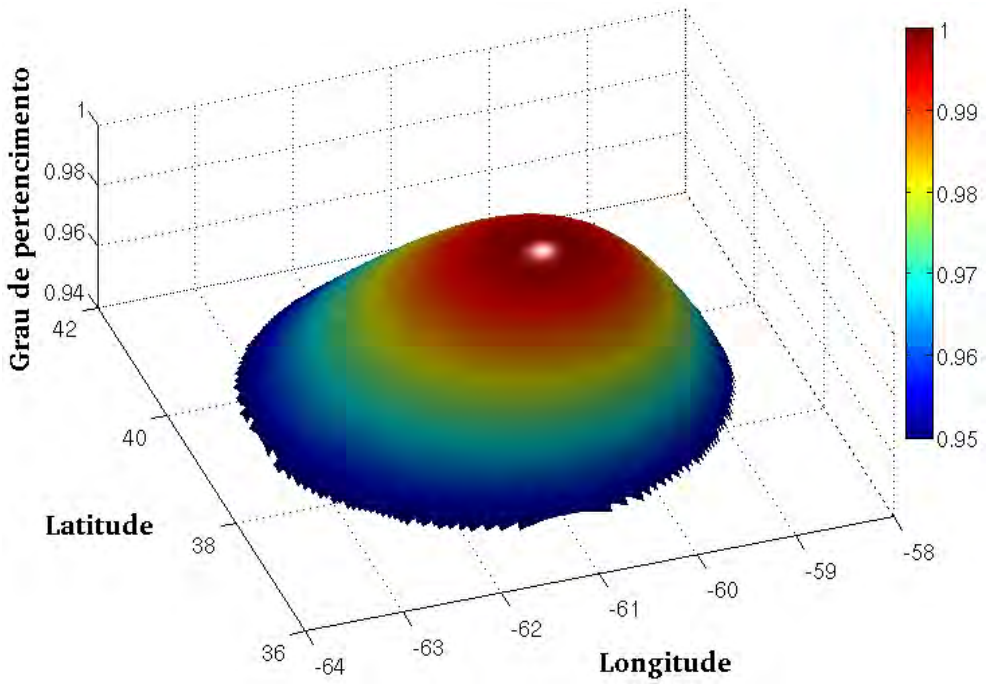

Figura 3.6 - Aglomerado difuso (após filtrado) para o estudo de caso do dia 24 de janeiro de 2003.

O passo 5, nada mais é do que uma filtragem dos dados. Conforme explicado, os valores de adesão ou pertencimento na teoria de lógica difusa, podem variar de 0 a 1; sendo o valor máximo correspondente ao centro do aglomerado. Tomamos então a região próxima ao centro do aglomerado como sendo correspondente a região de geração de marulhos. No presente estudo, esta região será limitada pelos valores de pertencimento que variam entre 0.95 e 1.

A sexta etapa do processamento, consiste na geração do centro difuso que corresponde a região de formação dos marulhos (Figura 3.6). Na etapa final, os resultados são comparados com resultados de escaterômetro e modelagem eólica para verificar a consistência do modelo difuso sobre regiões de tempestade. Neste estudo, mostraremos cinco estudos de caso. O método proposto no entanto, apresentou bons resultados em dezenas de testes feitos para dados entre os anos de 2002 e 2008.

De modo similar ao tópico anterior, os dados do WW-III para os mesmos períodos, foram interpolados para as regiões de passagem do SAR e posteriormente retropropagados. Esta etapa foi primordial para avaliar o grau de similaridade entre os produtos difusos das diferentes bases de dados utilizadas.

3.8.1 Validação dos centros difusos

Para fins de validação, as regiões focalizadas por lógica difusa foram avaliadas considerando os campos de ventos QuikSCAT e ERA-Interim. Embora as características dessas bases de dados apresentem semelhança, Bentamy et al. (2009) ressaltam a existência de diferenças de magnitude e direção do vento (centros de tempestade, regiões de picos de intesidade, etc) entre produtos de reanálise e escaterometria.

Uma das formas de avaliar qual o conjunto de dados de vento melhor se relaciona com o centros de convergência difusa, é calcular o período de pico teórico dado pelos 2 conjuntos de dados e compará-los contra o período de pico da região de convergência dos espectros SAR. Para tanto, foi delimitada uma área com cerca de 100x100 pontos contendo os centros de geração de marulhos definidos pela lógica difusa. Posteriormente, os dados de vento foram interpolados para esta mesma grade (100x100) e então, foi calculado o período de pico para as três bases de dados (SAR, QuikSCAT e ERA-Interim). A partir dos dados de vento e usando o espectro teórico Pierson e Moskowitz (1964), é possível derivar a frequência de pico usando a equação 3.11 (ALVES et al., 2003);

$$F_{PM} = 0.14\frac{g}{U_{19.5}} \tag{3.11}$$

Onde g é a aceleração da gravidade e $U_{19.5}$ é a magnitude do vento a 19.5 metros de altura. A correção para converter $U_{19.5}$ para U_{10} é dada por Alves et al. (2003) como (equação 3.12);

$$U_{19.5} \approx 1.026U_{10} \tag{3.12}$$

De posse dos períodos de pico foram derivados mapas de diferença entre SAR-QuikSCAT e SAR-Reanálise. Dessa maneira, foi possível quantificar os pontos que apresentam combinação perfeita, ou seja, iguais a zero. Como exemplo hipotético, podemos imaginar uma subtração onde: **Período de pico SAR - Período de pico QuikSCAT= 200 zeros** e **Período de pico SAR - Período de pico Reanálise= 100 zeros**. Nesse caso, os dados do escaterômetro estão em melhor conformidade com os dados oriundos do radar de abertua sintética.

3.9 Fluxograma de atividades

Visando concatenar o fluxo das principais etapas de processamento envolvidas nesta tese, o fluxograma simplificado apresentado na figura 3.7 foi construído dando ênfase às 7 principais etapas realizadas, da forma em que se segue;

- Obtenção dos espectros ASAR modo *"Wave"* e modelagem numérica do campo de ondas a partir do modelo WW-III para a nossa região de estudo;

- Propagação em grandes círculos dos dados espectrais ASAR modo *"Wave"* e WW-III. Para este último, foi necessário inicialmente interpolar as grades do modelo para os pontos de *"track"* do radar de abertura sintética;

- A terceira etapa possui dois ramos distintos. O primeiro é a implementação do método de determinação dos centros de geração de marulhos a partir de lógica difusa. O segundo envolve a "construção"da estação de coleta virtual na região adjacente a costa norte do Brasil, visando a análise dos padrões de propagação de marulhos no oceano Atlântico. Este procedimento foi realizado para os dados SAR e WW-III;

- Os dados propagados e retropropagados em grandes círculos são sintetizados de modo a permitir analisar todo o padrão de distribuição de marulhos, desde a sua origem, até incidir na estação de coleta virtual;

- Obtenção de dois produtos de distribuição dos campos de marulhos. O primeiro derivado dos espectros SAR (A) e o segundo resultante de modelagem numérica (B);

- Análise comparativa dos resultados. Foram realizadas dois processamentos: O primeiro destinado as regiões de geração de marulhos, aonde foi aplicada a validação proposta nesta tese, com base no espectro de Pierson-Moskowitz. O segundo consiste na comparação do diagrama de rosetas obtido na estação de coleta virtual para os produtos A e B;

- Foi realizada a análise da distribuição espaço-temporal do campo de ondas geradas pelo vento. O foco desta etapa final, é associar os resultados obtidos pela teoria de propagação em grandes círculos com a climatologia de

marulhos no Atlântico tropical e de médias latitudes. Foram realizados os seguintes testes: índice de vagas e marulhos, idade da onda, correlação de parâmetros-chave e o teste de Donelan.

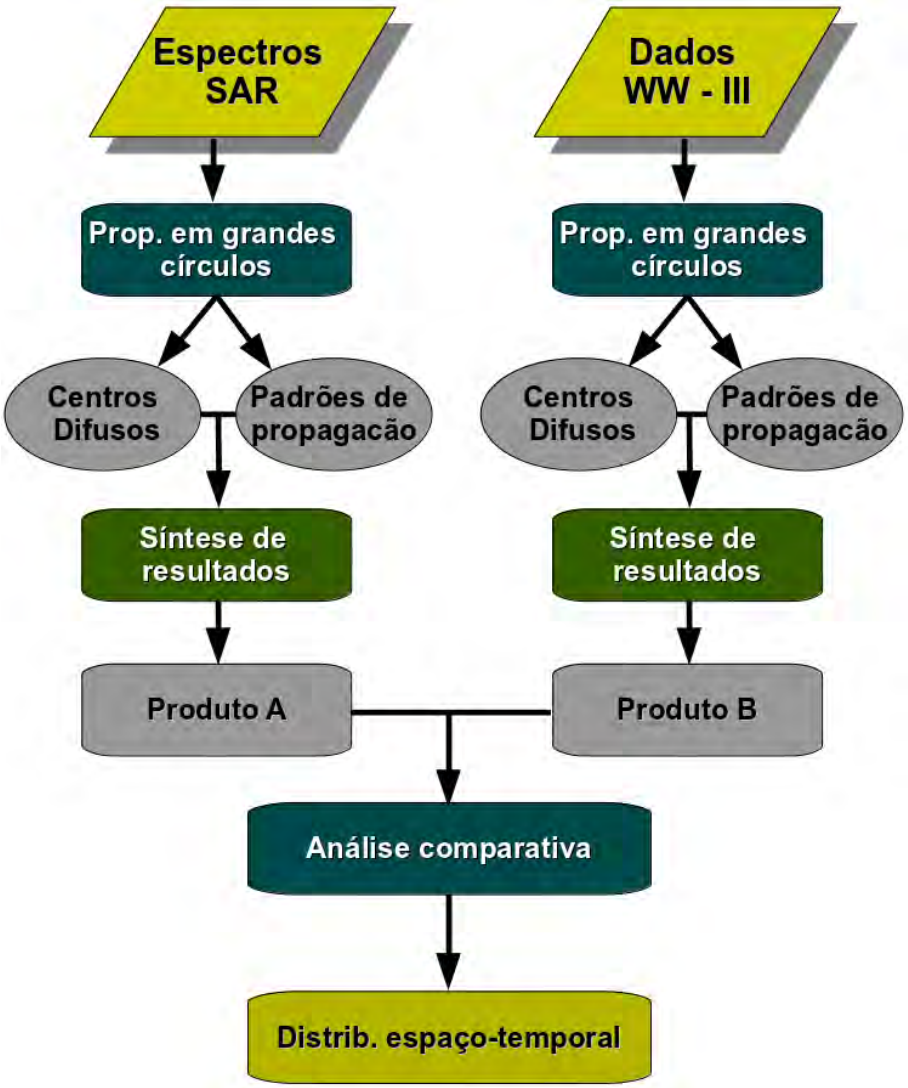

Figura 3.7 - Fluxograma simplificado das principais etapas de execução do trabalho.

4 RESULTADOS

Neste capítulo, serão descritos os resultados referentes a identificação dos centros de geração de marulhos, bem como seus padrões de propagação. Também estão descritos os dados referentes à análise espaço-temporal qualitativa e quantitativa dos campos de ondas geradas pelo vento (vagas e marulhos) para a região do Atlântico tropical e de médias latitudes, que indicam a influência dos campos de marulhos na área de estudo. Neste estudo será adotada a padronização utilizada pela convenção oceanográfica, referindo-se a direção ao de onde vêm o campo de ondas.

4.1 Principais sítios de geração de marulhos

Este item objetiva a apresentação dos resultados referentes à identificação dos principais sítios de geração de marulhos, que foi feita com base na teoria de propagação em grandes círculos definidos com base nos dados dos espectros ASAR modo *Wave*, e na avaliação comparativa dos produtos do modelo de ondas Wave Watch - III. Uma parte importante do presente estudo foi a condução da análise comparativa dos dados SAR contra os dados WW-III, visando a identificação dos principais sítios de geração de matulhos na área de estudo. Como será melhor discutido na sequência deste trabalho, os dados SAR permitiram que se definisse de maneira mais clara via algoritmo de lógica *fuzzy* os centros de geração dos marulhos, tendo sido, portanto, estabelecido como o insumo para os mapas finais apresentados neste estudo.

Foi aplicado o método de aglomerados difusos para identificar centros de geração de marulhos em 28 eventos com ocorrência de ventos extremos entre os anos de 2002 e 2008 para a nossa região de estudo. Na presente tese, escolhemos apenas 5 estudos de caso para análise, tendo estes, sido escolhidos aleatoriamente. É importante notar que a aplicação do método de retropropagação gera um número elevado de pontos ($\approx$ 3000 pontos). A figura 3.4 foi gerada utilizando apenas duas passagens do SAR, indicando a complexidade envolvida na tentativa de identificar as possíveis regiões de geração de um campo de marulhos.

4.1.1 Estudo de caso 1

A Figura 4.1 apresenta os centros difusos obtidos a partir dos espectros SAR (à esquerda) e oriundos de dados do modelo WW-III (à direita).

Vê-se na Figura 4.1 a espacialização dos centros difusos que evidencia um deslo-

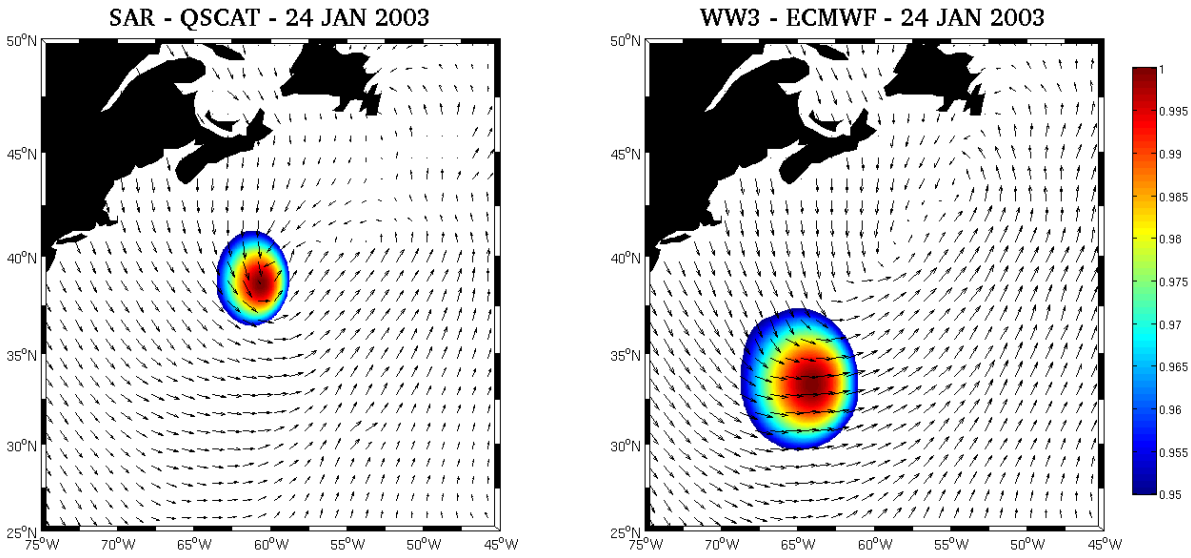

Figura 4.1 - À esquerda encontra-se o campo de ventos QuikSCAT observado em 24 de janeiro de 2003 e o aglomerado difuso gerado a partir dos espectros SAR. À direita, estão os ventos ECMWF para a mesma data e o aglomerado gerado a partir do modelo WW-III. Os valores de grau de pertencimento estão indicados na barra de cores.

camento de posição entre as duas bases de dados (SAR e WW-III). O centro de formação dos marulhos produzido a partir dos espectros SAR está localizado sobre um centro de circulação ciclônica fechada. O centro difuso produzido a partir dos resultados WW-III está deslocado aproximadamente 5^o a SW.

Os dados de vento mostrados na figura 4.2 evidenciam a existência de um centro de baixa pressão, com circulação ciclônica, típico de tempestades na região. Nos dados QuikSCAT essa célula de baixa pressão se localiza na região 60^oW e 40^oN. Picos de intensidade de vento da ordem de 23 ms^{-1} estão presentes nos dados do QuikSCAT,para este dia. Os resultados do ERA-Interim (ou ECMWF) mostram um comportamento semelhante, porém suavizado, com o centro de baixa pressão mais esparso, com orientação SW-NE, e com seu centro deslocado mais para NE em relação aos dados QuikSCAT. Nessa base de dados, os ventos mais intensos são em torno de 17 ms^{-1}. Assim, embora as características gerais dos dois conjuntos de dados de vento sejam semelhantes, é possível se observar diferenças na magnitude e posição do centro da tormenta no campo de vento. Supomos que essas características do vento ERA-Interim estejam associadas aos métodos de interpolação adotados no processamento dos dados de reanálise, que podem resultar numa sub-estimação da

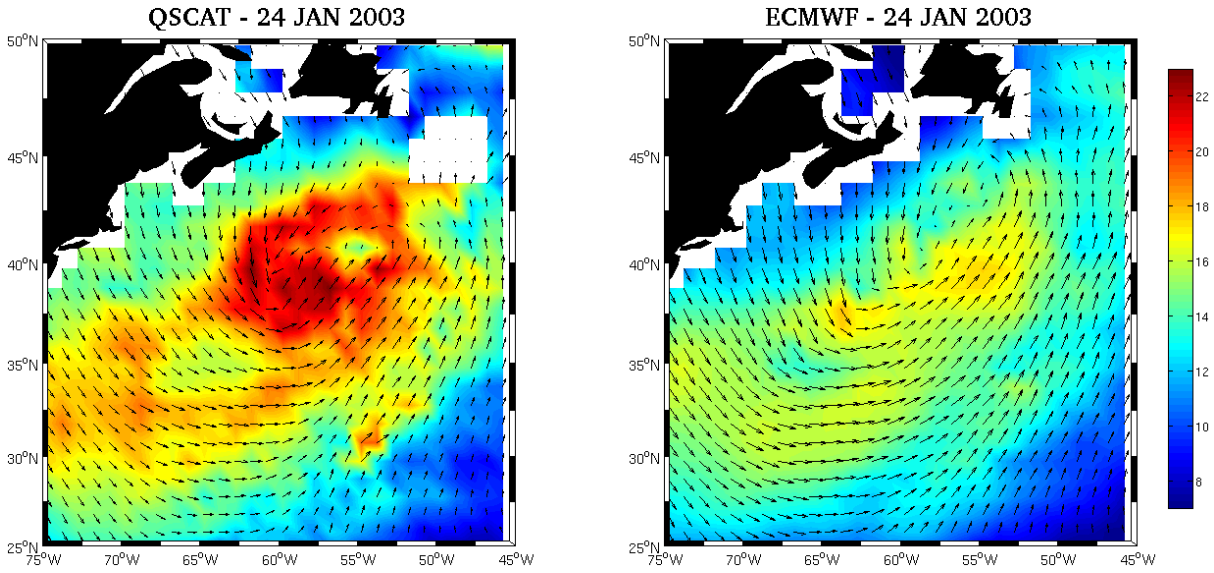

Figura 4.2 - Distribuição dos campos de ventos para o dia 24 de janeiro de 2003. Resultados do escaterômetro QuikSCAT (Esquerda), resultados do modelo ERA-Interim (ECMWF) (Direita). A barra de cores representa a distribuição das intensidades em ms^{-1}

intensidade e em uma suavização dos campos direcionais de vento.

A Figura 4.3, mostra a evolução temporal de H_s para o dia 24 de janeiro de 2003 (estudo de caso 1). Estes valores de altura significativa de onda foram gerados pelo modelo WW-III forçado por ventos ECMWF. É evidente o desenvolvimento de um evento meteorológico intenso, com Hs da ordem de 10m, na mesma região capturada pelo método difuso utilizando dados SAR modo *Wave*. Devido à alta resolução temporal do modelo de ondas é possível se observar a intensificação e um deslocamento do centro da tempestade durante o curso do dia para a direção NE.

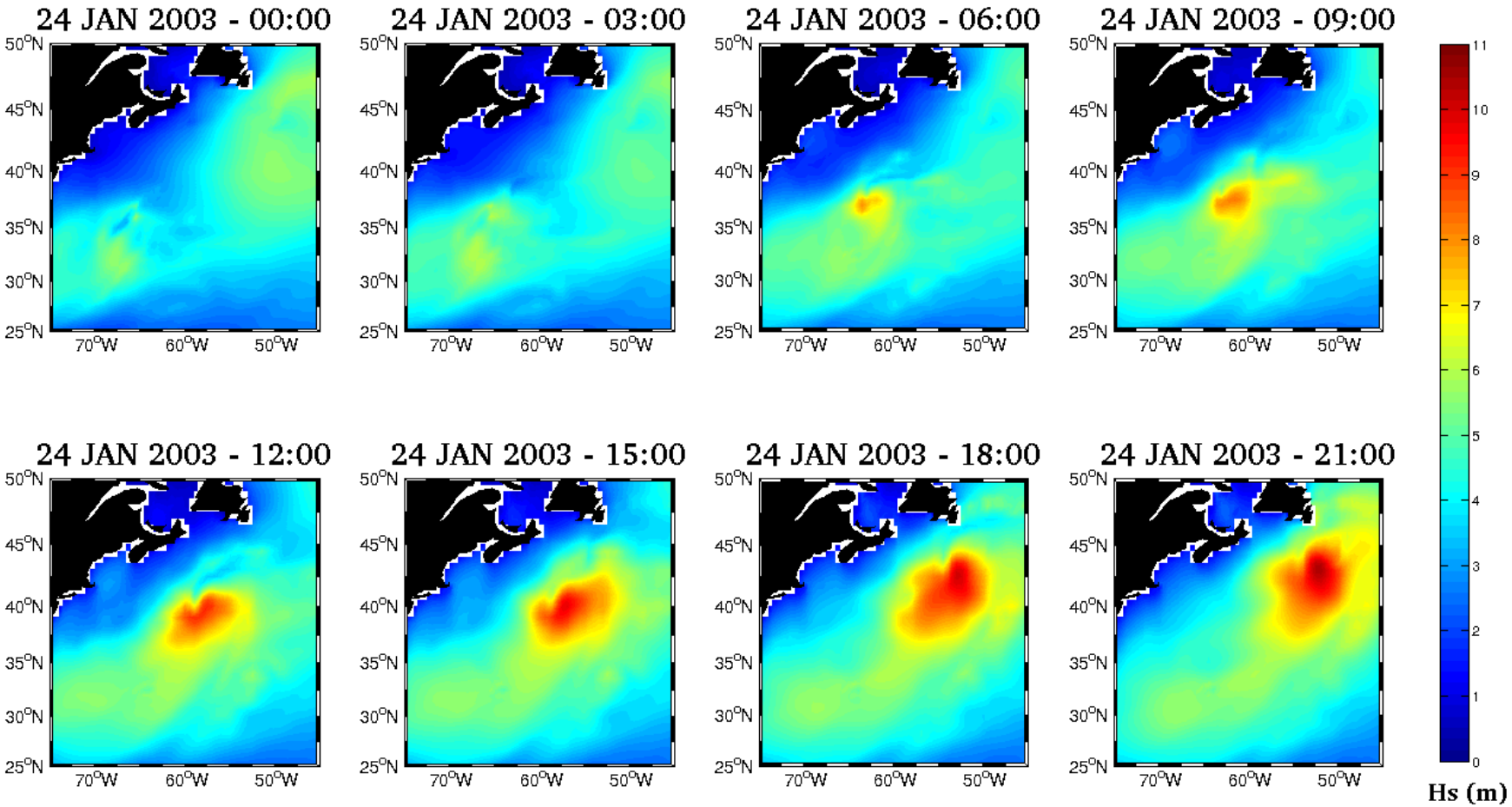

Figura 4.3 - Evolução do campo de altura significativa de onda (em metros) em 24 de janeiro de 2003. O título de cada figura mostra o tempo correspondente aos resultados do modelo Wave Watch III.

Um elemento importante a ser considerado, é a influência da sub-estimação dos campos de ventos gerados pelo ECMWF na localização espacial do centro difuso gerado a partir do modelo WW-III. Diferentemente do centro *fuzzy* produzido a partir dos espectros SAR, que focalizou a área de interesse justamente na região de maior intensidade de vento apontada pelo QuikSCAT, o centro difuso gerado pelo modelo não consegue distinguir a região de maior energia, visto que a interpolação adotada na reanálise suavizou um região de quase 2000 km, culminando num deslocamento da possível região de geração de campos de marulhos.

4.1.2 Estudo de caso 2

A figura 4.4 apresenta os resultados para o segundo estudo de caso.

Em relação ao estudo de caso anterior, o evento identificado pelos aglomerados difusos no dia 14 de fevereiro de 2004, apresentou sua formação numa latitude similar ao primeiro evento (40^oN), porém com um deslocamento em longitude para E da ordem de 20^o, tanto para os dados SAR quanto para o WW-III.

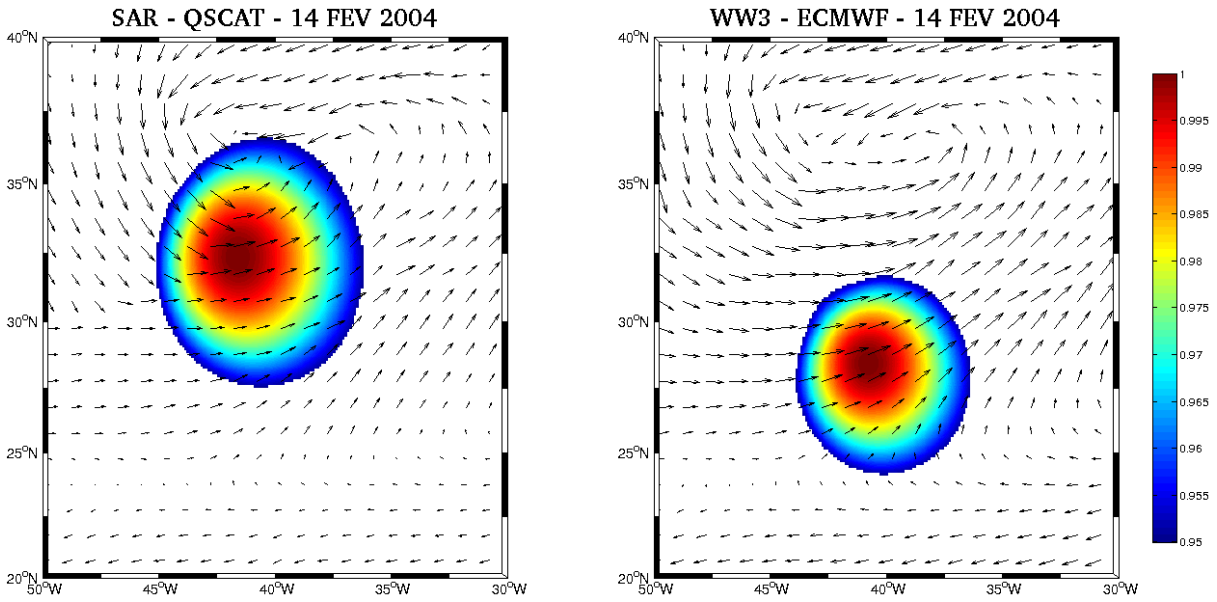

Figura 4.4 - Mesmo que a figura 4.1. Campos de ventos QuikSCAT + aglomerado difuso SAR (Esquerda) e ventos ECMWF + aglomerado difuso WW-III (Direita). Data: 14 de fevereiro de 2004.

De modo similar ao primeiro estudo de caso, é possível se observar um deslocamento

das posições dos centros difusos gerados pelas duas bases de dados (SAR e WW-III), estando o centro gerado pelo WW-III deslocado aproximadamente 5^o ao S em relação ao aglomerado difuso gerado pelos espectros SAR, conforme pode ser visto na figura 4.4.

Como indicado na figura 4.5 os dados de ventos QuikSCAT chegam a apresentar uma diferença de aproximadamente $10 ms^{-1}$ sendo superiores aos produtos de reanálise nas regiões próximas ao centro de baixa pressão. Para as regiões vizinhas um pouco afastadas do centro da tempestade, as bases de dados tendem a valores semelhantes. A mesma afirmativa, também é aplicada em relação as direções de propagação do vento.

Analisando-se a evolução temporal de H_s resultado do modelo WW-III, é possível observar o desenvolvimento gradativo dos campos de ondas ao longo do dia 14 de fevereiro de 2004 (figura 4.6). De modo similar ao estudo de caso anterior, há concordância na identificação dos centros difusos justamente na data em que um centro de baixa pressão é formado no oceano Atlântico de médias latitudes.

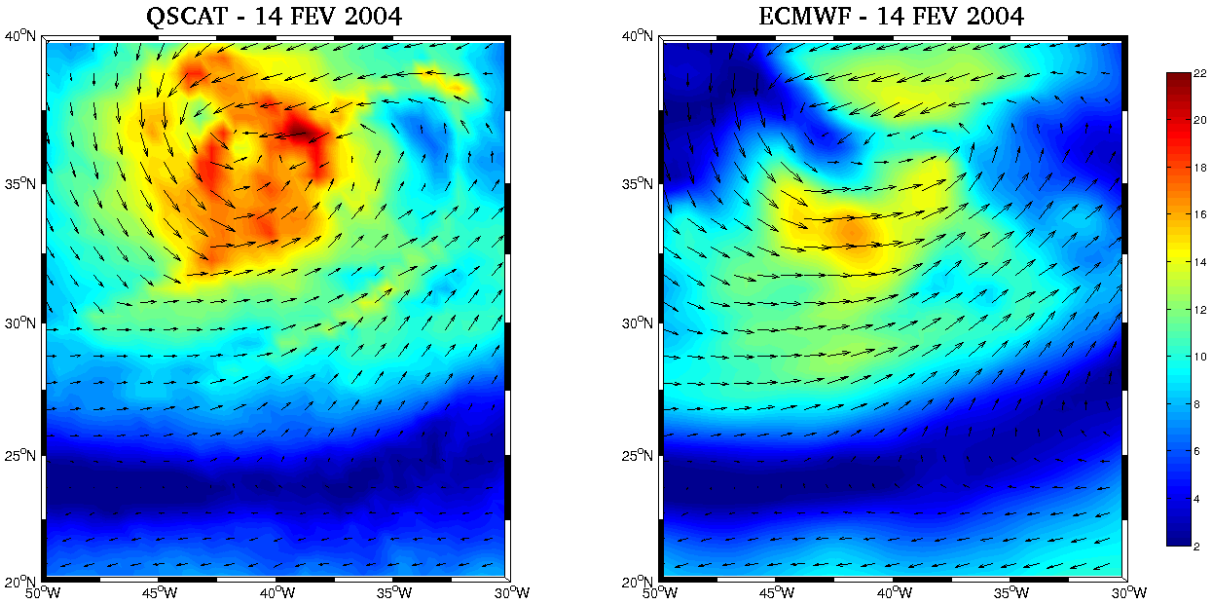

Figura 4.5 - Mesmo que a figura 4.2. A data deste estudo de caso é 14 de fevereiro de 2004.

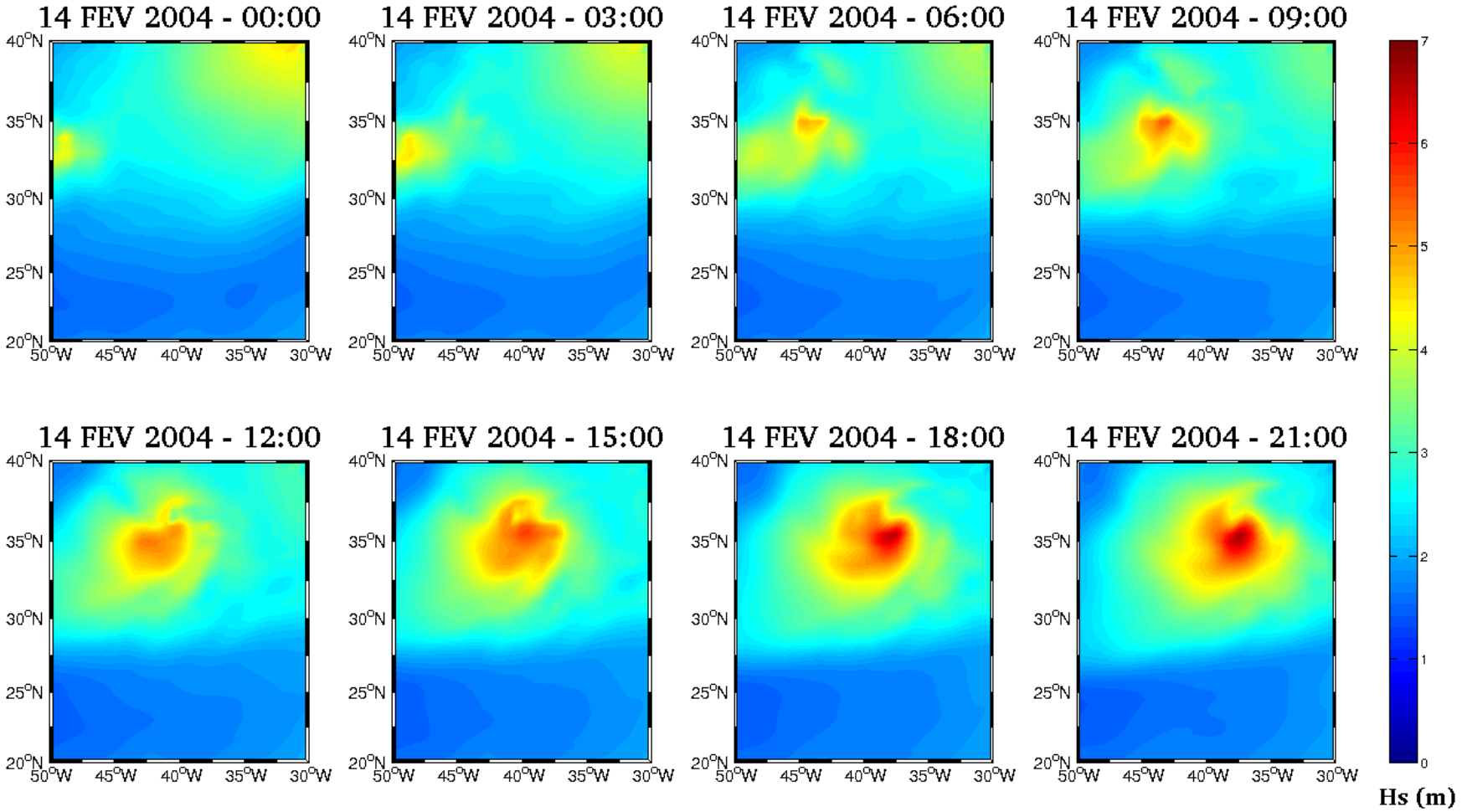

Figura 4.6 - Evolução do campo de altura significativa de onda (em metros) em 14 de fevereiro de 2004. O título de cada figura mostra o tempo correspondente aos resultados do modelo Wave Watch III.

4.1.3 Estudo de caso 3

O terceiro estudo de caso focalizado pelos centros difusos, encontra-se nas coordenadas 45^oW e 35^oN aproximadamente e se refere a um evento extremo ocorrido em 23 de março de 2005 (figura 4.7). Como nos dois casos anteriores, os produtos SAR revelaram uma maior proximidade do centro *fuzzy* ao centro da tempestade quando comparado aos resultados gerados pelo modelo WW-III que apresentaram um deslocamento de aproximadamente 4^o na direção SW.

O evento identificado em 23 de março de 2005, ocorreu na mesma região geral de geração do nosso segundo estudo de caso e aproximadamente no mesmo período do ano. É importante salientar que o algoritmo implementado nesta tese atua de modo independente, não sendo afixado a priori a nenhum período em específico. Os dados retroespalhados que apresentam convergência são automaticamente submetidos à análise difusa.

De modo similar aos eventos anteriormente descritos, as maiores discrepâncias na intensidade dos ventos, entre os dados de escaterômetro e reanálise, ocorrem nas regiões de maior intensidade, com sub-estimação nos resultados do modelo ERA-Interim de até 10 ms^{-1} em relação ao QuikSCAT (figura 4.8).

A Figura 4.9, apresenta a evolução dos valores de H_s ao longo do dia 23 de março de 2005. Conforme explicado no primeiro estudo de caso, os valores de altura significativa de onda foram gerados pelo modelo WW-III forçado por ventos ECMWF. Observar que em menos de 24 horas, os valores máximos de H_s variaram de 4 metros às 00:00 na região de geração da tempestade até aproximadamente 11 metros às 21:00.

A influência da sub-estimação dos campos de ventos gerados pelo ECMWF na localização espacial do centro difuso gerado a partir do modelo WW-III, figura novamente como a possível responsável pelo deslocamento do centro difuso. Diferentemente do centro *fuzzy* produzido a partir dos espectros SAR, que focalizou a área de interesse na região de maior intensidade de vento apontada pelo QuikSCAT, o centro difuso gerado pelo modelo suavizou os máximos de intensidade de vento, delocando a região de convergência para fora da zona da tempestade.

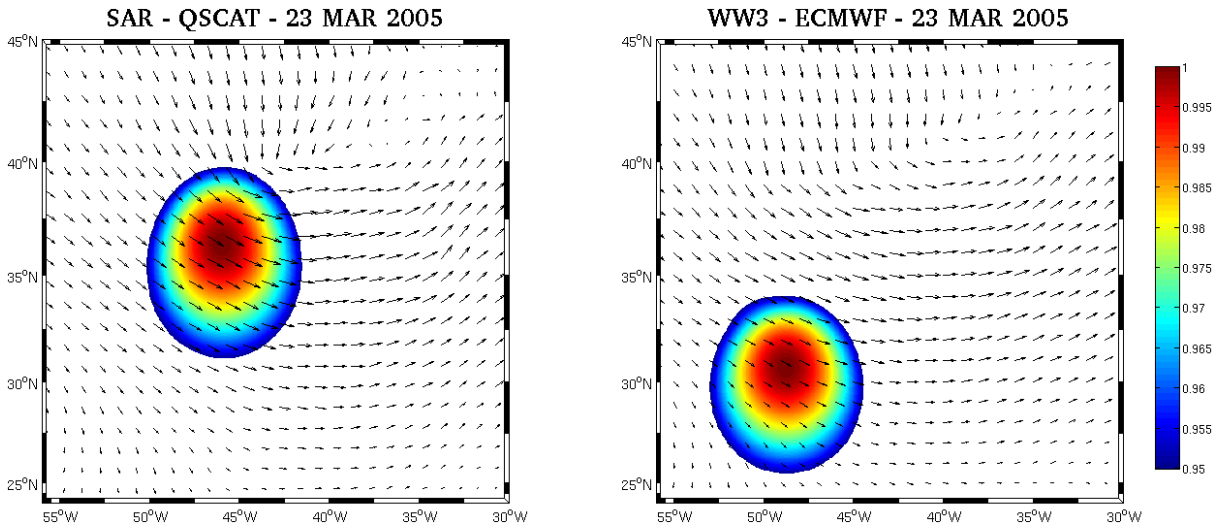

Figura 4.7 - Ventos QuikSCAT para 23 de março de 2005 e o aglomerado difuso gerado a partir dos espectros SAR (Esquerda). Ventos ECMWF para a mesma data e o aglomerado gerado a partir do modelo WW-III (Direita). Os valores de grau de pertencimento estão indicados na barra de cores.

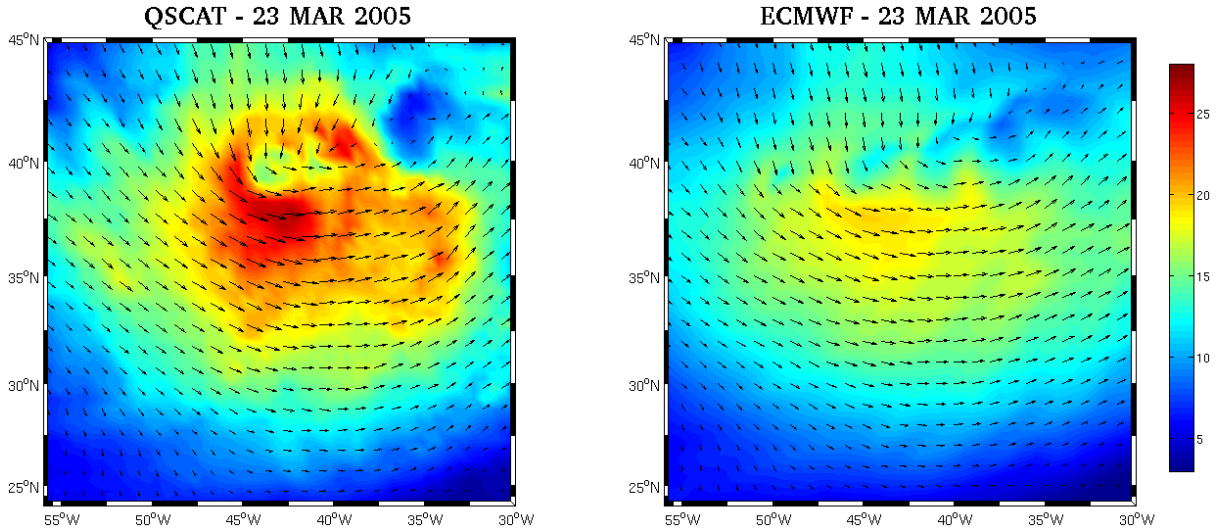

Figura 4.8 - Distribuição dos campos de ventos para o dia 23 de março de 2005. Resultados do escaterômetro QuikSCAT (Esquerda), e resultados do modelo ERA-Interim (ECMWF) (Direita). A barra de cores representa a distribuição das intensidades em ms^{-1}.

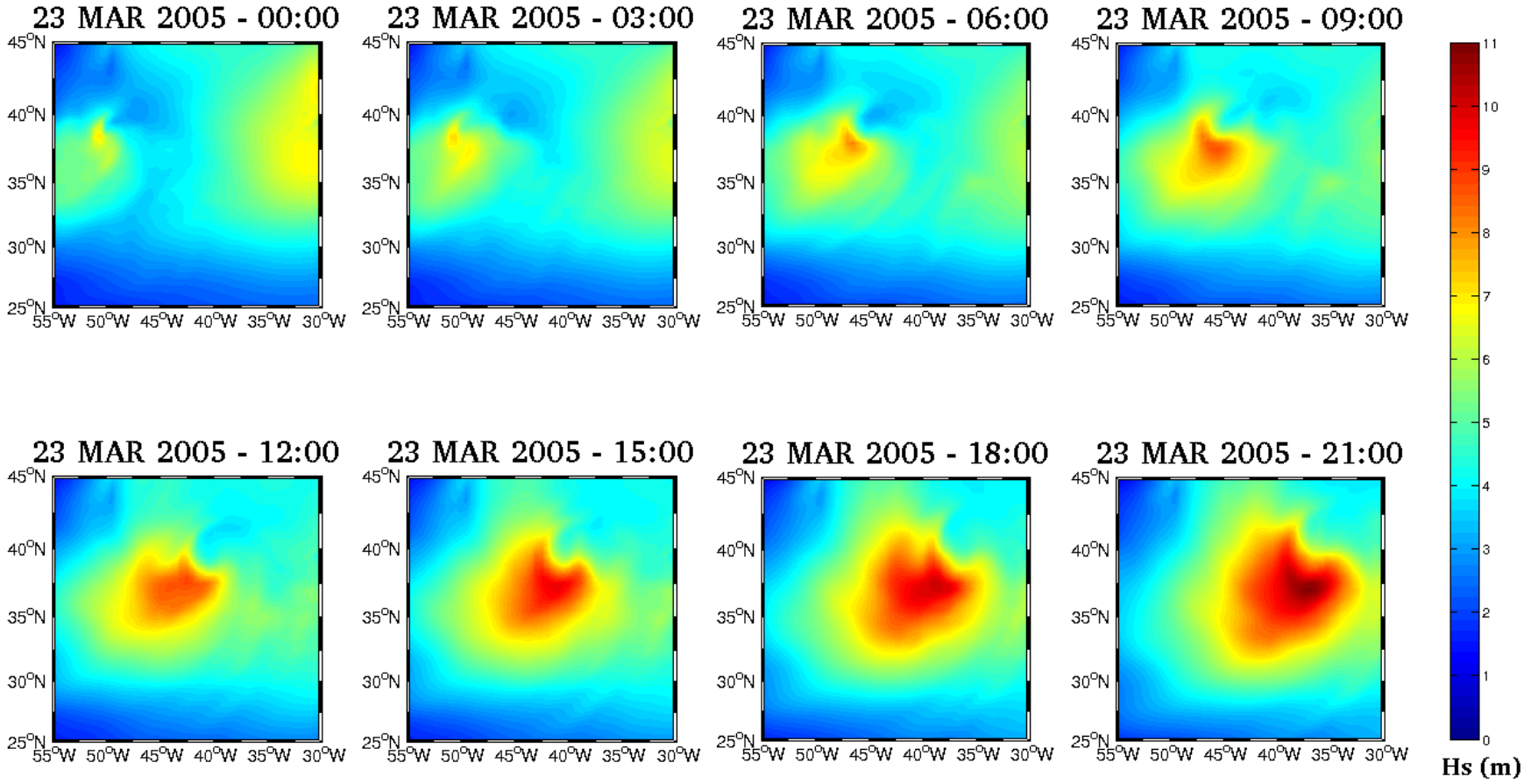

Figura 4.9 - Evolução do campo de altura significativa de onda (em metros) em 23 de março de 2005. O título de cada figura mostra o tempo correspondente aos resultados do modelo Wave Watch III.

4.1.4 Estudo de caso 4

O quarto estudo de caso identifica um evento ocorrido em 20 de fevereiro de 2007 (figura 4.10). De acordo com os espectros SAR, a região de formacão dos campos de marulhos gerados nessa tempestade tem foco sob as coordenadas 55^oW e 40N, ou seja, a exemplo dos demais casos analisados, este evento também ocorreu na região do Atlântico NW de médias de latitudes.

É interessante observar que diferentemente dos casos analisados anteriormente, o campo de aglomerados difusos produzido a partir dos dados WW-III encontra-se distante aproximadamente 10^o para W. Além disso, o centro difuso produzido a partir dos dados do modelo, apresenta dois cortes verticais, consequentes da baixa convergência de pontos retropropagados para a região focalizada a partir dessa base de dados, o que representa um limitante no desempenho do algoritmo difuso. Analisando a figura 4.11, é possível identitifcar a possível origem deste deslocamento de mais de 1000 km entre os dois centros difusos gerados.

De acordo com os dados do escaterômetro QuikSCAT, é possível identificar uma ampla faixa zonal com aproximadamente 20^o de extensão onde os picos de intensidade de vento chegam a 26 ms^{-1}. Para esta mesma data, os produtos de reanálise ERA-Interim identificaram máximos de 20 ms^{-1}, além de uma ampla faixa com intensidades em torno de 18 ms^{-1}. Considerando que os dados do WW-III utilizados nesta tese são forçados pelos produtos ERA-Interim e, observando a ampla faixa sub-estimada pelo ECMWF, é razoável supor que este deslocamento abrupto observado entre os centros de aglomerados difusos, seja consequência da sub-estimação dos campos de ventos de reanálise numa ampla faixa zonal.

A Figura 4.12, apresenta os resultados do modelo WW-III forçado a partir dos dados do ERA-Interim, mostrando a evolução dos valores de H_s ao longo do dia 20 de fevereiro de 2007. Observe que às 00:00, a altura máxima de H_s era aproximadamente 7 metros. As 21:00 da mesma data, já haviam registros de até 12 metros de altura significativa de onda, ou seja, praticamente o dobro.

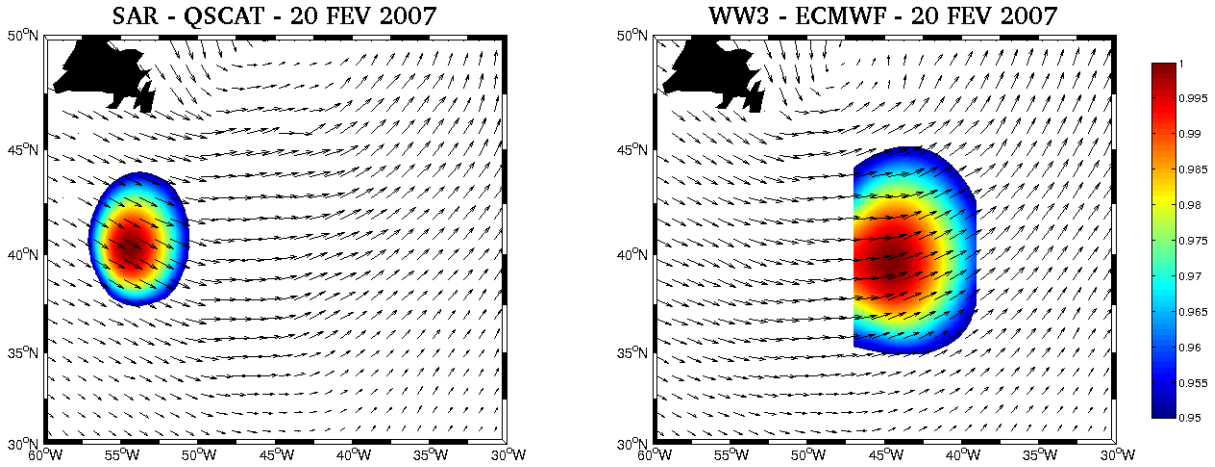

Figura 4.10 - Mesmo que a figura 4.7. A data do estudo de caso 4: 20 fevereiro de 2007.

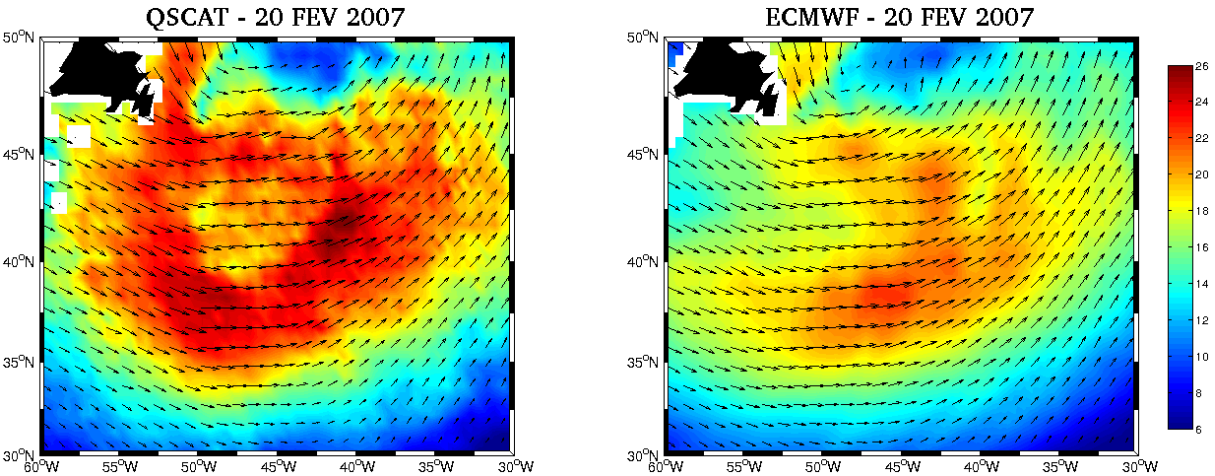

Figura 4.11 - Distribuição dos campos de ventos para o dia 20 de fevereiro de 2007. O mapa à esquerda refere-se aos resultados do escaterômetro QuikSCAT, enquanto o mapa à direita mostra os resultados do modelo ERA-Interim (ECMWF). A barra de cores representa a distribuição das intensidades em ms^{-1}.

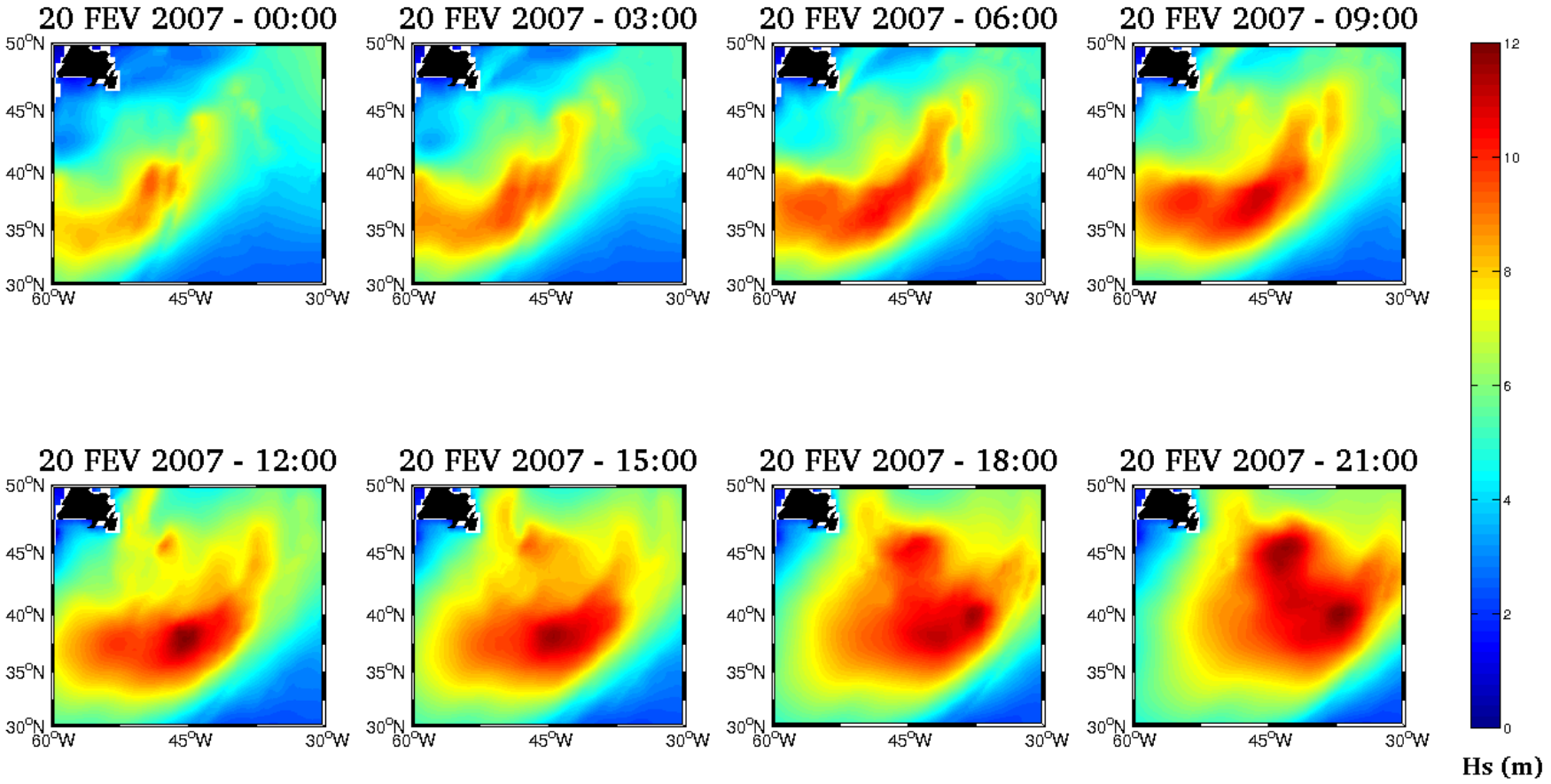

Figura 4.12 - Evolução do campo de altura significativa de onda (em metros) em 20 de fevereiro de 2007. O título de cada figura mostra o tempo correspondente aos resultados do modelo Wave Watch III.

4.1.5 Estudo de caso 5

Como mostrado na Figura 4.13, os aglomerados difusos identificaram centros de geração de marulhos no dia 28 de janeiro de 2008.

Novamente, é possível observar a partir dos centros difusos, um deslocamento de posição entre as duas bases de dados (SAR e WW-III). Neste estudo de caso, o centro SAR encontra-se localizado exatamente sobre o centro da tempestade, i.e. sobre o centro da feição de baixa pressão e circulação ciclônica fechada, enquanto o centro WW-III encontra-se deslocado de aproximadamente 4^o para SW. A Figura 4.13 apresenta os centros difusos sobrepostos as bases de vento QuikSCAT e ERA-Interim (ou simplesmente ECMWF).

Os dados de vento mostrados na figura 4.14, apresentam um centro de baixa pressão na região que corresponde as coordenadas 67^oW e 40^oN para o dia 28 janeiro de 2008. Nessa região, os dados do QuikSCAT, apresentam picos de intensidade de vento da ordem de 25 ms^{-1} para este dia. Os resultados derivados de reanálise para este estudo de caso, segue o mesmo padrão observado para todos os eventos analisados, i.e., mostram uma expressiva sub-estimação das regiões que apresentam maiores intensidades de vento. Entretanto, de uma maneira geral, os campos vetoriais derivados de reanálise, apresentam uma forte sinergia com os produtos de escaterometria.

Os maiores picos de intensidade observada pelos dados do QuikSCAT é da ordem de 25 ms^{-1}, enquanto os produtos ERA-Interim apresentam valores máximos iguais a 20 ms^{-1}. Estes resultados, reforçam a interpretação de que essa tendência generalizada dos dados do ECMWF sub-estimarem os campos de intensidade máxima de vento está associada aos métodos de interpolação adotados no processamento dos dados de reanálise.

A Figura 4.15, apresenta a evolução dos valores de H_s no decorrer do dia 28 de janeiro de 2008 gerados pelo modelo WW-III forçado por ventos ECMWF. É evidente o desenvolvimento de um sistema na mesma região identificada a partir dos aglomerados difusos. A alta resolução temporal do modelo de ondas permite observar o desenvolvimento do centro da tempestade durante o curso do dia.

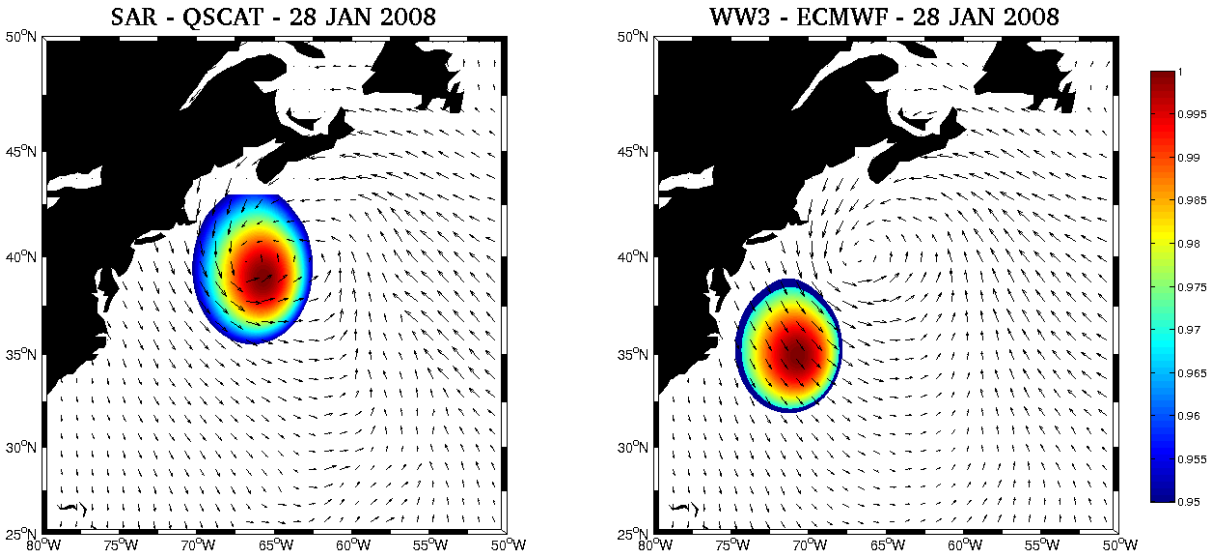

Figura 4.13 - Aglomerado difuso gerado a partir dos espectros SAR sobreposto ao campo de ventos QuikSCAT observado em 28 de janeiro de 2008 (Esquerda) e aglomerado gerado a partir do modelo WW-III sobreposto aos ventos ECMWF para a mesma data (Direita). As variações referentes ao grau de pertencimento estão dispostas na barra de cores.

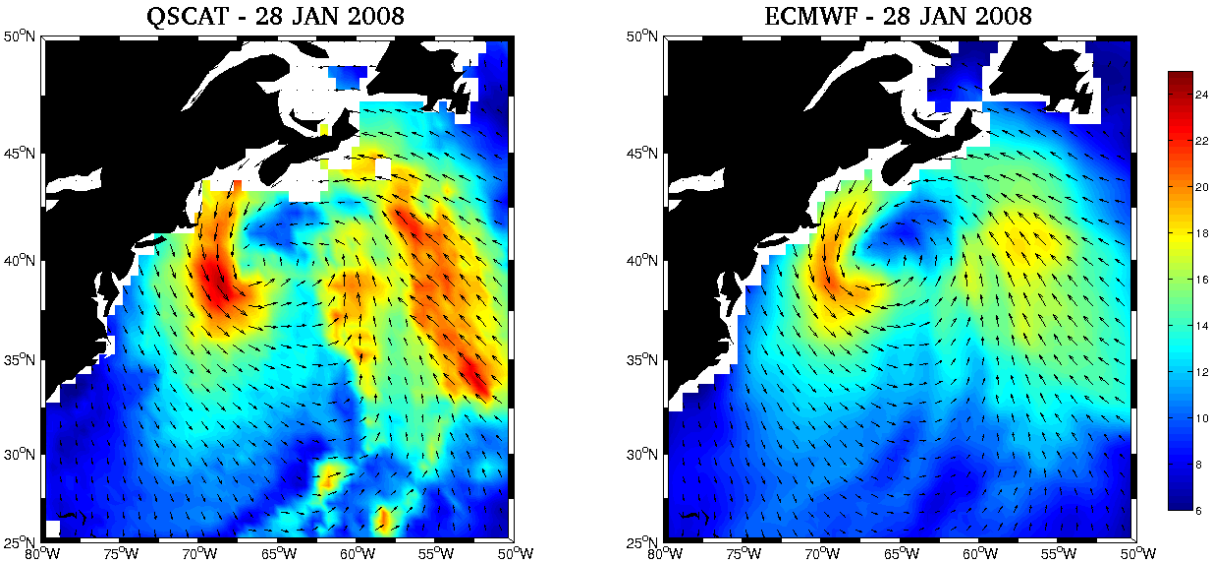

Figura 4.14 - Distribuição dos campos de ventos para o dia 28 de janeiro de 2008. Resultados do escaterômetro QuikSCAT (Esquerda), e resultados do modelo ERA-Interim (ECMWF) (Direita). A barra de cores representa a distribuição das intensidades em ms^{-1}.

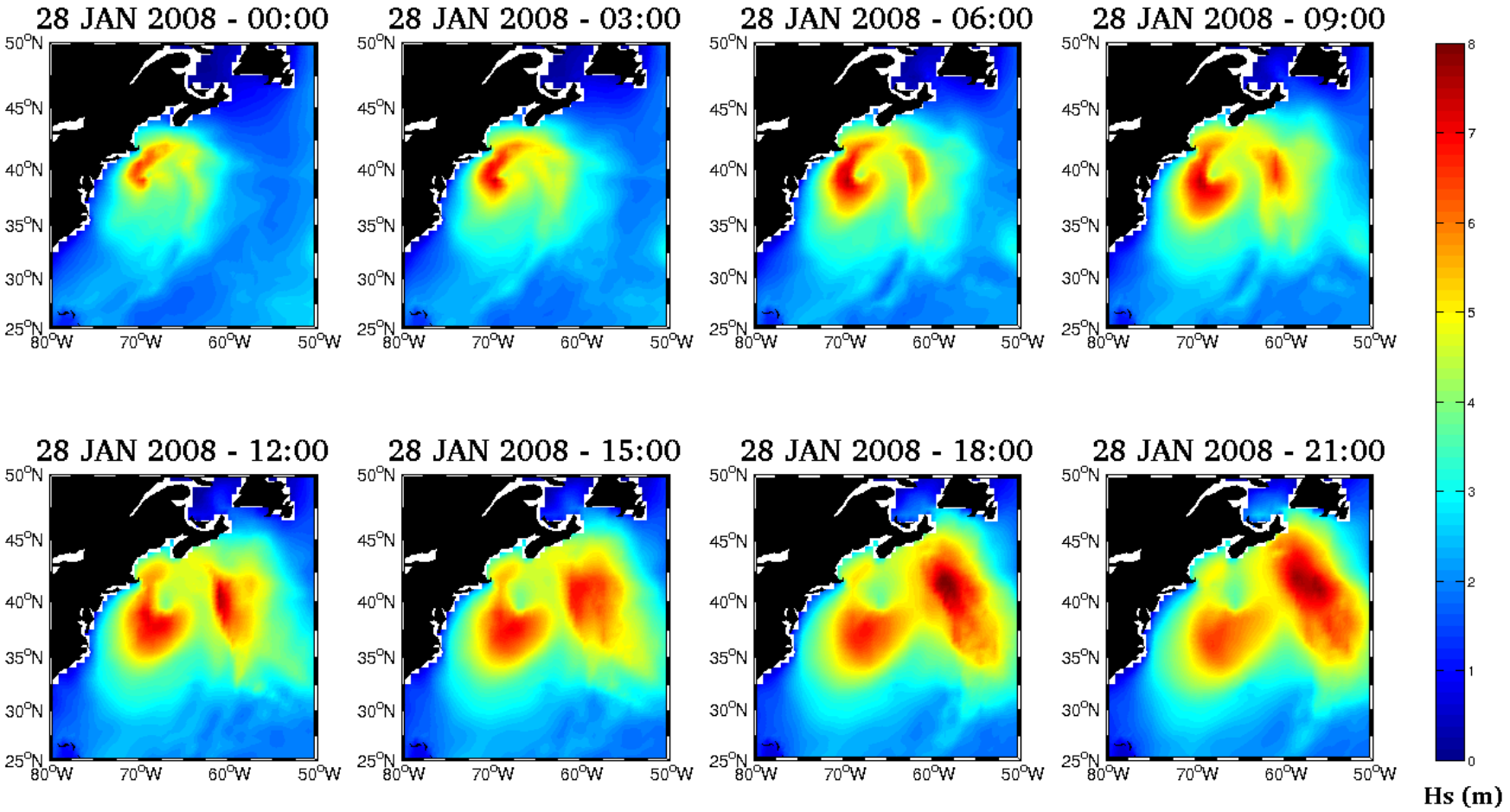

Figura 4.15 - Evolução do campo de altura significativa de onda (em metros) em 28 de janeiro de 2008. O título de cada figura mostra o tempo correspondente aos resultados do modelo Wave Watch III.

4.2 Flutuações de correlação

Com o intuito de compreender as diferenças espaciais observadas entre a focalização dos centros difusos gerados a partir de dados de sensoriamento remoto e produtos de modelagem numérica, foi realizada uma análise dos padrões de variabilidade das correlações de altura significativa de onda entre as duas bases de dados.

Considerando as datas de formação dos campos de marulhos sugeridas por lógica difusa para os cinco estudos de caso apresentados (tabela 4.1), interpolamos os dados diários do WW-III, para as rotas de passagens dos diferentes radares altimétricos nas regiões próximas a zona de geração de marulhos para três instantes distintos: um dia antes da focalização do aglomerado difuso, no dia de geração da tempestade e por último, um dia após a identificação do centro *fuzzy* .

Tabela 4.1 - Datas de geração dos campos de marulhos, de acordo com os resultados obtidos por lógica difusa.

Estudo de caso	**Data de geração**
1	24 jan 2003
2	14 fev 2004
3	23 mar 2005
4	20 fev 2007
5	28 jan 2008

Serão aqui detalhados os resultados das comparações realizadas entre os sensores/modelo de ondas. Vale ressaltar que dados SAR não foram incluídos neste tópico, devido à baixa disponibilidade de passagens quando comparado ao número de pontos coletados pelos diferentes radares altimétricos. Os resultados serão apresentados basicamente em diagramas de dispersão e divididos em termos de altura significativa, considerando os valores de R-quadrado (R^2) e raiz do erro quadrático médio (RMSE).

A figura 4.16 ilustra as passagens dos altímetros ERS2, Jason e Geosat para o dia 25 de janeiro de 2003, ou seja, 24 horas após a identificação do centro de geração de marulhos nesta região (24 de jan 2003). Os diferentes valores de H_s, coletados pelos diferentes *tracks* são indicados na barra à direita da figura.

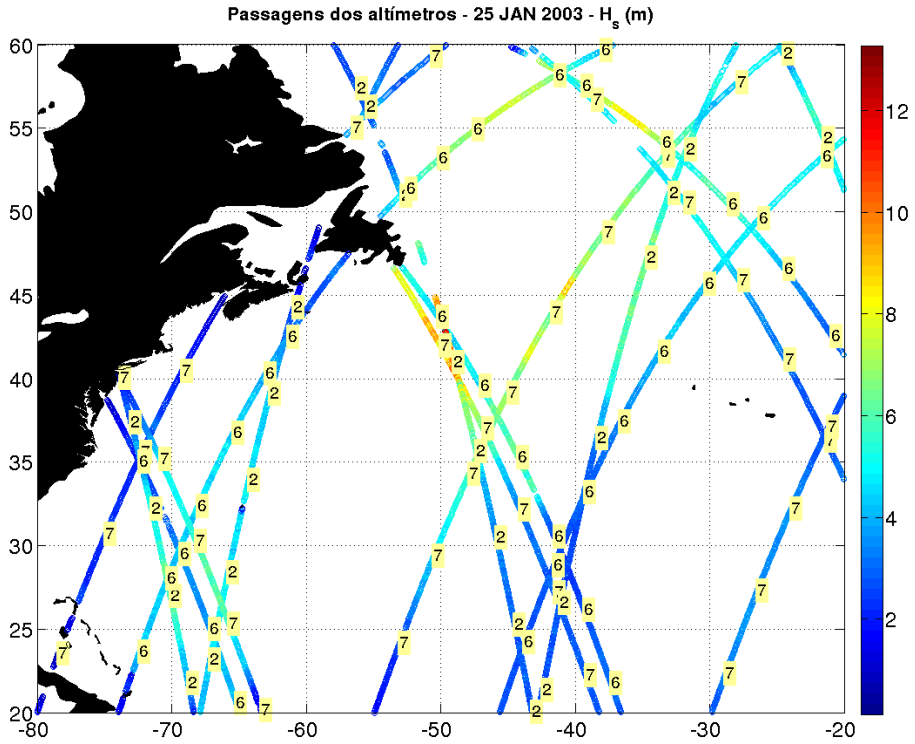

Figura 4.16 - Passagens dos altímetros para o dia 25 de janeiro de 2003, ou seja, um dia após a focalização dos aglomerados difusos para o primeiro estudo de caso. As numerações representam os diferentes altímetros disponivéis para esta data, sendo: 2 - ERS2, 6 - Jason e 7 - Geosat. A barra de cores a direita representa os valores de H_s em metros.

4.2.1 Estudo de caso 1

Foram elaboradas 3 figuras apresentando os diagramas de dispersão entre os dados de altimetria e WW-III, da forma em que se segue: As figuras 4.17, 4.18 e 4.19 apresentam, respectivamente, os diagramas de dispersão entre os dados de altimetria e WW-III para os resultados correspondentes aos dias, anterior à focalização dos centros difusos, na data identificada pelo sistema *fuzzy* como sendo correspondente ao dia da tempestade e para o dia imediatamente posterior a data de focalização dos aglomerados difusos. Cada ponto nesse diagrama corresponde a H_s obtido pelo altímetro (eixo y) e pelo modelo WW-III (eixo x); a reta de ajuste (em preto) e a reta de 45^o tracejada em vermelho. Esta conformação descrita é válida para todas as figuras do tópico 4.2.

Comparando-se os resultados para as três datas, nota-se que a melhor concordância do altímetro com o WW-III, se dá no dia em que antecede a formação do aglomerado

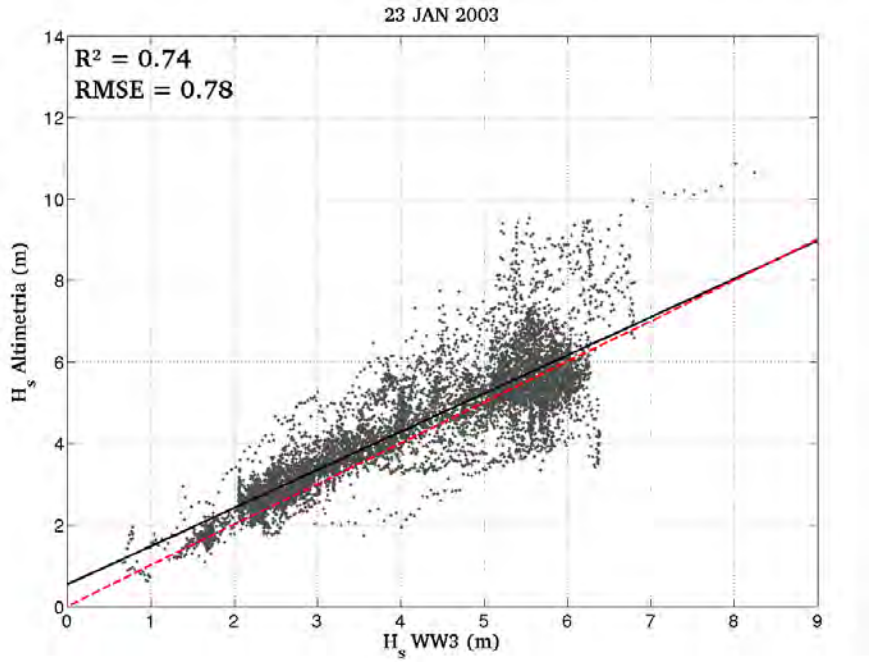

Figura 4.17 - Diagrama de dispersão entre altimetria e WW-III, com os parâmetros estatísticos (R^2 e RMSE) para o dia 23 de janeiro de 2003, o que corresponde ao dia que antecede a identificação dos centros difusos. A reta preta representa a curva de melhor ajuste. A reta de 45^o encontra-se tracejada em vermelho.

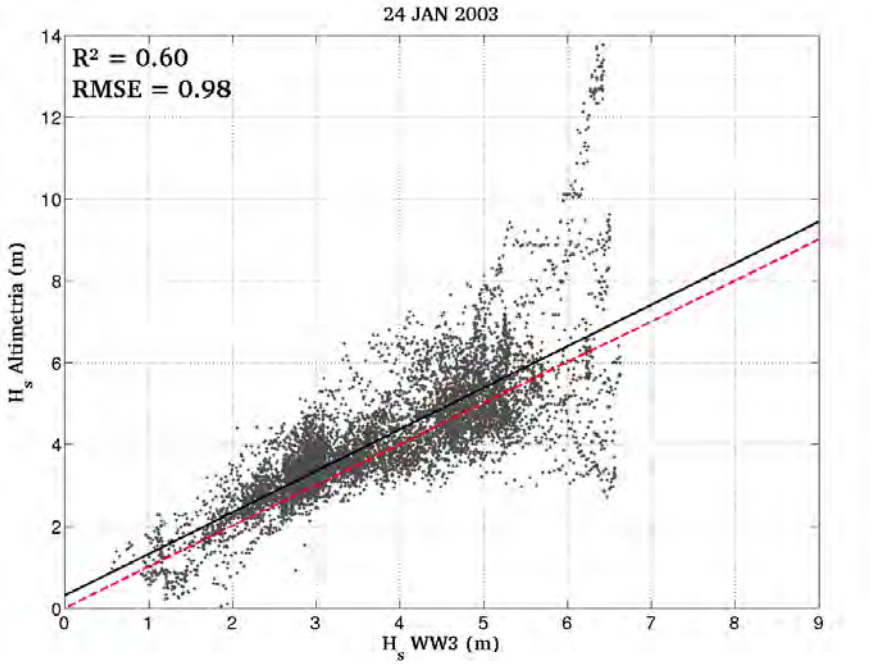

Figura 4.18 - Diagrama de dispersão entre altimetria e WW-III, com os parâmetros estatísticos (R^2 e RMSE) para o dia 24 de janeiro de 2003, o que corresponde ao dia em que foram identificados os centros difusos. A reta preta representa a curva de melhor ajuste. A reta de 45^o encontra-se tracejada em vermelho.

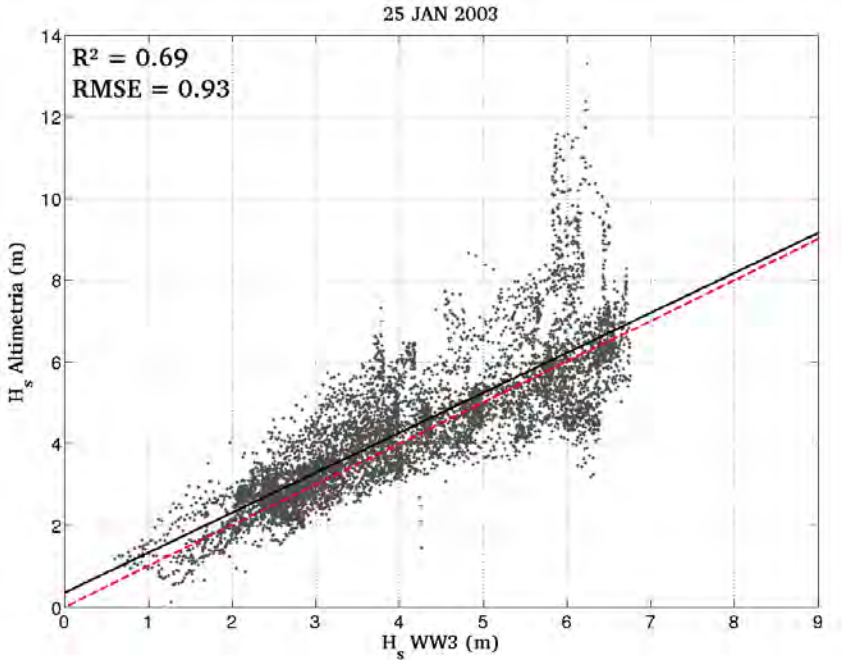

Figura 4.19 - Diagrama de dispersão entre altimetria e WW-III, com os parâmetros estatísticos (R^2 e RMSE) para o dia 25 de janeiro de 2003, o que corresponde ao dia imediatamente posterior a data de identificação dos centros difusos. A reta preta representa a curva de melhor ajuste. A reta de 45^o encontra-se tracejada em vermelho.

difuso (23 de jan 2003), sendo observado um mínimo de concordância no dia de ocorrência da tempestade (24 de jan 2003) e retornando a um incremento do R^2 no dia imediatamente após a determinação do centro difuso. Os valores de RMSE, como esperado, apresentam um comportamento oposto, uma vez que R^2 tende a diminuir com o aumento do erro médio quadratico. É possível observar também uma sub-estimação significativa dos valores de H_s fornecidos pelo modelo WW-III em comparação aos dados de sensoriamento remoto.

Na figura 4.17, os valores máximos de altura significativa de onda dados por altimetria chegam a aproximadamente 12 metros, enquanto os valores do modelo WW-III para o mesmo dia apresentam picos de 8 metros. No dia em que os centros difusos são identificados pelo método de propagação em grandes círculos, essa diferença entre radar altimétrico x modelo WW-III é ainda maior, enquanto os produtos de sensoriamento apresentam picos de 14.5 metros, os valores de H_s fornecidos por modelagem numérica são de no máximo 6.5 metros 4.18. Essa diferença de H_s observada entre as bases de dados diminui no dia imediatamente posterior a passagem

da tempestade conforme pode ser observado na figura 4.19, onde os valores máximos de altura significativa de onda de altimetria encontram-se por volta de 13 metros, enquanto os resultados do WW-III apresentam picos de H_s na faixa dos 6.8 metros aproximadamente.

4.2.2 Estudo de caso 2

Inicialmente, as mesmas análises realizadas com relação ao sub-tópico 4.2.1 foram feitas para o nosso estudo de caso 2. Os resultados encontram-se dispostos nas figuras abaixo.

A figura 4.20 apresenta o diagrama de dispersão referente a dia que antecede o centro difuso registrado para o segundo estudo de caso. Na sequência, a figura 4.21 apresenta os resultados referentes a data de ocorrência registrada pelos aglomerados *fuzzy*. A figura 4.22 mostra o diagrama de dispersão para o dia imediatamente posterior a data de focalização da tempestade.

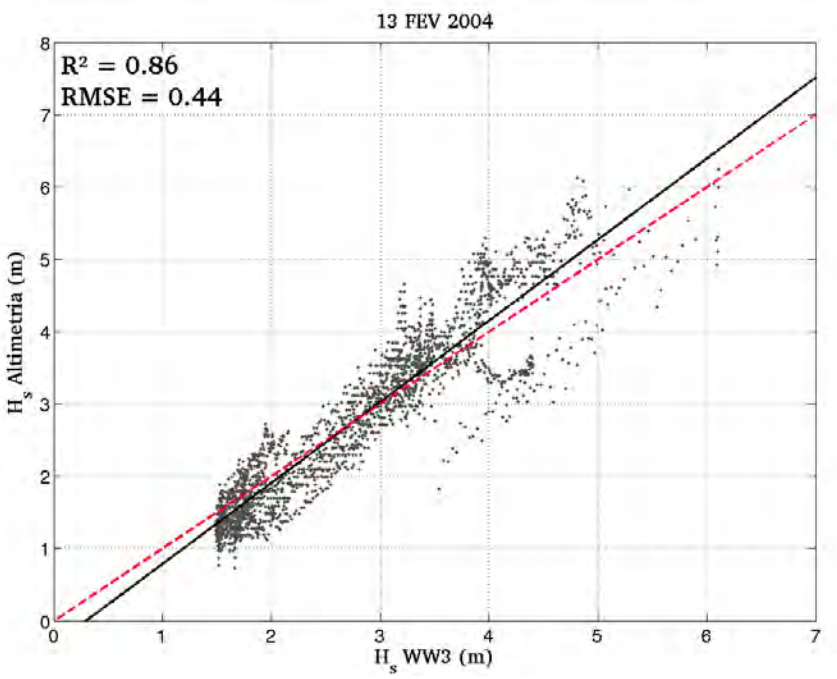

Figura 4.20 - Diagrama de dispersão entre altimetria e WW-III, com os parâmetros estatísticos (R^2 e RMSE) para o dia 13 de fevereiro de 2004, o que corresponde ao dia que antecede a identificação dos centros difusos.A reta preta representa a curva de melhor ajuste. A reta de 45^o encontra-se tracejada em vermelho.

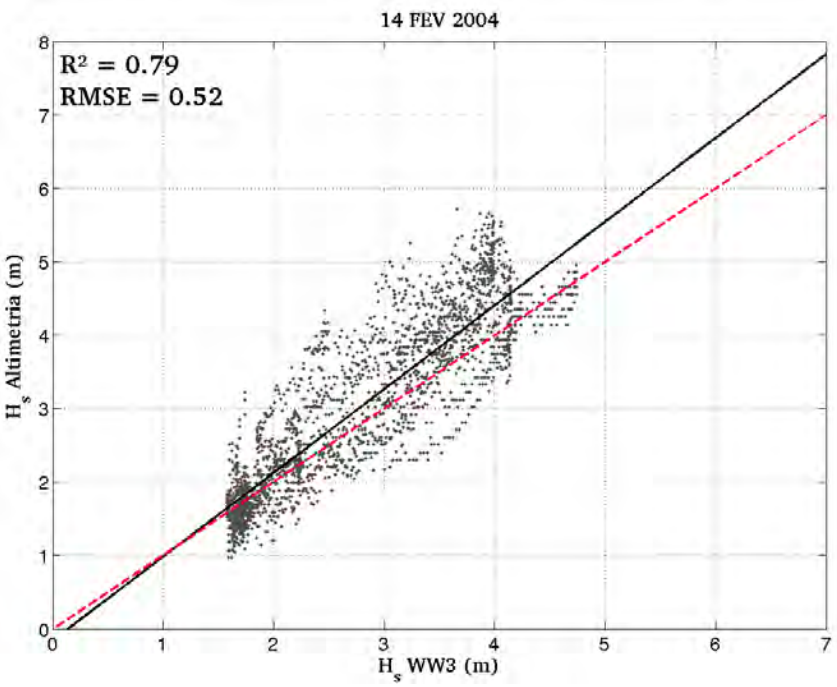

Figura 4.21 - Diagrama de dispersão entre altimetria e WW-III, com os parâmetros estatísticos (R^2 e RMSE) para o dia 14 de fevereiro de 2004, o que corresponde ao dia em que foram identificados os centros difusos. A reta preta representa a curva de melhor ajuste. A reta de 45^o encontra-se tracejada em vermelho.

Novamente, é possível se observar que as variações de correlação seguem um padrão similar ao observado no estudo de caso anterior. O valor do R^2 apresenta um valor de 0.86 no dia em que antecede a formação do centro de baixa pressão. Na sequência (figura 4.21), ocorre uma redução do coeficiente de correlação que no dia 14 de fevereiro de 2004 apresenta um valor de 0.79. Um dia após a dissipação da tempestade, o R^2 volta a subir, sendo o seu valor final de 0.83. O valor do RMSE aumenta de 0.44 no dia anterior para 0.52 no dia do máximo da tormenta, diminuindo para 0.35 para o dia subsequente.

É interessante observar que em relação ao primeiro estudo de caso, as flutuações dos índices estatísticos neste segundo caso analisado, apresentam uma maior suavidade nos padrões de variação. Possivelmente, isso possui relação com a baixa variabilidade dos valores de altura significativa de onda observados pelos dados de altimetria e modelagem numérica. Quando comparamos os eixos dos gráficos do presente tópico com os resultados mostrados na sub-seção 4.2.1, é possível observar uma maior sinergia entre os valores de H_s para o segundo estudo de caso. Tal convicção mostra-

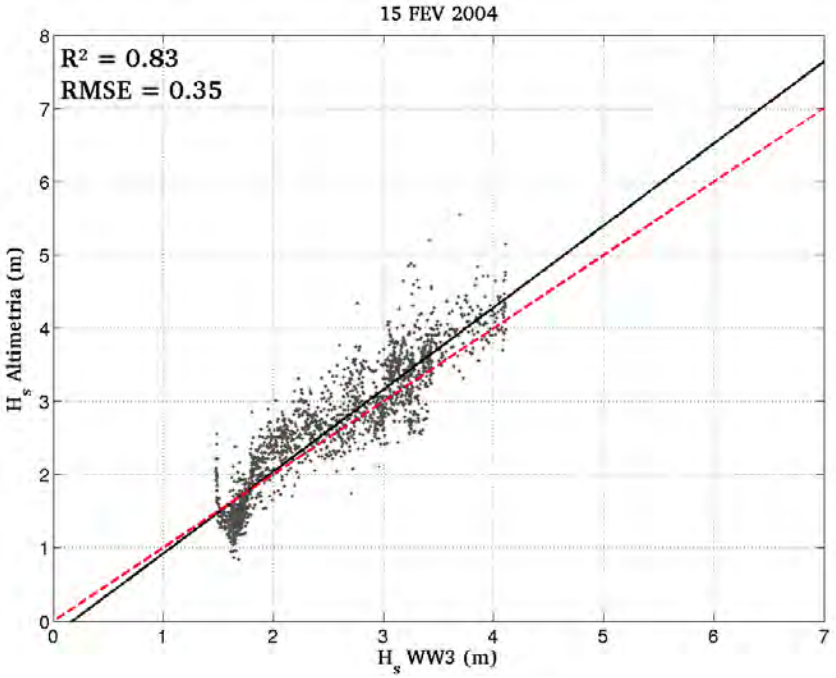

Figura 4.22 - Diagrama de dispersão entre altimetria e WW-III, com os parâmetros estatísticos (R^2 e RMSE) para o dia 15 de fevereiro de 2004, o que corresponde ao dia imediatamente posterior a data de identificação dos centros difusos. A reta preta representa a curva de melhor ajuste. A reta de 45^o encontra-se tracejada em vermelho.

se evidente quando comparamos os valores de R^2 nos dias de ocorrência dos sistemas de baixa pressão. Enquanto no evento do dia 24 de janeiro de 2003 este valor foi de 0.60, o coeficiente de correlação para o estudo de caso do dia 14 de fevereiro de 2004 apresentou um resultado de 0.73. Neste segundo estudo de caso, após a passagem do sistema de baixa pressão os valores de R^2 apresentam forte similaridade com o coeficiente de correlação do dia que antecede a passagem da tempestade.

4.2.3 Estudo de caso 3

O terceiro estudo de caso refere-se à tempestade identificada pela lógica difusa em 23 de março de 2005. Como nos casos anteriores, para fins de análise foram consideradas as datas imediatamente anterior e posterior a formação desse centro de baixa pressão, visando, identificar padrões de flutuação dos índices estatísticos de correlação.

O diagrama de dipersão correspondente a data que antecede a identificação do centro de baixa pressão, é mostrado na figura 4.23. Para esse dia, os valores de R^2 e RMSE foram, respectivamente, 0.72 e 0.74. A partir da reta em preto, vê-se que até aproximadamente H_s=4.5 m, o modelo WW-III tende, sistematicamente, a subestimar H_s em relação aos dados fornecidos por altimetria. Para valores de H_s acima de 4.5 m nota-se um significante aumento nas diferenças entre os dados de sensoriamento remoto e modelo. Embora valores de H_s estejam sendo na maioria dos casos subestimados nesse *range*, vê-se um grande número de casos em que o inverso esteja presente, i.e., valores de H_s por altimetria inferiores aos modelados.

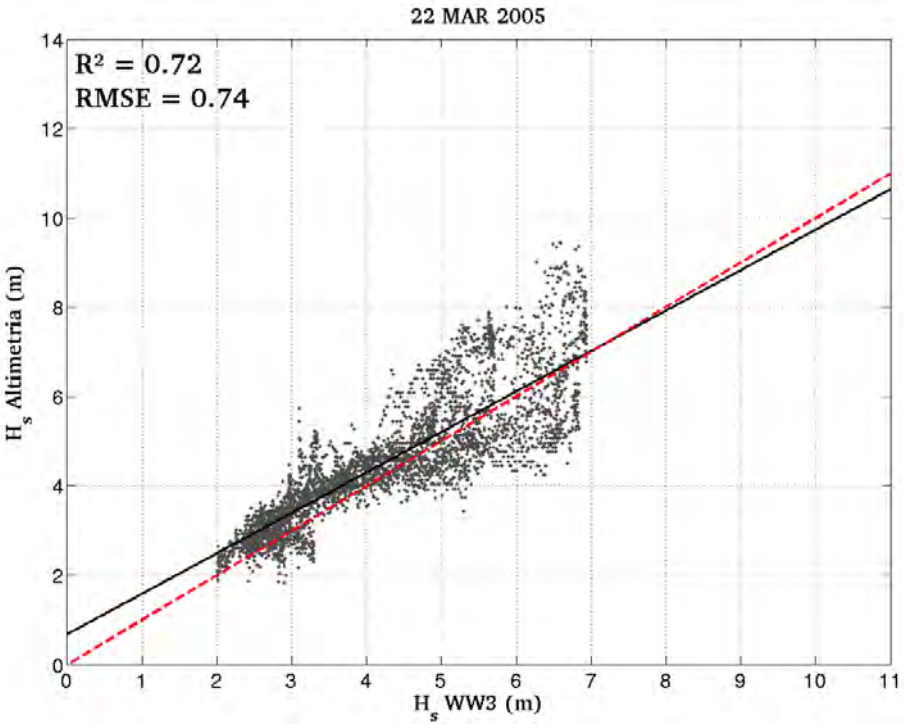

Figura 4.23 - Diagrama de dispersão entre altimetria e WW-III, com os parâmetros estatísticos (R^2 e RMSE) para o dia 22 de março de 2005, o que corresponde ao dia que antecede a identificação dos centros difusos. A reta preta representa a curva de melhor ajuste. A reta de 45^o encontra-se tracejada em vermelho.

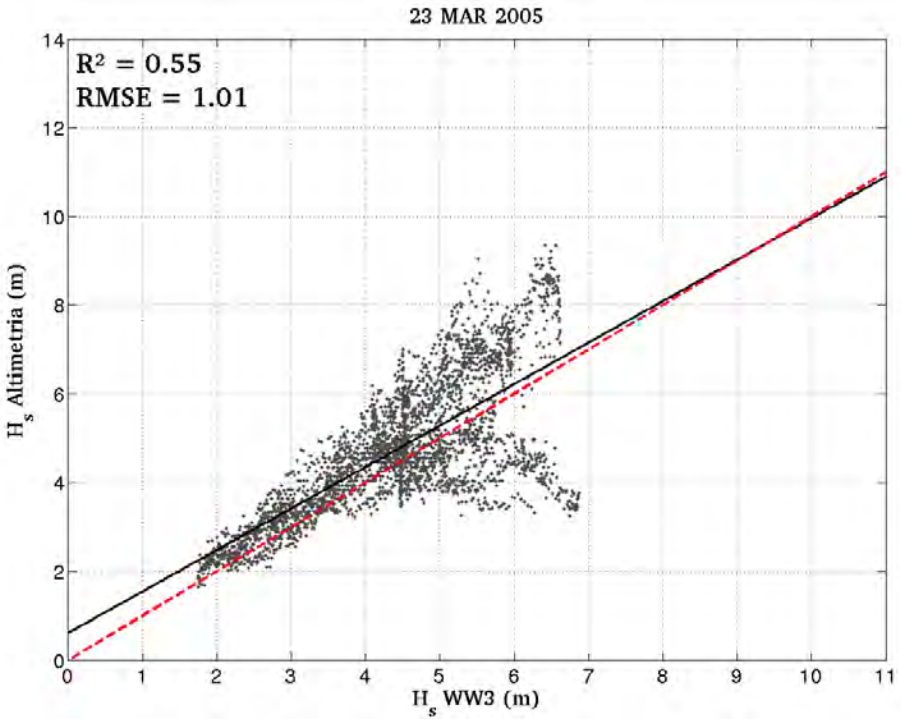

Figura 4.24 - Diagrama de dispersão entre altimetria e WW-III, com os parâmetros estatísticos (R^2 e RMSE) para o dia 23 de março de 2005, o que corresponde ao dia em que foram identificados os centros difusos. A reta preta representa a curva de melhor ajuste. A reta de 45^o encontra-se tracejada em vermelho.

A figura 4.24, referente ao dia 23 de março de 2005, apresenta os valores de H_s derivados do modelo WW-III para as rotas de passagem dos diferentes altímetros que estiveram presentes nas regiões próximas ao centro de baixa pressão identificado pelo algoritmo *fuzzy*. Para esse dia, os valores de R^2 e RMSE foram, respectivamente, 0.55 e 1.01. Vê-se, assim, que no dia de formação do centro difuso, temos um valor de R^2 entre o H_s do altímetro e modelo significativamente inferior ao observado para o dia imediatamente anterior (22 de março de 2005). O valor do erro médio quadratico (RMSE) apresenta um incremento significativo em relação ao dia anterior.

A figura 4.25 apresenta o diagrama de dispersão referente ao dia 24 de março de 2005, correspondente à data imediatamente posterior a identificação dos aglomerados difusos. Para esse dia, os valores de R^2 e RMSE são, respectivamente, 0.85 e 0.87. Esses resultados confirmam a mesma tendência de variação dos padrões de correlação para os eventos analisados anteriormente, ou seja, no dia em que antecede a passagem da tempestade (figura 4.23), os valores de R^2 entre altimetria e modelo são superiores ao momento seguinte, representado pela data aonde é possível identificar

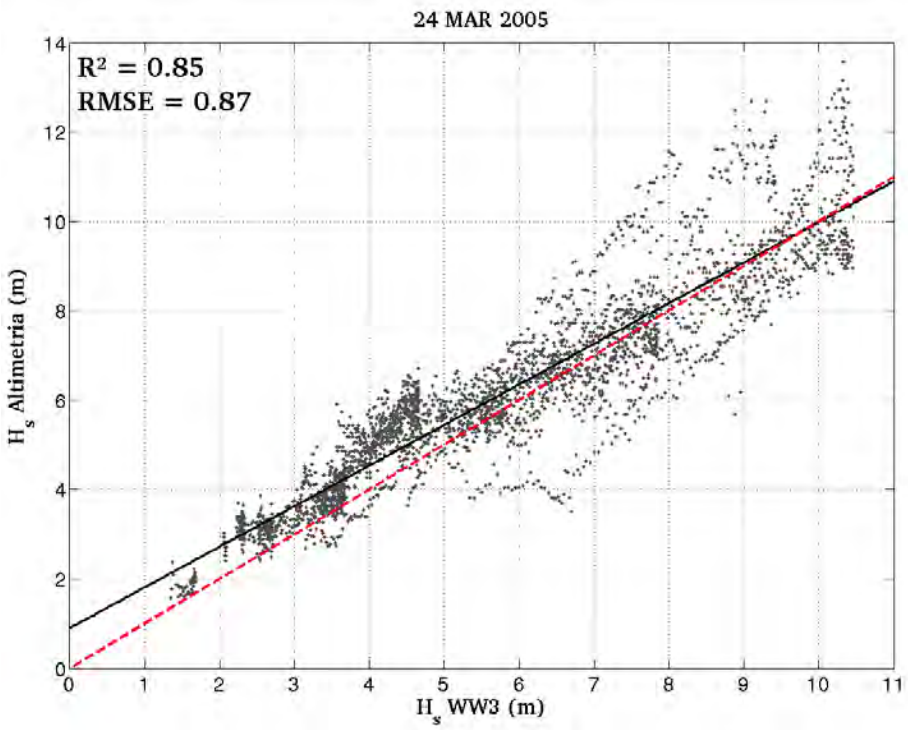

Figura 4.25 - Diagramas de dispersão entre altimetria e WW-III, com os parâmetros estatísticos (R^2 e RMSE) para o dia 24 de março de 2005, o que corresponde ao dia imediatamente posterior a data de identificação dos centros difusos. A reta preta representa a curva de melhor ajuste. A reta de 45^o encontra-se tracejada em vermelho.

a passagem do sistema de baixa de pressão (figura 4.24). No dia imediatamente posterior a focalização dos aglomerados difusos, observa-se que os valores de R^2 voltam a apresentar um incremento significativo. Esse padrão de variabilidade parece estar associado a uma sub-estimação dos valores de H_s derivados do modelo na presença de eventos extremos. Essa diferença entre modelo e altímetro tende entretanto, a ser reduzida em condições oceanográficas normais.

4.2.4 Estudo de caso 4

A figura 4.26 apresenta o diagrama de dispersão para o dia 19 de fevereiro de 2007, dia imediatamente anterior ao resultado fornecido pelos aglomerados difusos. Os índices estatísticos apresentam os seguintes resultados: R^2=0.59 e RMSE=0.81. Novamente é possível se observar uma tendência de sub-estimação dos valores de H_s do modelo WW-III em relação aos resultados derivados dos diferentes radares altimétricos, particularmente para os maiores valores de altura significante.

A figura 4.27, representa o mesmo diagrama de dispersão, agora para o dia 20 de fevereiro. É bastante significativa a redução de R^2 para 0.28 e o aumento de RMSE para 2.2. Como nos casos anteriores, vê-se a redução dos valores de R^2 no dia em que ocorre a focalização dos centros *fuzzy*. Entretanto, é importante observar que nesse caso específico, os valores do coeficiente de correlação são significativamente inferiores aos casos anteriores mostrados. Possivelmente, o R^2=0.28 esteja associado à ampla faixa zonal de ocorrência do evento identificado para esta data ($\approx 20^o$), havendo um maior número de pontos derivados do modelo WW-III associados aos resultados provenientes dos radares altimétricos.

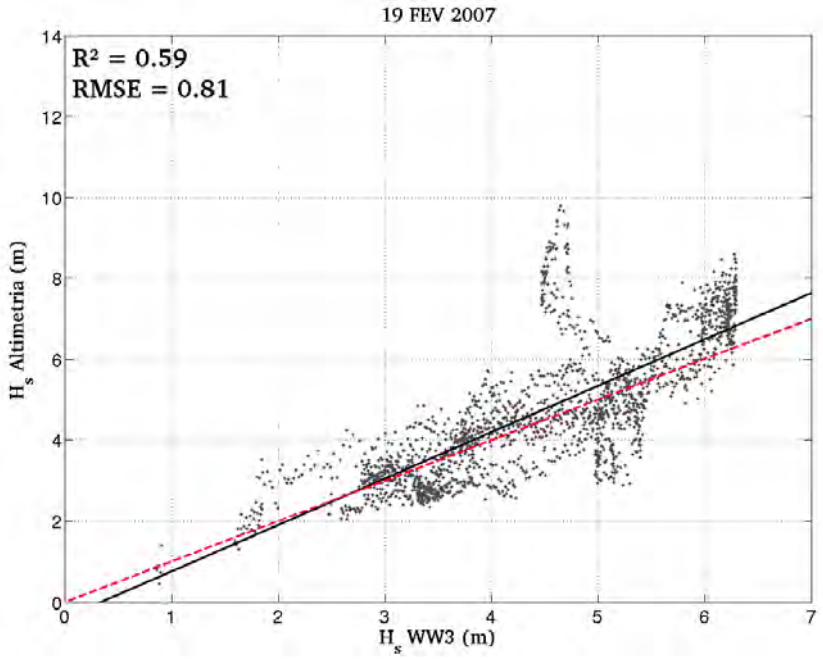

Figura 4.26 - Diagrama de dispersão entre altimetria e WW-III, com os parâmetros estatísticos (R^2 e RMSE) para o dia 19 de fevereiro de 2007, o que corresponde ao dia que antecede a identificação dos centros difusos. A reta preta representa a curva de melhor ajuste. A reta de 45^o encontra-se tracejada em vermelho.

Por fim, a figura 4.28 apresenta o diagrama de dispersão para o dia imediatamente posterior a data de focalização dos centros *fuzzy* (21 de fevereiro de 2007). Para esse dia, R^2 aumenta para 0.38 e RMSE diminui para 1.89. Estes resultados confirmam mais uma vez, o padrão de variabilidade das correlações entre os produtos derivados de sensoriamento remoto e modelagem numérica na presença de intensos eventos meteorológicos marinhos.

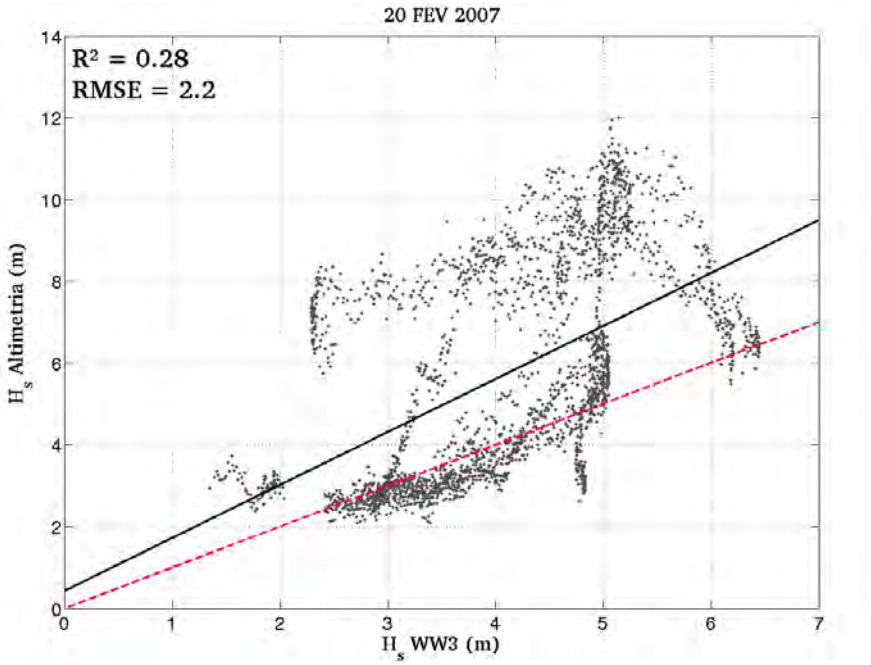

Figura 4.27 - Diagrama de dispersão entre altimetria e WW-III, com os parâmetros estatísticos (R^2 e RMSE) para o dia 20 de fevereiro de 2007, o que corresponde ao dia em que foram identificados os centros difusos. A reta preta representa a curva de melhor ajuste. A reta de 45^o encontra-se tracejada em vermelho.

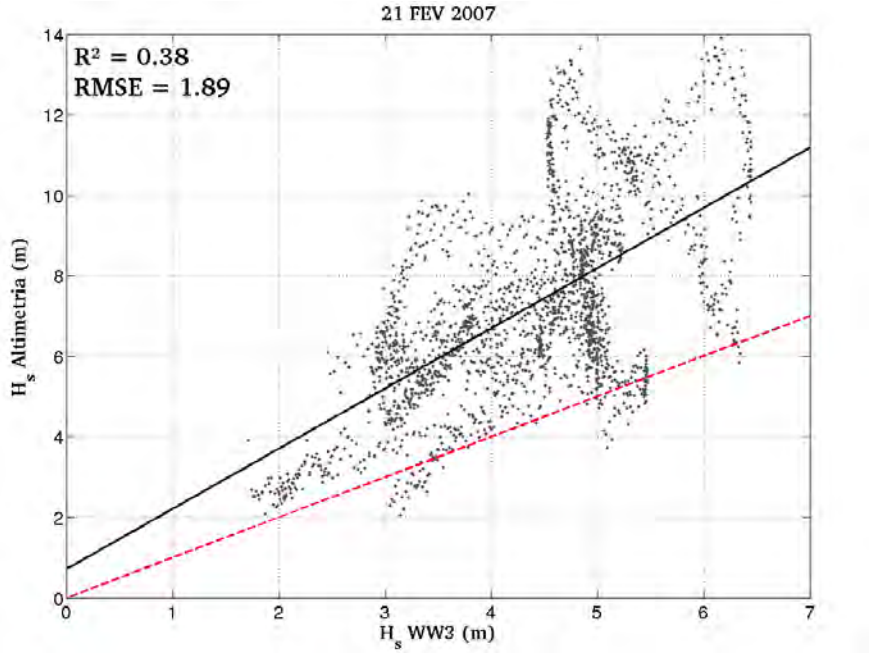

Figura 4.28 - Diagrama de dispersão entre altimetria e WW-III, com os parâmetros estatísticos (R^2 e RMSE) para o dia 21 de fevereiro de 2007, o que corresponde ao dia imediatamente posterior a data de identificação dos centros difusos. A reta preta representa a curva de melhor ajuste. A reta de 45^o encontra-se tracejada em vermelho.

Apesar do incremento observado para os valores de R^2 da data de ocorrência da frente de baixa pressão em relação ao dia imediatiamente posterior, os coeficientes de correlação ainda assim são mais baixos que aqueles observados nos eventos anteriores. Esse padrão possivelmente está associado a persistência e da ampla extensão zonal da tempestade identificada no dia 20 de fevereiro de 2007, que culminou numa maior discordância entre os valores de H_s medidos versus H_s modelados.

4.2.5 Estudo de caso 5

O último estudo de caso, identificado a partir dos centros aglomerados difusos está centrado na data de 28 de janeiro de 2008.

O diagrama de dispersão referente ao dia 27 de janeiro de 2008, data que antecede a focalização dos aglomerados difusos, mostrado na figura 4.29, apresenta os índices estatísticos, R^2=0.62 e RMSE=0.50. Os valores de H_s nesta data, variaram principalmente entre 1 e 3 m para resultados WW-III e 1 e 5 m para os dados altimétricos, valores esses relativamente abaixo daqueles apresentados nos casos anteriores. Como anteriormente, pode-se observar uma tendência de sub-estimação dos valores de altura significativa de onda para os valores derivados de WW-III em relação aos resultados altimétricos.

A figura 4.30, correspondente à data do centro difuso, mostra um aumento significativo nos valores de H_s. É interessante, entretanto, notar que neste caso, R^2 teve apenas uma pequena diminuição em relação ao dia anterior, sendo mais significativo o aumento de RMSE.

Para o dia imediatamente posterior à passagem do centro de baixa pressão (figura 4.31), embora valores máximos de H_s sejam ainda bastante semelhantes ao dia anterior, vemos um aumento de R^2, e uma redução do RMSE.

A análise dos estudos de caso apresentados, bem como dos outros 23 eventos identificados, mostra um padrão comum e recorrente de variação dos índices estatísticos de correlação entre os valores de H_s por satélite versus resultados do modelo WW-III. Para as datas de máxima intensidade dos sistemas meteorológicos, capturadas pelo método *fuzzy*, vê-se para a maioria dos casos um significante aumento nas diferenças entre os valores de H_s medidos por satélite e calculados por modelo. Isto se manifesta claramente numa redução de R^2 e um aumento em RMSE. Os valores de altura significativa de onda a partir dos dados de Altimetria versus WW-III nos

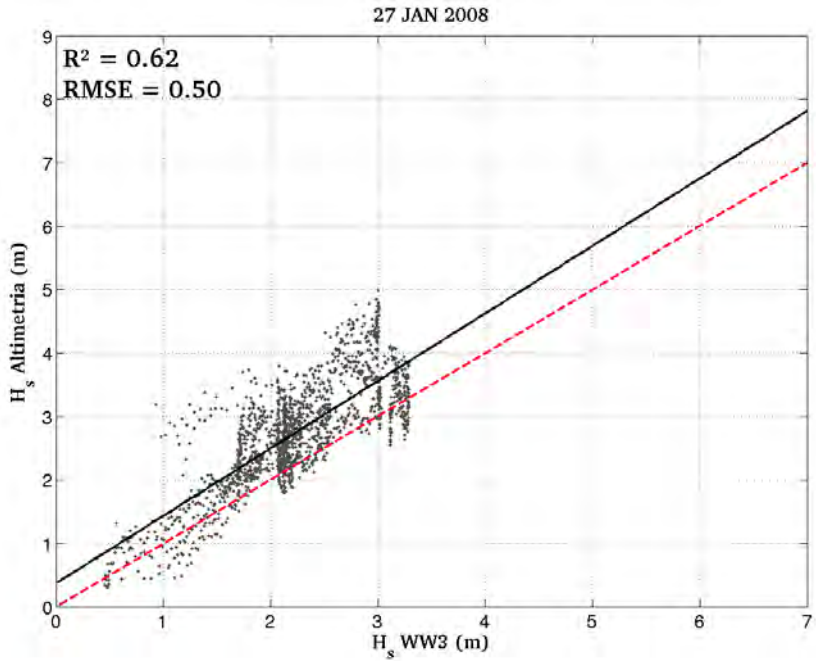

Figura 4.29 - Diagrama de dispersão entre altimetria e WW-III, com os parâmetros estatísticos (R^2 e RMSE) para o dia 27 de janeiro de 2008, o que corresponde ao dia que antecede a identificação dos centros difusos. A reta preta representa a curva de melhor ajuste. A reta de 45^o encontra-se tracejada em vermelho.

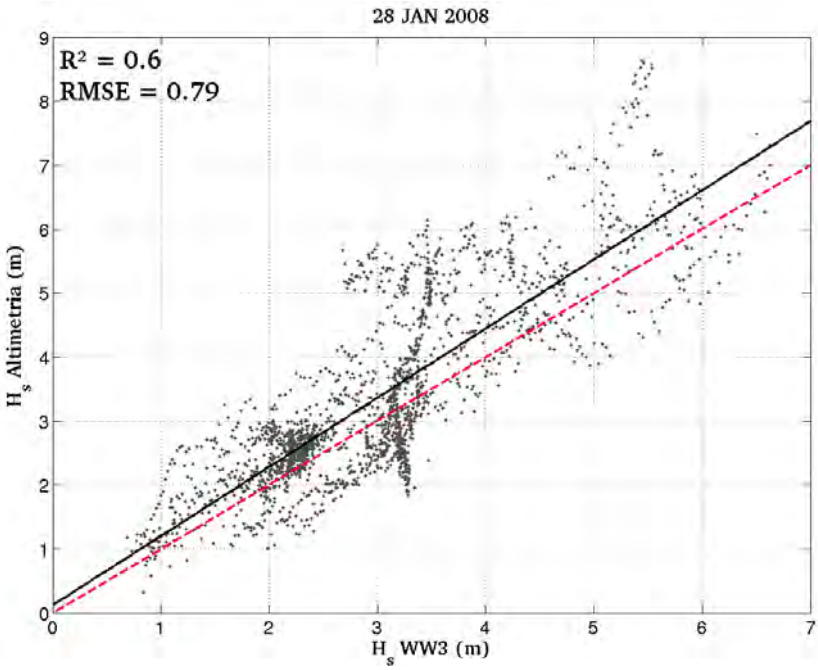

Figura 4.30 - Diagrama de dispersão entre altimetria e WW-III, com os parâmetros estatísticos (R^2 e RMSE) para o dia 28 de janeiro de 2008, o que corresponde ao dia em que foram identificados os centros difusos. A reta preta representa a curva de melhor ajuste. A reta de 45^o encontra-se tracejada em vermelho.

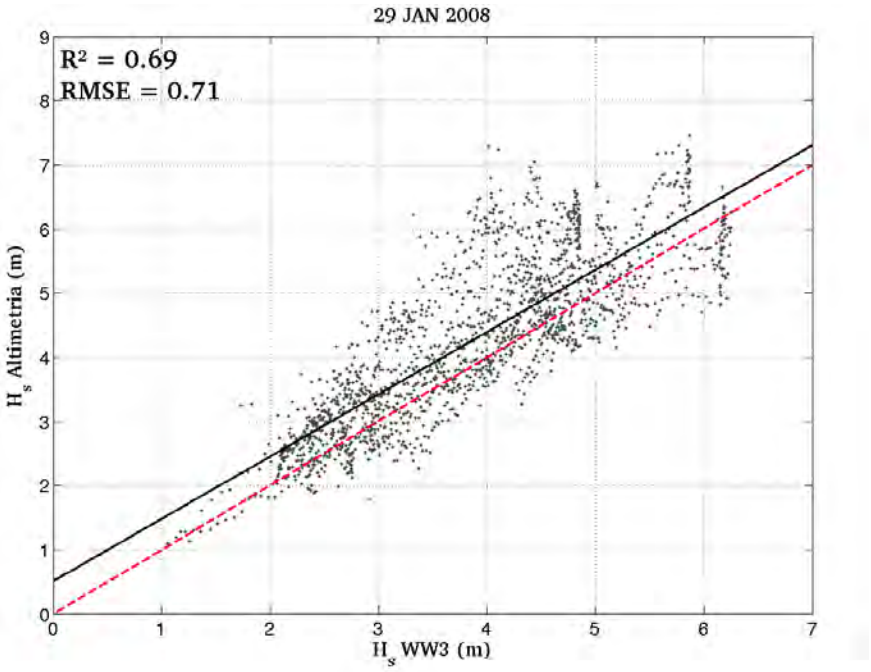

Figura 4.31 - Diagrama de dispersão entre altimetria e WW-III, com os parâmetros estatísticos (R^2 e RMSE) para o dia 29 de janeiro de 2008, o que corresponde ao dia imediatamente posterior a data de identificação dos centros difusos. A reta preta representa a curva de melhor ajuste. A reta de 45^o encontra-se tracejada em vermelho.

dias que antecedem e sucedem a identificação dos centros das tempestades apresentam melhor correlação, quando comparados aos mesmos resultados nos dias de ocorrência dos eventos extremos. Também ficou visível uma consistente tendência do modelo em subestimar H_s em relação aos dados de altimetria, sendo esse viés negativo mais significativo para os altos valores de altura significativa observados no máximo da tempestade. É possível que esse padrão esteja associado ao fato dos dados de vento ECMWF usados para forçar o modelo serem mais baixos que aqueles efetivamente presentes durante essas tempestades. Prova disso é que em situações aonde haja ausência de sistemas extremos, as correlações entre as diferentes bases de dados tendem a ser melhores.

4.3 Validação e avaliação dos centros difusos

Este item objetiva a apresentação dos resultados referentes à validação e avaliação dos centros difusos produzidos pelos espectros ASAR modo *Wave*. Usaremos para isso, como nas seções anteriores os cinco estudos de caso apresentados neste trabalho.

Para atingir essa meta, a partir dos campos de ventos QuikSCAT e ECMWF contidos nos centros difusos, foram derivados os valores de período de pico (T_p) com base no espectro teórico de Pierson-Moskowitz, que foram então comparados aos períodos de pico produzidos a partir dos dados ASAR retropropagados.

Na sequência, foi efetuada uma operação de subtração simples entre T_p ASAR - T_p QuikSCAT e T_p ASAR - T_p ECMWF, visando quantificar a concordância entre as diferentes bases de dados, localizadas sobre as regiões dos centros *fuzzy*. A partir dessa operação, foram contabilizados o número de zeros presentes em cada uma das diferenças. Desse modo, a operação que apresentar o maior número de zeros, indicará as bases que apresentam a maior concordância entre si. Todos os pontos de dados foram interpolados para uma grade comum, visando facilitar a inferência analítica.

Nas figuras desta seção são apresentados dois painéis, onde são mostrados: a) os centros difusos para grau de pertencimento maior que 95% , b) os vetores dos campos de ventos QuikSCAT (à esquerda) e ECMWF (à direita), apresentados sobre as regiões de localização dos aglomerados difusos em tons de cinza. c) para cada centro difuso são apresentados os valores de período de pico, em cores dados pela tabela de cores ao lado (em segundos) (à esquerda período de pico para vento QuikSCAT e à direita para ventos ECMWF), e d) isolinhas apresentando os resultados das subtrações realizadas entre T_p ASAR - T_p QuikSCAT (à esquerda) e T_p ASAR - T_p ECMWF (à direita). No título de cada figura consta o número de casos onde os períodos de pico coincide (zeros). Os resultados para todos os estudos de caso serão apresentados seguindo essa mesma conformação.

4.3.1 Estudo de caso 1

O aglomerado difuso derivado dos espectros ASAR modo *Wave* para o primeiro estudo de caso, de 24 de janeiro de 2003, tem seu centro localizado aproximadamente sobre as coordenadas 61^{o}W e 39^{o}N. A figura 4.32 ilustra os resultados obtidos.

Vê-se no painél esquerdo que o número de casos concordantes entre os períodos de pico dados pelo ASAR e pelos dados QuikSCAT (zeros=120) foi sensivelmente maior que para os ventos ECMWF (zeros=24), indicando claramente uma maior concordância entre os dados de período de pico do QuikSCAT com os dados de T_p provenientes dos espectros SAR.

Os valores de T_p obtidos para ambas as bases de dados também apresentam dispari-

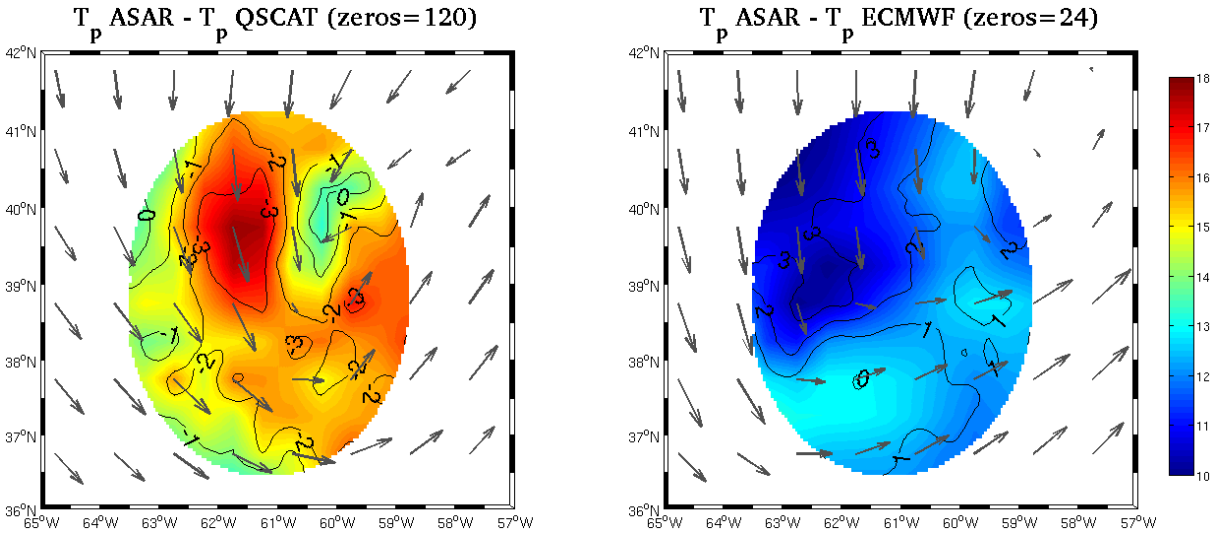

Figura 4.32 - Diferenças entre os valores de SAR observados e os períodos de pico teóricos derivados do espectro de Pierson-Moskowitz. Esquerda: ASAR-QuikSCAT. Direita: ASAR-ECMWF. Data:24 de janeiro de 2003 (Estudo de caso 1).

dades significativas. Enquanto a média dos valores de período de pico derivados dos produtos do escaterômetro QuikSCAT figuram em torno dos 15 segundos, com picos de até 18 segundos, estes mesmos valores derivados do modelo ECMWF não passam 13.5 segundos. Esta diferença entre os valores de T_p entre as duas bases de dados, parece estar diretamente associada à sub-estimação das intensidades do vento por parte dos dados de reanálise.

As isolinhas em preto sugerem uma tendência dos dados de T_p ASAR sub-estimarem em até 3 segundos os resultados derivados por T_p QuikSCAT. Entretanto, em relação aos produtos de reanálise, os dados de radar de abertura sintética apresentam um padrão antagônico, i.e. há uma super-estimativa de até 3 segundos dos valores de T_p ASAR em relação aos períodos de pico ECMWF.

Os padrões de direção do campo de vento de superfície das duas bases de dados para esta data visualmente apresentam uma boa concordância. É importante observar, entretanto, que o centro de baixa pressão encontra-se melhor detalhado nos dados do escaterômetro.

4.3.2 Estudo de caso 2

O segundo estudo de caso está relacionado à análise dos períodos de pico derivados do aglomerado difuso identificado a partir dos espectros ASAR para o dia 14 de fevereiro de 2004 (figura 4.33). O centro difuso está localizado aproximadamente sobre as coordenadas 41^{o}W e 32^{o}N.

Os resultados obtidos a partir das diferenças entre T_p ASAR - T_p QuikSCAT e T_p ASAR - T_p ECMWF, indicam que os produtos de escaterometria apresentam maior compatibilidade com os espectros de radar de abertura sintética. De acordo com os resultados obtidos, 170 pontos da grade T_p QuikSCAT são iguais a T_p ASAR. Quando realizada sobre dados de reanálise, a diferença T_p ASAR - T_p ECMWF indica 138 valores iguais a zero.

Comparando os resultados de período de pico separadamente (QuikSCAT e ECMWF), observa-se que em média, os valores de T_p ASAR, variam entre 7 e 15 segundos, estando os maiores valores de período de pico, acima dos 32^{o}N. Os resultados de reanálise, apontam T_p variando entre 5 e 12.5 segundos, com os maiores valores localizados próximos das coordenadas 42^{o}W e 33^{o}N.

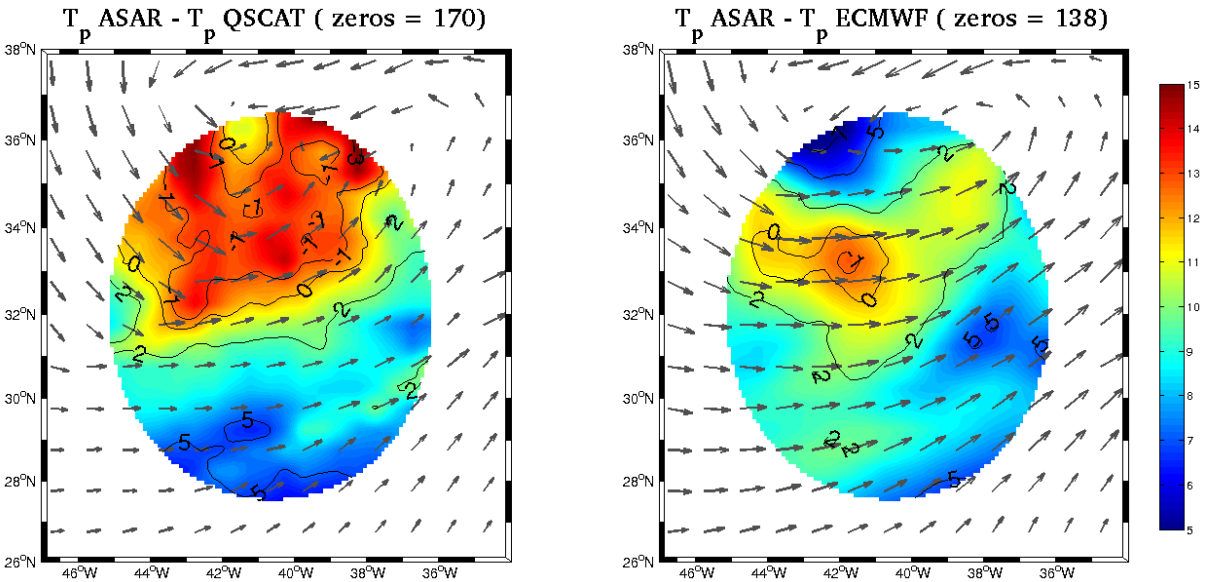

Figura 4.33 - Diferenças entre os valores de SAR observados e os períodos de pico teóricos derivados do espectro de Pierson-Moskowitz. Esquerda: ASAR-QuikSCAT. Direita: ASAR-ECMWF. Data: 14 de fevereiro de 2004 (Estudo de caso 2).

As isolinhas T_p ASAR - T_p QuikSCAT indicam uma tendência dos espectros de radar de abertura sintética a sub-estimar os períodos de pico teóricos na porção norte do centro difuso, onde os ventos QuikSCAT são mais intensos, tendência esta que se inverte na parte sul onde o campo de vento é mais fraco. Na comparação T_p ASAR - T_p ECMWF vemos uma tendência de sobre-estimação T_p ASAR em relação a T_p ECMWF, padrão certamente associado à tendência de sub-estimação dos ventos de tempestade observados nos dados ECMWF reanálise.

4.3.3 Estudo de caso 3

O terceiro estudo de caso corresponde ao centro *fuzzy* identificado para o dia 23 de março de 2005. De acordo com os produtos gerados a partir dos espectros SAR, o aglomerado difuso encontra-se localizado sobre as coordenadas 47^{o}W e 35^{o}N.

A figura 4.34 apresenta os resultados obtidos. É possível observar de modo geral, que os valores de período de pico derivados de escaterometria variam significativamente na orientação SO-NE, com valores mínimos de T_p iguais a 10 segundos e máximos de 19 segundos. Os resultados de T_p derivados a partir dos produtos de reanálise, apresentam a mesma conformação de variabilidade espacial, diferindo entretanto, nos valores mínimos e máximos que para esta base de dados variaram entre 9 e 14 segundos.

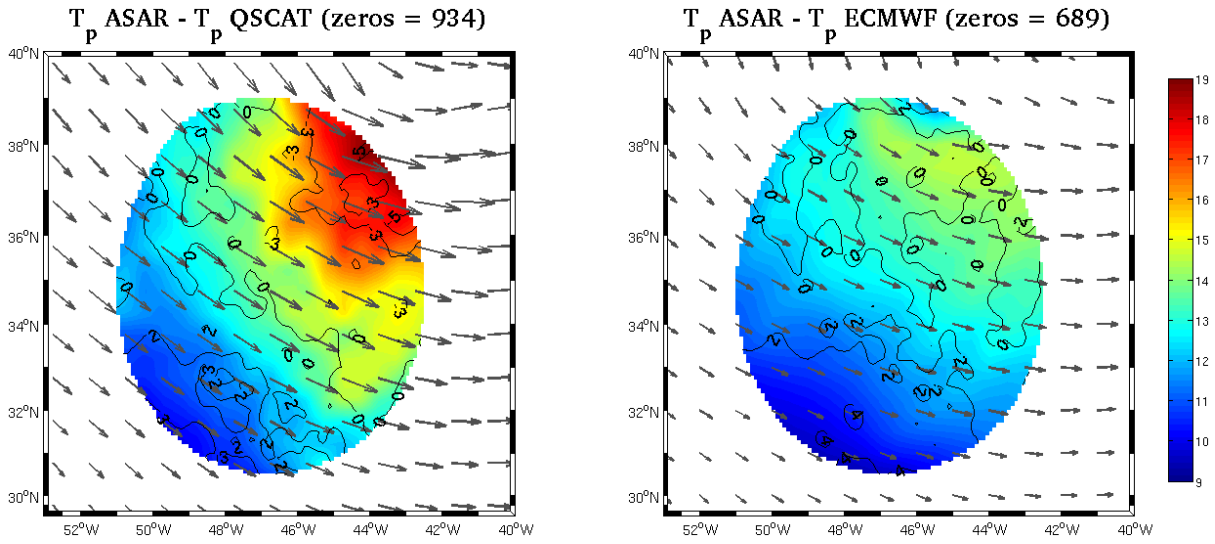

Figura 4.34 - Diferenças entre os valores de SAR observados e os períodos de pico teóricos derivados do espectro de Pierson-Moskowitz. Esquerda: ASAR-QuikSCAT. Direita: ASAR-ECMWF. Data: 23 de março de 2005 (Estudo de caso 3).

Os resultados mostram uma melhor concordância entre os períodos de pico ASAR e QuikSCAT (zeros=934) que com os dados ECMWF (zeros=689). Para os dados de reanálise, a subtração dos valores de T_p do radar de abertura sintética contra ECMWF foi igual a 689.

As isolinhas referentes a subtração T_p ASAR - T_p QuikSCAT apontam uma sub-estimação dos dados de T_p do radar abertura sintética na porção NE do aglomerado. Entretanto, observa-se uma sub-estimação da mesma variável no porção SO do centro *fuzzy*. As isolinhas T_p ASAR - T_p ECMWF nas regiões diferentes de zero, apresentam uma superestimativa dos dados de radar em relação aos produtos de reanálise. Por fim, é possível identificar que os direções de propagação do vento de ambas as bases, seguem no geral os mesmos padrões.

4.3.4 Estudo de caso 4

O centro difuso derivado a partir dos espectros ASAR modo *Wave* para o quarto estudo de caso, foi focalizado no dia 20 de fevereiro de 2007 sob as coordenadas 54^oW e 41^oN. A figura 4.35 apresenta os resultados obtidos.

De modo similar aos casos anteriormente analisados, foi observado uma maior concordância entre os períodos de pico derivados dos dados de escaterometria com os valores de T_p oriundos dos espectros SAR. Os resultados apresentaram 300 pontos iguais a zero para a subtração T_p ASAR - T_p QuikSCAT contra 70 zeros para a operação T_p ASAR - T_p ECMWF, o que ratifica nossa afirmativa.

Foi possível observar ainda, diferenças significativas dos valores de T_p derivados a partir das duas bases de vento, apesar de ambas apresentarem um *range* de período de pico variando entre 11 e 14.5 segundos. Para os resultados de T_p QuikSCAT, os maiores períodos de pico encontram-se na porção NO do aglomerado difuso, com um decaimento de T_p na região SE do mesmo grid. Nos produtos T_p ECMWF, os valores máximos de período de pico ocorrem na porção S do centro difuso, com uma redução dos valores na medida para N, culminando em mínimos de 11 segundos na porção NO do aglomerado.

As isolinhas em preto sugerem uma tendência geral dos dados de T_p ASAR sobre-estimarem em até 2.5 segundos os resultados derivados por T_p QuikSCAT. Entretanto, em relação aos produtos de reanálise, os dados de radar de abertura sintética apresentam um padrão antagônico, i.e. há uma sub-estimativa de até 3 segundos dos

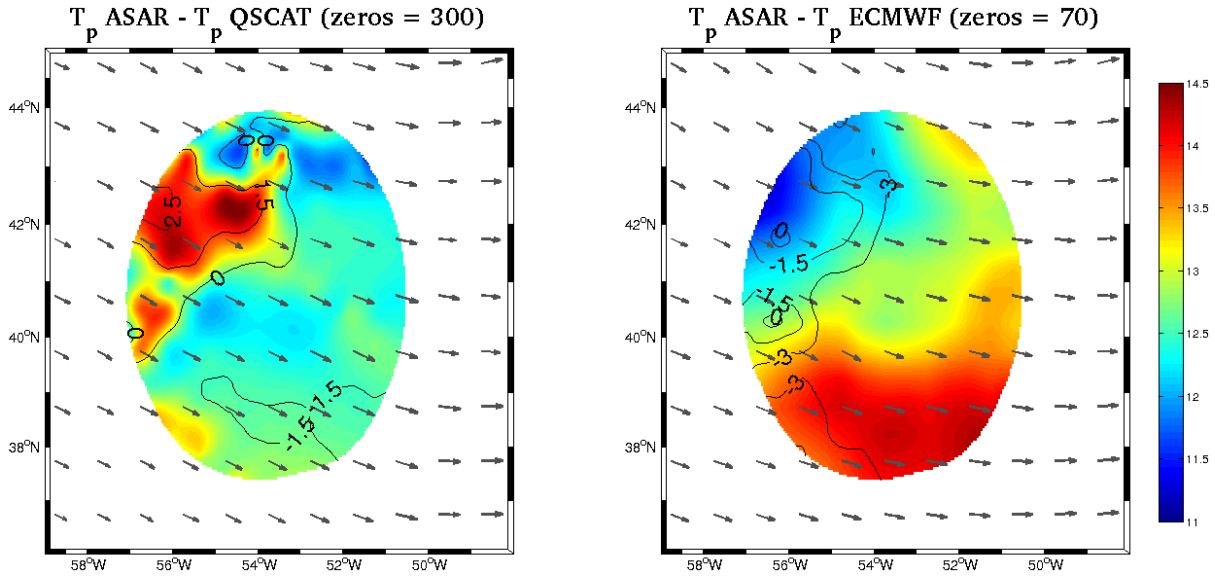

Figura 4.35 - Diferenças entre os valores de SAR observados e os períodos de pico teóricos derivados do espectro de Pierson-Moskowitz. Esquerda: ASAR-QuikSCAT. Direita: ASAR-ECMWF. Data:20 de fevereiro de 2007 (Estudo de caso 4).

valores de T_p ASAR em relação aos períodos de pico ECMWF.

Pode-se observar um padrão de direção do vento bastante semelhante entre as duas bases de dados para o dia 20 de fevereiro de 2007.

4.3.5 Estudo de caso 5

O quinto estudo de caso está relacionado ao aglomerado difuso identificado sob as coordenadas centrais 67^oW e 40^oN para a data de 28 de janeiro de 2008. Os resultados encontram-se mostrados na figura 4.36.

Este caso ratifica os mesmos padrões encontrados nos exemplos anteriores, i.e., os períodos de pico oriundos dos dados QuikSCAT, apresentam uma maior similaridade com os espectros SAR em comparação aos mesmos resultados obtidos por T_p derivados de reanálise. De acordo com os resultados obtidos, foram contabilizados 160 pontos de igualdade entre os espectros de radar de abertura sintética e escaterometria. Entretanto, nenhum ponto T_p SAR - T_p ECMWF apresentou paridade.

As isolinhas em preto sugerem uma tendência geral dos dados de T_p ASAR sobreestimarem em até 3 segundos os resultados derivados por T_p QuikSCAT e T_p ECMWF.

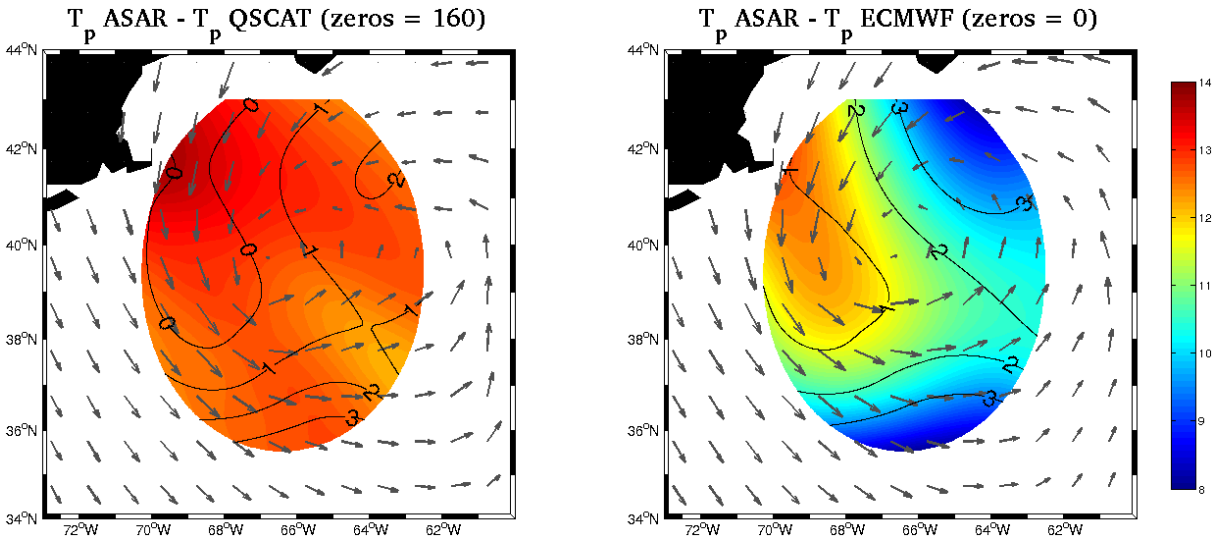

Figura 4.36 - Diferenças entre os valores de SAR observados e os períodos de pico teóricos derivados do espectro de Pierson-Moskowitz. Esquerda: ASAR-QuikSCAT. Direita: ASAR-ECMWF. Data: 28 de janeiro de 2008 (Estudo de caso 5).

Foi possível ainda observar diferenças significativas dos valores de T_p derivados a partir das duas bases de vento. Para os resultados de T_p QuikSCAT, o centro produzido apresenta homogeneidade com período de pico por volta de 13 segundos. Nos produtos T_p ECMWF, os valores máximos de período de pico ocorrem na porção NO do centro difuso (12.5 segundos), havendo duas regiões de mínimos localizadas nas porções NE e SE do aglomerado, com valores da ordem de 8 segundos.

4.4 Análise dos padrões de propagação de marulhos

A partir da implementação da teoria de propagação em grandes círculos sobre os dados ASAR modo *Wave*, que posteriormente foram submetidos a análise por lógica *fuzzy*, foi então possível identificar os centros de geração de marulhos, isolando os campos de ondas de longo período, de modo a acompanhar a sua trajetória em toda a nossa região de estudo (figura 4.37).

Os dados provenientes do modelo WW-III foram interpolados para as regiões correspondentes aos *tracks* do radar de abertura sintética, possibilitando a propagação dos dados de modelo a partir da mesma metodologia adotada para a base de dados de sensoriamento remoto.

Para a análise dos dados propagados a partir dos centros difusos, foi elaborado um

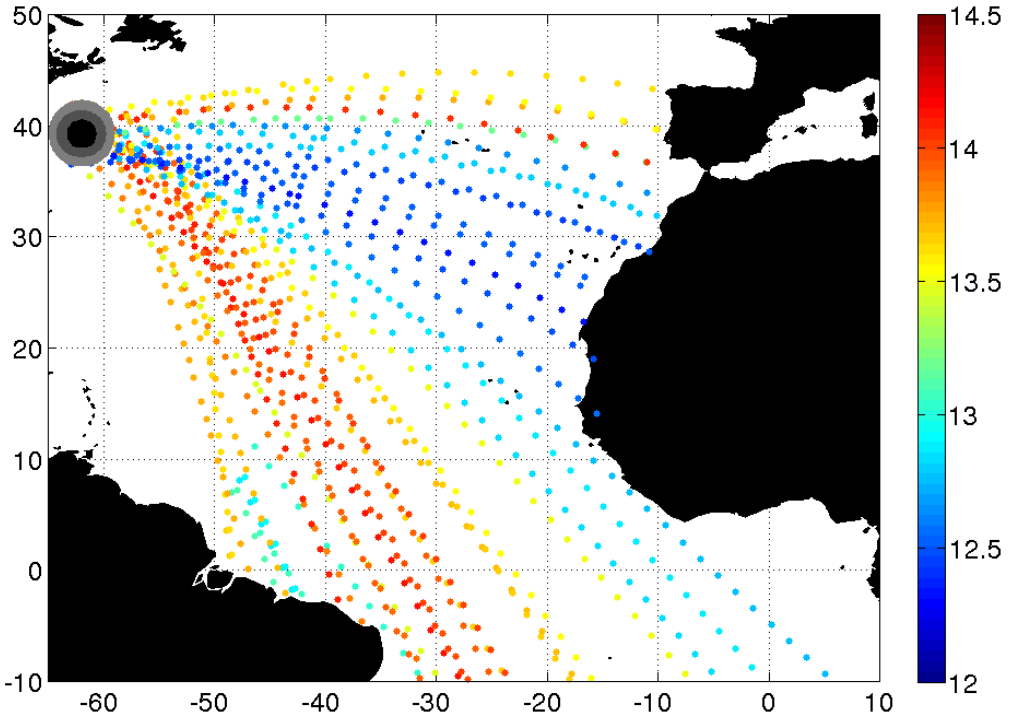

Figura 4.37 - Mapa mostrando a distribuição dos campos de marulhos a partir da sua região de geração (em tons de cinza). A barra de cores representa os valores de período (em segundos). Ano: 2003 (Estudo de caso 1).

cinturão de bóias virtuais na latitude 5^o N e entre as longitudes 50^o W e 35^o W, correspondendo à toda a região adjacente à costa norte do Brasil. Os dados coletados pelas bóias virtuais foram agrupados e posteriormente foram comparados os resultados obtidos entre os produtos de modelagem WW-III e radar de abertura sintética. Foram avaliados os padrões de propagação dos cinco estudos de caso mostrados anteriormente, considerando as seguintes variáveis: período, direção e tempo.

Neste estudo, todas as informações referentes a direção de propagação das ondas referem-se ao sentido **de onde vêm** as ondas. Essa convenção é válida tanto para os dados SAR como também para os resultados provenientes do WW-III.

4.4.1 Estudo de caso 1

Conforme mostrado anteriormente, o primeiro estudo de caso teve sua origem no dia 24 de janeiro de 2003, sendo o campo de marulhos propagados por toda a região de estudo. A porção espalhada para o sul do Atlântico, começou a incidir na costa norte do Brasil aproximadamente 3.5 dias após terem sido gerados por volta da latitude

40^o N.

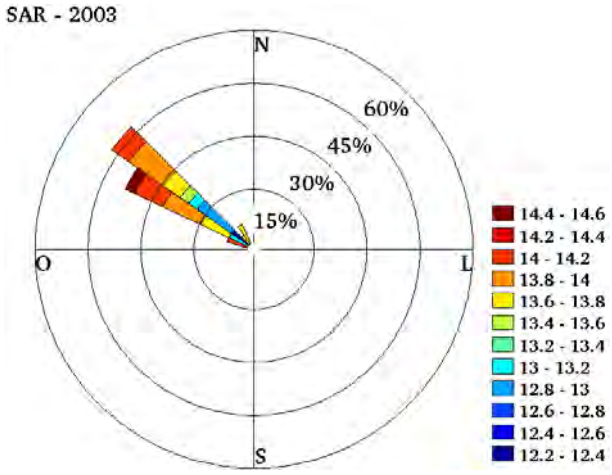

Figura 4.38 - Diagrama de rosetas obtidos a partir dos dados SAR para o nosso primeiro estudo de caso. A barra de cores representa os valores de período (em segundos).

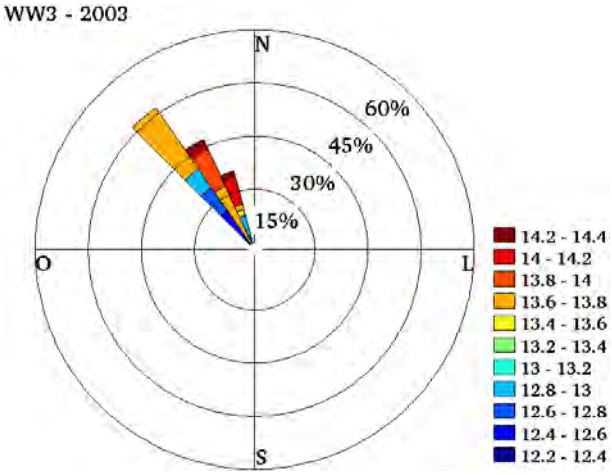

Figura 4.39 - Diagrama de rosetas obtidos a partir dos dados WW-III para o nosso primeiro estudo de caso. A barra de cores representa os valores de período (em segundos).

Os campos propagados a partir dos dados SAR apresentaram direção predominante entre 305 e 320^o, o que corresponde ao quadrante NO do diagrama. Os períodos mínimos observados foram de 12.2 segundos e os máximos da ordem de 14.6 segundos (figura 4.38). Entretanto, os períodos predominantes estiveram entre 13.8 e 14

segundos.

Os resultados do WW-III (figura 4.39) apresentaram de maneira geral, o campo direcional com disposição no mesmo quadrante dos dados SAR (NO). Entretanto, diferentemente dos resultados derivados de sensoriamento remoto, os produtos WW-III mostraram um deslocamento médio de 10^o para norte. Os valores de período apresentaram um intervalo de variabilidade bastante similar aos obtidos através dos dados SAR, com mínimos da ordem de 12.2 segundos e máximos de 14.4 segundos. Contudo, os dados de modelo apresentaram menores valores de período quando comparados as bases SAR, com predominância média igual a 13.5 segundos.

4.4.2 Estudo de caso 2

O nosso segundo estudo de caso foi focalizado pelo centro do aglomerado difuso em 14 de fevereiro de 2004 que, conforme apresentado, corresponde a data de geração de um centro de baixa pressão na região das médias latitudes no oceano Atlântico norte. Partindo dessa tempestade, os campos de *swell* foram então propagados sendo observado sua incidência em nosso cinturão de bóias virtuais após aproximadamente 3.5 dias de sua geração.

A figura 4.40 apresenta os resultados capturados pela estação de coleta virtual. É possível observar que a direção predominante neste segundo estudo de caso concentra-se no quadrante NO por volta dos 335^o. Os períodos coletados apresentaram variação entre 10.5 e 14.5 segundos, havendo contudo uma predominância em torno dos 13 segundos, o que caracteriza uma condição de incidência de marulhos.

A figura 4.41 mostra os resultados obtidos pelo cinturão de bóias virtuais para os dados do Wave Watch-III referentes ao nosso segundo estudo de caso. De acordo com os resultados, observa-se uma grande similaridade entre os campos direcionais extraídos dos dados SAR e derivados do modelo, ou seja, para esse segundo conjunto de dados destaca-se uma direção de propagação preferencial vindo do quadrante NO. Entretanto, observa-se uma significativa diferença entre os períodos derivados das duas bases de dados, havendo uma diferença média entre períodos da ordem de 5.5 segundos. De acordo com os dados do modelo, os períodos predominantes neste evento são de 7.5 segundos, ou seja, eles sequer podem ser considerados marulhos, estando classificados como vagas.

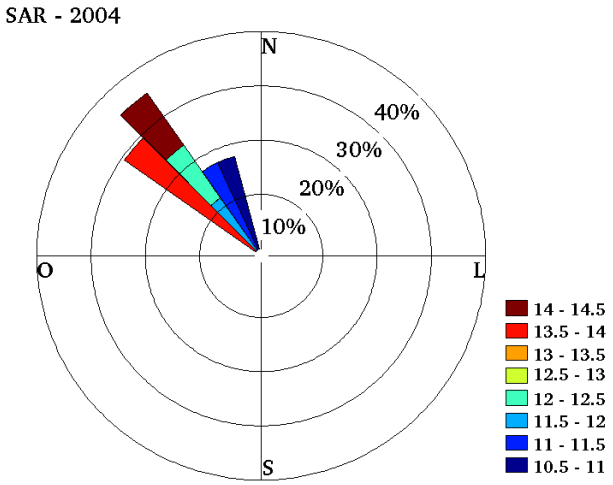

Figura 4.40 - Diagrama de rosetas obtidos a partir dos dados SAR para o nosso segundo estudo de caso. A barra de cores representa os valores de período (em segundos).

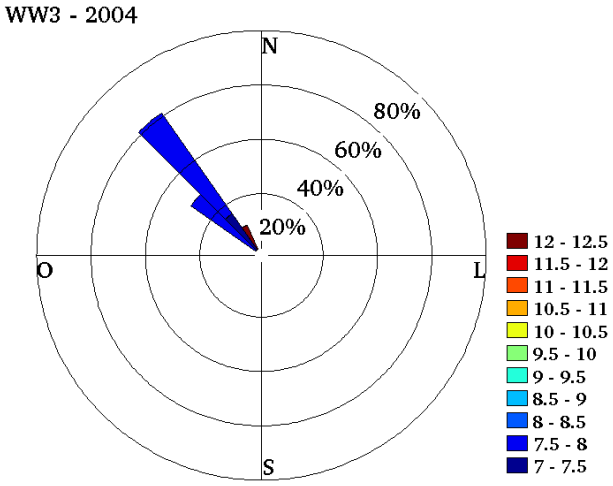

Figura 4.41 - Diagrama de rosetas obtidos a partir dos dados WW-III para o nosso segundo estudo de caso. A barra de cores representa os valores de período (em segundos).

4.4.3 Estudo de caso 3

O terceiro estudo de caso está relacionado ao evento identificado pelo aglomerado difuso em 23 de março de 2005. Os pontos que geraram o centro *fuzzy* foram submetidos ao método de propagação em grandes círculos, visando analisar os padrões de distribuição espacial dos campos de marulhos gerados por essa tempestade. De acordo com os resultados, os trens de *swell* gerados por esse centro de baixa pressão começaram a incidir no cinturão de bóias virtuais aproximadamente 3 dias após terem sido gerados na latitude 35^oN.

Os resultados referentes aos campos SAR propagados encontram-se dispostos no diagrama de rosetas apresentado na figura 4.42. É possível observar que neste terceiro estudo de caso, os campos de ondas incidentes vieram do quadrante NNO, com direção de aproximadamente 350^o. Os períodos entre 12.5 e 15.5 segundos, evidenciam o predomínio absoluto da incidência de campos de marulhos. De modo geral, pôde-se observar um período médio de 14.5 segundos para este estudo de caso.

De modo similar a base de dados SAR, o diagrama de rosetas construído a partir dos campos de ondas derivadas do WW-III (figura 4.43) sugerem um predomínio de ondas do tipo *swell*, com períodos variando entre 13.5 e 14.3 segundos. As direções preferenciais de incidência das ondas obtidas pelo modelo numérico, também apresentam forte sinergia com os resultados de sensoriamento remoto.

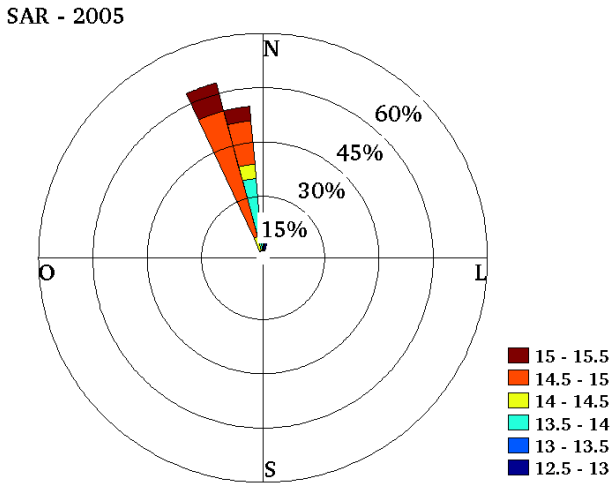

Figura 4.42 - Diagrama de rosetas obtidos a partir dos dados SAR para o nosso terceiro estudo de caso. A barra de cores representa os valores de período (em segundos).

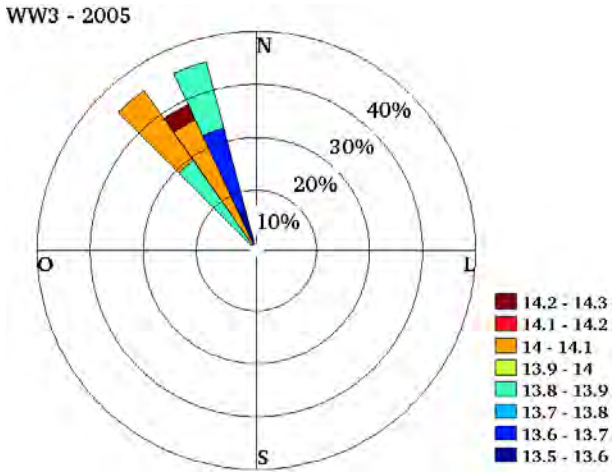

Figura 4.43 - Diagrama de rosetas obtidos a partir dos dados WW-III para o nosso terceiro estudo de caso. A barra de cores representa os valores de período (em segundos).

4.4.4 Estudo de caso 4

O quarto estudo de caso está relacionado com os campos de marulhos gerados no dia 20 de fevereiro de 2007. De acordo com os dados capturados pelo cinturão de bóias virtuais (figuras 4.44 e 4.45), os trens de *swell* atingiram a região adjacente a costa norte do Brasil aproximadamente 3.5 dias após terem sido gerados pelo centro de baixa pressão identificado a partir dos centros difusos.

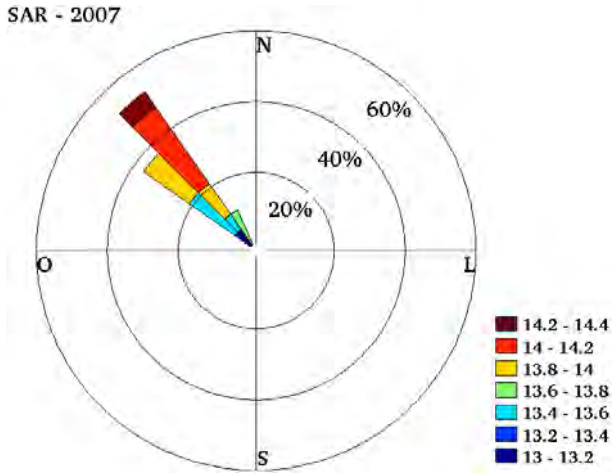

Figura 4.44 - Diagrama de rosetas obtidos a partir dos dados SAR para o nosso quarto estudo de caso. A barra de cores representa os valores de período (em segundos).

A figura 4.44 mostra os resultados obtidos a partir dos dados SAR. Neste evento, é possível observar a persistência da geração dos campos de marulhos vindos do quadrante NO, com direção preferencial em torno dos 330^o. Os valores de período médio foram de 14 segundos, com mínimos de 13 segundos e máximos de 14.4 segundos, o que denota uma incidência predominante de marulhos na região.

No que concerne a direção preferencial de incidência, os resultados derivados dos campos de ondas propagados pelo modelo Wave Watch III, mostram uma boa concordância com os resultados obtidos através dos espectros SAR. Entretanto, a mesma afirmativa não pode ser adotada no que tange a variabilidade dos períodos coletados. Enquanto os dados de radar de abertura sintética sugerem um predomínio de campos de marulhos na região das bóias virtuais. Embora os dados do modelo apresentem períodos máximos de 14 segundos, observa-se um predomínio de períodos em torno dos 9 segundos, caracterizando essa região com a presença de vagas oceânicas.

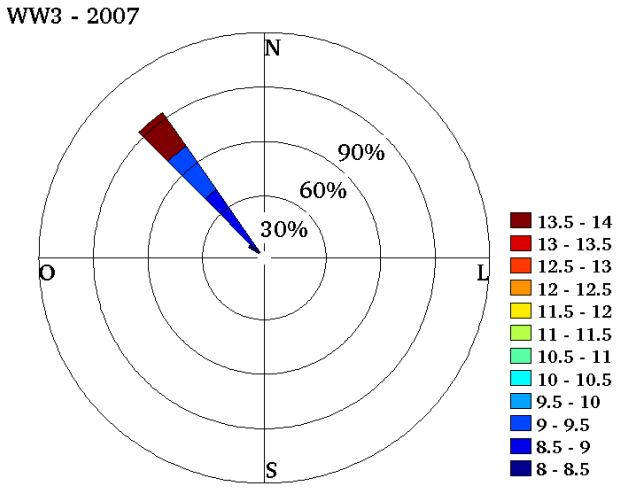

Figura 4.45 - Diagrama de rosetas obtidos a partir dos dados WW-III para o nosso quarto estudo de caso. A barra de cores representa os valores de período (em segundos).

4.4.5 Estudo de caso 5

O último estudo de caso analisado refere-se ao campo de marulhos propagado a partir de um centro de baixa pressão ocorrido nas médias latitudes do oceano Atlântico norte no dia 28 de janeiro de 2008. De acordo com os campos propagados a partir dessa data, os trens de marulhos viajaram para o sudeste, incidindo no cinturão de

bóias virtuais aproximadamente 3 dias após terem sido gerados.

Os dados derivados dos espectros SAR apresentaram uma direção predominante vinda do quadrante NO, por volta dos 330^o, conforme mostrado na figura 4.46. De modo similar aos demais casos analisados, o evento de 2008 também apresenta um predomínio absoluto de marulhos incidindo sobre a estação virtual, com períodos que variaram entre 11.5 até 15 segundos.

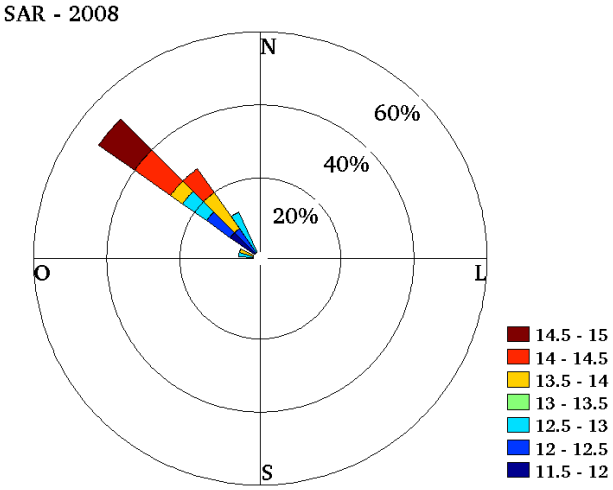

Figura 4.46 - Diagrama de rosetas obtidos a partir dos dados SAR para o nosso quinto estudo de caso. A barra de cores representa os valores de período (em segundos).

As direções preferenciais dos resultados do modelo WW-III apresentam forte paridade com os dados obtidos a partir de radar de abertura sintética (figura 4.47), com ângulo de incidência da ordem de 330^o, o que corresponde ao quadrante NO. Contudo, no que concerne ao intervalo de variabilidade dos períodos de onda, os produtos de modelagem apresentam uma predominância de vagas na região onde se encontra disposto o cinturão de bóias virtuais. De acordo com os resultados da figura 4.47, os períodos apresentaram valores entre 7.5 e 12.5 segundos, havendo um predomínio de ondas com período médio de 8.5 segundos.

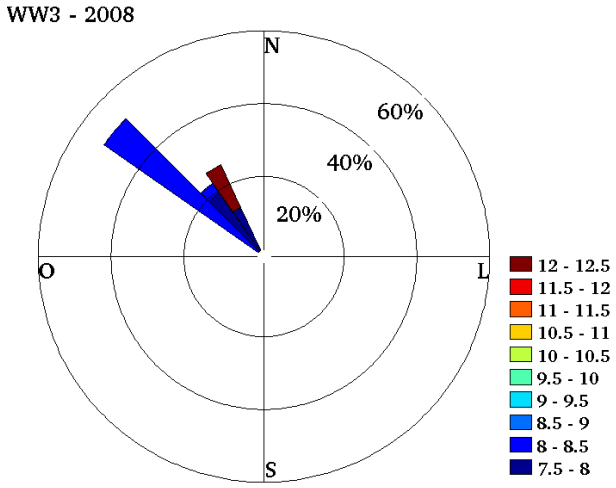

Figura 4.47 - Diagrama de rosetas obtidos a partir dos dados WW-III para o nosso quinto estudo de caso. A barra de cores representa os valores de período (em segundos).

4.5 Variabilidade espaço-temporal

Com o intuito de complementar as informações obtidas a partir da teoria de propagação dos campos de ondas em grandes círculos, procedeu-se a análise da variabilidade espaço-temporal da climatologia de ondas (vagas e marulhos) para a região do Atlântico norte tropical e de médias latitudes.

Visando compreender e quantificar a distribuição dos campos de vagas e marulhos em nossa região de estudo, foram adotados os seguintes testes: índice de distribuição de vagas e marulhos, correlação de parâmetros-chave, idade da onda e teste de Donelan. É importante salientar que todos os dados utilizados nesta etapa foram agrupados em médias mensais, tendo sido distribuídos por estações do ano para o período compreendido entre 2002 e 2008.

4.5.1 Índices de distribuição (vagas e marulhos) e idade da onda

Os mapas de distribuição dos índices de marulhos (figura 4.48), revelaram em sua totalidade a predominância absoluta dos campos de ondas de longo período na região de estudo. Os valores mínimos obtidos foram de 0.95, enquanto os máximos apresentaram índices de probabilidade iguais a 1. Esse comportamento foi evidente em todas as estações do ano.

Embora a ocorrência de marulhos seja dominante, é possível observar diferenças

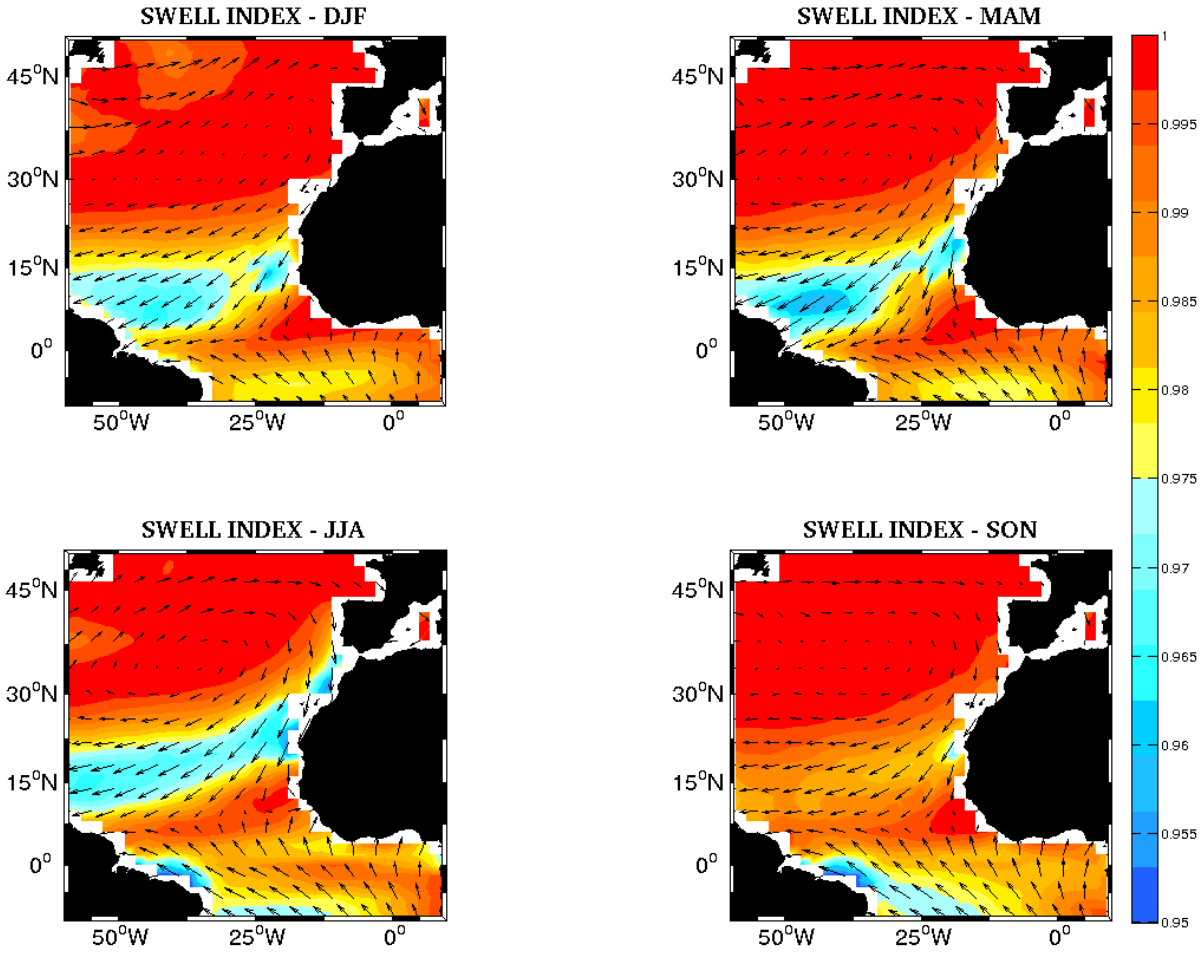

Figura 4.48 - Índice de marulhos (swell index) para os anos de 2002 a 2008 agrupados por estações do ano. DJF corresponde aos meses de dezembro, janeiro e fevereiro. MAM está relacionado aos meses de março, abril e maio e assim sucessivamente. As setas representam o campo de ventos QuikSCAT para os respectivos períodos, sendo a intensidade máxima das estações igual a 10 ms^{-1}. A barra de cores à direita representa a distribuição de probabilidades de ocorrência de marulhos.

na distribuição espacial de ondas de longo período ao longo das estações do ano (principalmente na região tropical). Durante o inverno do HN, ocorre uma redução do sinal dos marulhos entre as latitudes 0 a 15^{o}N. Este comportamento torna-se ainda mais evidente entre os meses de março e maio, culminando numa ampla faixa de valores mínimos (i.e. iguais a 0.95) durante o inverno do HN. É interessante observar que na medida em que as estações se sucedem ocorre um deslocamento para norte deste sinal de "mínimo" na porção que corresponde as longitudes 25^{o}W até 12^{o}W. Os campos de vento mostrados nos mapas da figura 4.48, sugerem uma

estreita relação entre o deslocamento dos ventos alíseos na região da ITCZ com a redução crescente dos índices de marulhos entre os períodos de verão e inverno. Aém disso, foram observados dois *pools* persistentes de marulhos, estando estes localizados na costa leste da África e numa ampla faixa acima da latitude 32^oN.

Os resultados obtidos a partir dos índices de vagas, mostraram o potencial de crescimento dos campos de ondas de alta frequência preferencialmente nas regiões tropicais (figura 4.49), com significativas alterações nos padrões de distribuição de potencial de vagas ao longo das estações do ano, sendo este possivelmente ligado ao deslocamento da ITCZ no decurso do ano.

O sinal de vagas apresenta uma conformação preferencialmente zonal, com valores mínimos da ordem de 0.25 durante o inverno do HN por volta da latitude 10^oN. A partir dos meses de primavera, o sinal de potencial de desenvolvimento de vagas apresenta um incremento para NE. Este comportamento apresenta um crescente durante o inverno, onde é possível observar a existência de uma ampla faixa com conformação SO-NE partindo da latitude 15^oN até culminar com valores máximos na costa NO da África, por volta da latitude 30^oN.

A costa norte do Brasil também apresenta um significativo potencial de desenvolvimento de ondas do tipo *windsea* durante o período de inverno, sendo este persistente até o outono. Este resultado mostra a predominância dos alíseos de SE durante estas estações, uma vez que estas correspondem aos períodos nos quais a ITCZ encontra-se mais ao norte do equador.

Uma forma complementar de ratificar os resultados observados pelos índices de vagas e marulhos foi o cálculo da idade da onda. Estas estimativas encontram-se agrupadas por estação do ano (figura 4.50).

O cálculo da idade da onda (WA) foi efetuado para todo o conjuntos de dados (91140 pontos). Segundo Komen et al. (1994), as vagas denominadas "jovens" variam entre 5 e 10, já as vagas "velhas" possuem valores em torno de 25. Desse modo adotou-se o intervalo $10 < WA < 35$ como a faixa na qual as ondas teriam essa classificação. Valores de WA superiores a 35 são classificados como marulhos.

Os resultados obtidos mostram que o nosso conjunto de dados é predominantemente composto por **marulhos**. Em todas as estações do ano, os pontos calculados concentraram-se por volta de $WA \approx 50$. Este resultado vai ao encontro com os mapas

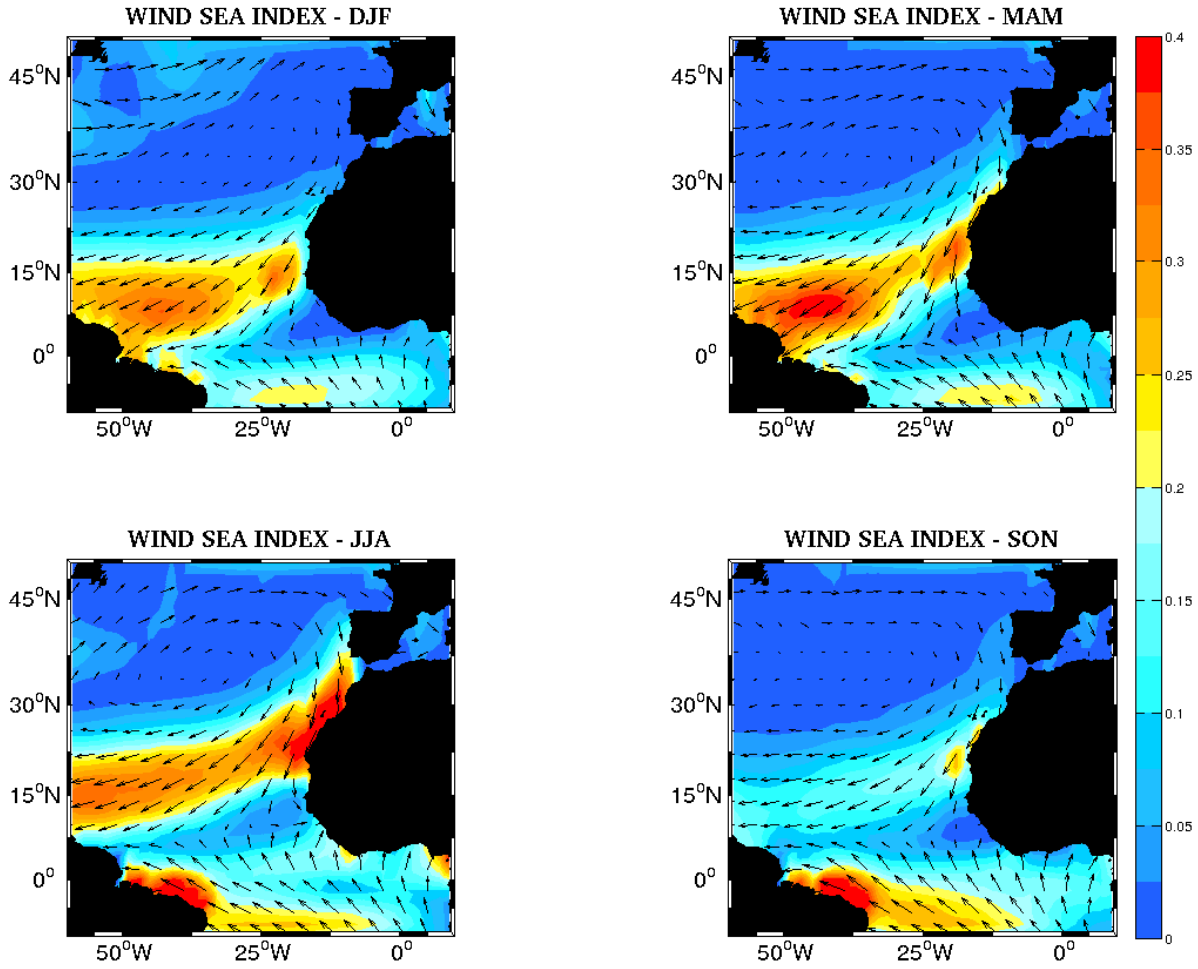

Figura 4.49 - Índice de vagas (windsea index) para os anos de 2002 a 2008 agrupados por estações do ano. DJF corresponde aos meses de dezembro, janeiro e fevereiro. MAM esta relacionado aos meses de março, abril e maio e assim sucessivamente. As setas representam o campo de ventos QuikSCAT para os respectivos períodos, sendo a intensidade máxima das estações igual a 10 ms^{-1}. A barra de cores à direita representa a distribuição de probabilidades de ocorrência de marulhos.

de índices de vagas e marulhos, que indicam uma ocorrência absoluta de ondas de longo período em toda a nossa região de estudo.

Em nenhuma das estações foi identificada a presença de vagas jovens. Dos 91140 pontos analisados, apenas 146 se encaixam na categoria de vagas velhas, o que corresponde a 0.16% dos pontos utilizados neste tópico, motivo pelo qual a presença de vagas velhas é insignificante nos gráficos dispostos na figura 4.50.

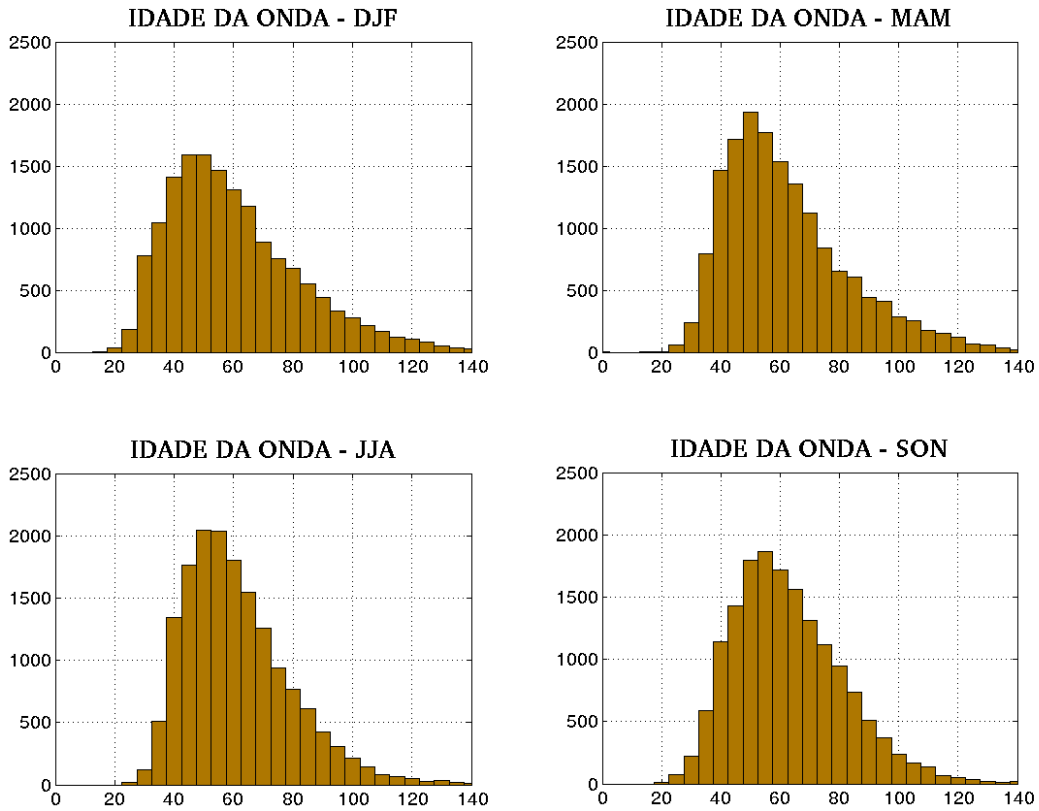

Figura 4.50 - Distribuição dos valores de idade da onda agrupados por estações do ano. DJF corresponde a dezembro, janeiro e fevereiro. MAM refere-se a março, abril e maio e assim sucessivamente.

4.5.2 Teste de Donelan e correlação de parâmetros-chave

Numa análise ampla, três parâmetros estão intimamente ligados aos campos de vagas, sendo estes: a intensidade do vento local, a altura significativa de onda e o período. A correlação entre essas variáveis é confirmada por diversos autores (HASSELMANN et al., 1973; TOBA, 1978; HWANG et al., 1998).

De acordo com Hasselmann et al. (1973), a equação geral que define a estreita correlação entre os parâmetros-chave para os campos de vagas em oceano aberto, pode ser expressa por (equação 4.1).

$$\frac{U_{10}}{gT} = 4.8 \times 10^{-2} \left(\frac{U_{10}^2}{gH_s} \right)^{2/3} \tag{4.1}$$

Considerando o vento U_{10} derivado do escaterômetro, H_s oriundo dos dados de al-

timetria e os períodos de onda T obtidos a partir de modelagem numérica, foram analisados 91140 pontos entre os anos de 2002 e 2008, visando quantificar a incidência de vagas no oceano Atlântico tropical norte e de médias latitudes. Os resultados obtidos a partir dos parâmetros-chave, foram agrupados ao teste de Donelan, sendo ambos mostrados na figura 4.51.

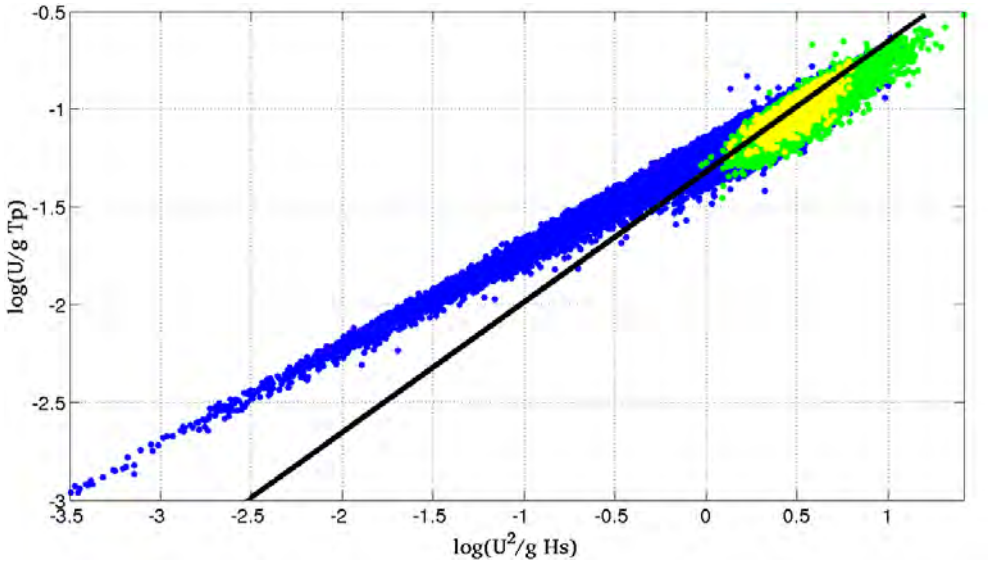

Figura 4.51 - $U/gT_p \times U^2/gH$. A linha em preto representa a curva teórica do campo de vagas dada por Hasselmann et al. (1973). Os pontos em azul representam os dados que não foram aprovados em nenhum dos testes de Donelan. Os pontos em verde denotam os aprovados no cone de influência. Por fim, os pontos amarelos representam os dados que foram aprovados no cone de influência e no teste de velocidade de fase.

Dos 91140 pontos originais, apenas 47947 (representados pela cor verde na figura 4.51) estavam no cone de influência, isto é, a direção do vento diferia no máximo de 45^o da direção de propagação de pico das ondas. Por fim, considerando os testes cone de influência + análise da velocidade de fase, apenas 1686 pontos puderam ser classificados como vaga pura, correspondendo a aproximadamente 1.8% do nosso conjunto amostral total, o que confirma o predomínio quase absoluto dos campos de marulhos nesta região.

Observa-se na figura 4.51 que na medida em que o conjunto de dados se afasta da condição de vaga, tal com dado pelo teste de Donelan (pontos em azul), ocorre um distanciamento da curva teórica (em preto) dada por Hasselmann et al. (1973).

Entretanto, na medida em que os pontos satisfazem o critério de Donelan (cone de influência e velocidade de fase), a nuvem de pontos se aproxima da curva teórica de vagas. Refazendo a figura 4.51 apenas como os pontos que satisfazem os dois critérios de Donelan (pontos amarelos), temos (figura 4.52);

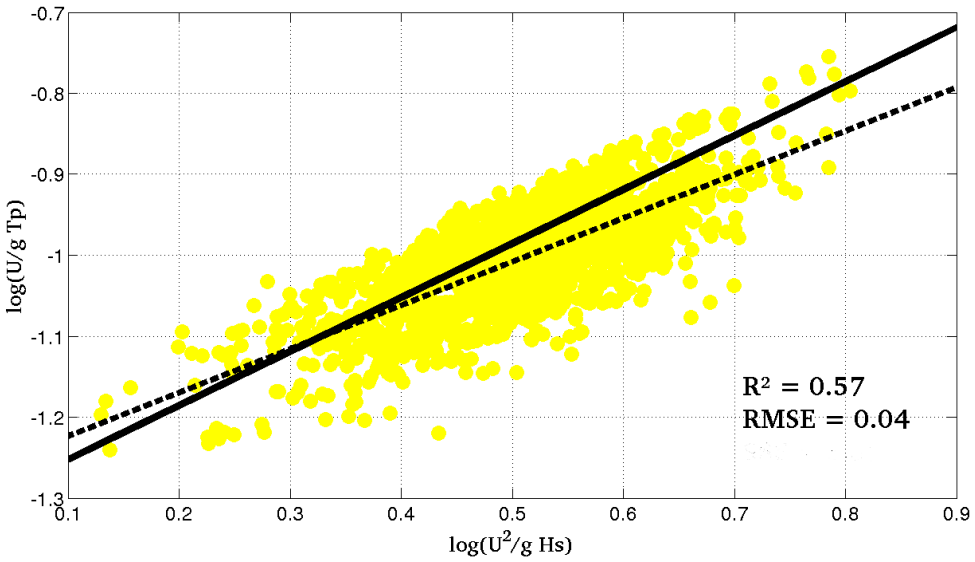

Figura 4.52 - Pontos amostrais classificados como **vaga pura** (1686 pontos) de acordo com os testes de Donelan e análise de parâmetros-chave. A reta contínua representa a curva teórica de vagas segundo Hasselmann et al. (1973), enquanto a curva pontilhada representa a reta de regressão.

Os resultados da figura 4.52 mostram que a curva teórica de vagas passa pela porção central da nossa "nuvem" de pontos aprovados nos testes de Donelan com um pequeno desvio da curva de melhor ajuste aos dados (reta achurada).

Com base na figura 4.52 e considerando a relação de Hasselmann et al. (1973), foi possível derivar uma equação que melhor se encaixa no Atlântico Norte (equação 4.2).

$$\frac{U_{10}}{gT} = 5.2 \times 10^{-2} \left(\frac{U_{10}^2}{gH_s} \right)^{2/3} \tag{4.2}$$

É assim possível se observar a grande similaridade entre as equações 4.1 e 4.2. Embora os campos de vagas representem menos de 2% da energia de ondas incidentes em

nosa região de estudo, é possível representar as ondas de alta frequência utilizando a relação teórica descrita na equação 4.2.

De posse dos pontos que passam pelo teste de Donelan (vagas) e não passam (marulhos), foi então possível espacializar a localização dos mesmos, visando identificar a paridade destes resultados com os obtidos através dos índices de vagas e marulhos discutidos no sub-tópico anterior. Para tanto, nossa região de estudo foi dividida em 6 províncias de ondas (figura 4.53). Após separadas, as 6 sub-regiões alocaram os dados que coincidiram com seus limites geográficos. Desse modo, foi então possível a elaboração de mapas climatológicos de distribuição de vagas e marulhos com base na sua probabilidade de ocorrência.

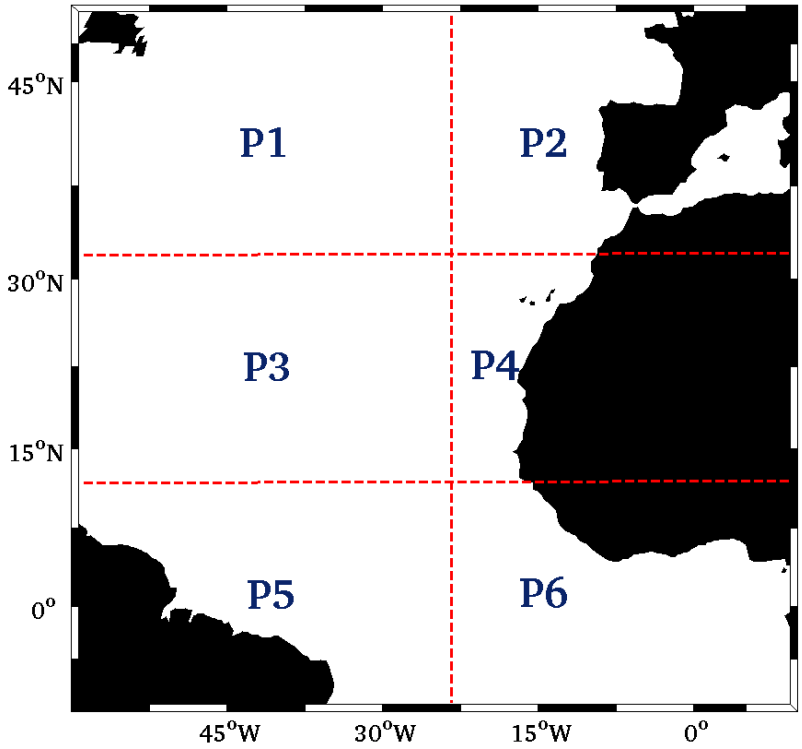

Figura 4.53 - Províncias delimitadas em nosso estudo. P1-Província 1; P2-Província 2; P3-Província 3; P4-Província 4; P5-Província 5 e P6-Província 6.

A figura 4.54 apresenta a distribuição de ocorrência dos campos de marulhos para o período compreendido entre os anos de 2002 a 2008. Para a confecção desse mapa, foram utilizados os pontos rejeitados pelo teste de Donelan, que se encontram dispostos na cor azul do gráfico 4.51.

A distribuição dos campos de marulhos nas 6 províncias oceânicas apresentou um intervalo de variação entre 0.159 a 0.182, não havendo grandes discrepâncias de incidência de marulhos entre as províncias, o que sugere uma ampla ocorrência dos campos de ondas de longo período em toda a região de estudo.

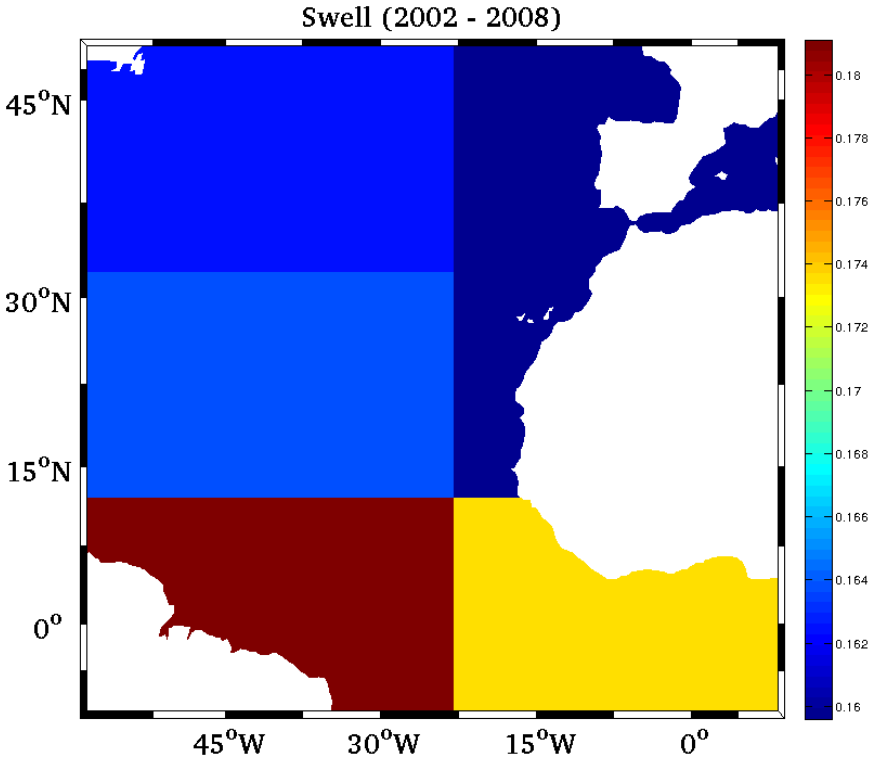

Figura 4.54 - Distribuição espacial da distribuição de marulhos com base nos pontos que foram rejeitados pelo teste de Donelan. Esse mapa foi construído a partir dos pontos em azul da figura 4.51.

Em relação aos índices de marulhos, foram observadas algumas pequenas divergências. Os valores mais baixos da província 1 (figura 4.54) provavelmente estão associadas aos valores inferiores de *swell index* (figura 4.48) observados durante o inverno do hemisfério norte. A província 2 apresentou entretanto, um comportamento adverso, uma vez que os índices de marulhos para todas as estações mostram que essa região possui valores iguais a 1. As províncias 3 e 4 mostraram uma boa sinergia em relação aos índices de marulhos, uma vez que que esta faixa apresenta valores mínimos em ambas as bases. A província 5 também apresentou divergências. Enquanto nos índices de marulhos essa região passou por mínimos em todas as estações, houve um comportamento exatamente inverso no teste de Donelan. Por

fim, a província 6 apresentou uma boa similaridade, uma vez que seu incremento em relação a província 5, representa provavelmente os *pools* de marulhos observados na costa leste da África.

A distribuição de ocorrência de vagas, que corresponde aos pontos aceitos pelo teste de Donelan para o período de 2002 a 2008, encontra-se disponível na figura 4.55. A barra de cores indica a variabilidade percentual de incidência de vagas em cada uma das 6 províncias estabelecidas. Conforme pode ser observado na figura, a distribuição de ocorrência apresentou valores mínimos iguais a 0 e máximos de 0.35.

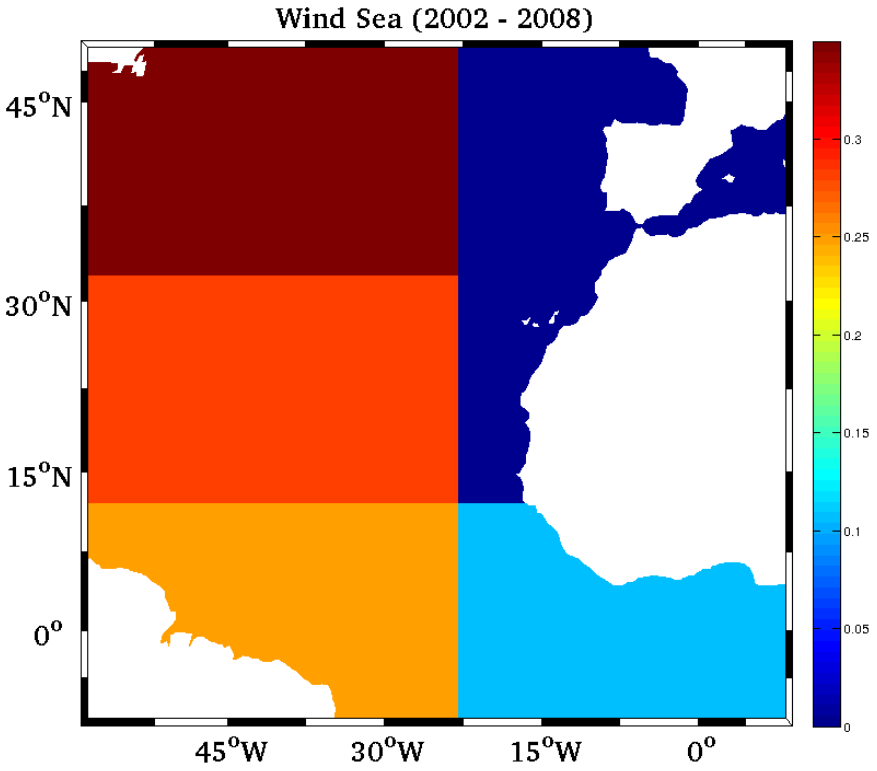

Figura 4.55 - Distribuição espacial da distribuição de vagas com base nos pontos que foram aprovados pelo teste de Donelan. Esse mapa foi construído a partir dos pontos amarelos da figura 4.51.

Comparando os resultados obtidos através do método de Donelan com os mapas de *windsea index* separados por estações, é possível inferir acerca de alguns pontos relevantes.

A província 1 da figura 4.55 apresenta o maior percentual de vagas puras em relação

as demais zonas. Observando o mapa referente ao período de inverno do HN dos índices de vagas para essa mesmo região, é possível notar um aumento dos índices de probabilidade de ocorrência de ondas de alta frequência neste período em relação as outras estações. A província 1 do mapa de Donelan refere-se a estação de inverno, onde a existência das tempestades de médias latitudes desencadeia a formação de ondas do tipo vaga.

A província 2 apresenta paridade entre as duas bases de dados. Praticamente não há ocorrência de campos de *windsea* nessa região. Esta paridade entre as bases de dados é válida tanto para os índices de vagas como para os pontos aceitos pelo teste de Donelan. Esta concordância entre as duas bases de dados também pode ser extendida para a província 3 que corresponde ao sinal de vagas durante o verão do HN, que corresponde a época em que a ITCZ encontra-se mais próxima do equador. Entretanto, a província 4 não identifica campos de vagas, sendo a única província onde é possível observar divergências entre o *windsea index* e o método de Donelan.

As províncias 5 e 6 apresentam uma forte sinergia com os índices de vagas. O sinal da província 5 corresponde aos campos de vagas que ocorrem durante o verão do HN, i.e., quando a ITCZ está mais ao norte do equador, propiciando a formação de ondas de curto período, devido à intensificação dos alíseos de sudeste. Esses ventos atingem a região equatorial seguindo uma conformação inclinada, estando mais próxima da região continental brasileira. Motivo pelo qual, a província 5 possui uma maior porcentagem de incidência de vagas quando comparada com a província 6. Observe que essa conformação segue o mesmo padrão no que concerne a probabilidade de ocorrência de vagas através do *windsea index*.

5 DISCUSSÕES

Neste trabalho foram apresentados os resultados da metodologia de lógica difusa, em associação à teoria de propagação em grandes círculos, usados para analisar os centros de geração de marulhos no oceano Atlântico norte tropical e de médias latitudes, bem como para acompanhar os padrões de propagação de eventos isolados em escala de bacia. A metodologia empregada, que integra dados de sensoriamento remoto e modelagem numérica, produziu um volume significativo de informações que permite sugerir a forte incidência do clima de marulhos na área de estudo. Isto foi demonstrado por um conjunto de inferências resultantes da análise da idade da onda, dos índices de distribuição de vagas e marulhos e da integração dos testes de Donelan com a correlação de parâmetros-chave. Esses resultados serão discutidos neste capítulo, comparando os mesmos com a literatura científica disponível.

5.1 Sítios de geração de marulhos

Os centros *fuzzy* identificados a partir dos conjuntos de espectros SAR processados e combinados, permitiram a identificação dos principais sítios de geração dos campos de marulhos no oceano Atlântico norte tropical e de médias latitudes. Isto foi demonstrado pela coincidência entre os resultados derivados deste produto com a localização dos centros de baixa pressão identificados pelos ventos derivados do escaterômetro QuikSCAT (seção 4.1).

De acordo com os resultados obtidos, a região preferencial de geração de marulhos encontra-se entre as latitudes 30 e 45^{o}N e entre as longitudes 60 a 40^{o}W. Embora haja predomínio dos campos de marulhos durante todas as estações, é possível observar que durante os meses de inverno do Hemisfério Norte, ocorre uma maior geração de marulhos (ver Figura 5.1). Embora neste trabalho tenham sido apresentados apenas 5 estudos de caso, foram processados 28 eventos entre os anos de 2002 a 2008 que confirmam esse padrão.

Ondas de longo período geradas por tempestades no Atlântico noroeste tem sido observadas há décadas (GJEVIK et al., 1988; GULEV; HASSE, 1999; SEMEDO et al., 2011). Segundo esses autores, normalmente esses eventos de geração de marulhos são desencadeados por intensos ciclones extra-tropicais que se movem rapidamente em direção nordeste. Os casos apresentados neste trabalho se encaixam nesse cenário, isto é, os sistemas *swell* observados a partir dos dados de radar de abertura sintética foram em

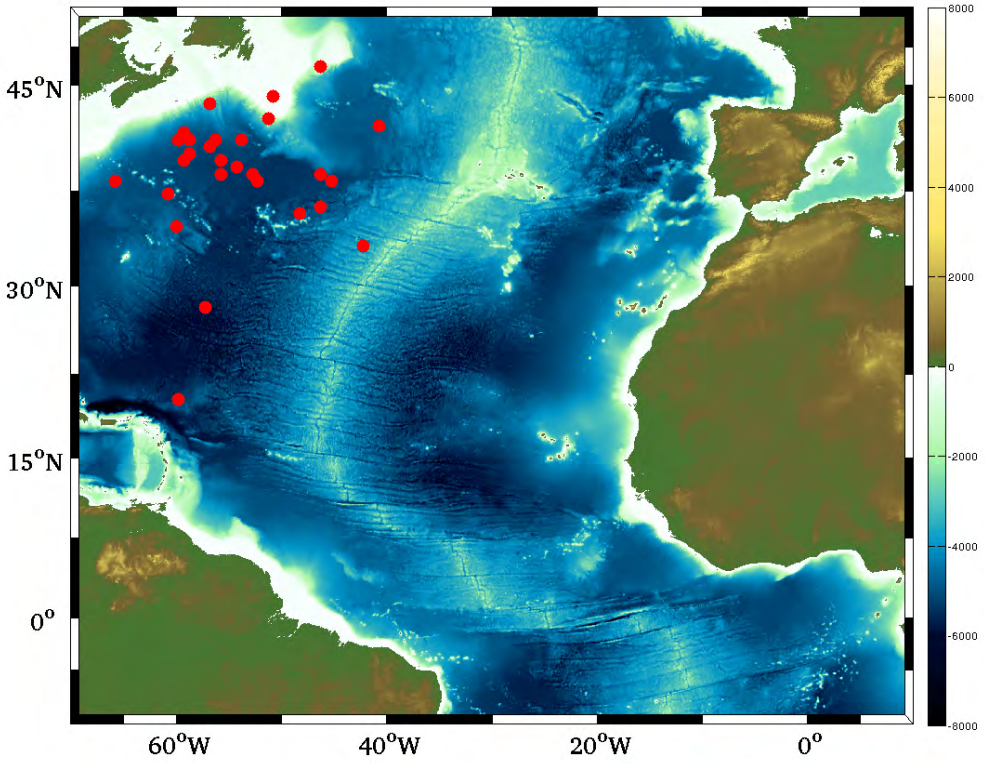

Figura 5.1 - Os pontos vermelhos representam a localização dos 28 centros difusos identificados em nossa região de estudo. A barra de cores apresenta os valores da topografia (positivos) e batimetria (negativos) em metros. As coordenadas dos 28 casos registrados a partir da lógica difusa, bem como as datas de identificação dos centros, encontram-se disponíveis ao final deste documento no APÊNDICE A.

sua grande maioria, gerados no Atlântico NW por fortes sistemas de baixa pressão que se movem de SW para NE. Hanley et al. (2010), mostrou que o desenvolvimento de campos de ondas no Atlântico norte, esta fortemente associado à climatologia de tempestados de inverno na região. Ventos fortes associados à passagem de sistemas de baixa pressão em médias latitudes, geram campos de ondas com elevada velocidade de fase. Normalmente, o resultado é a propagação de sistemas de marulhos para SE, isto é, para fora da região de geração das tempestades de inverno (HANLEY et al., 2010). É possível observar a incidência de ventos fortes durante todo o ano na região do Atlântico norte (YOUNG, 1999). Contudo, as tempestades de médias latitudes se intensificam durante os meses de janeiro, fevereiro e março. Portanto, espera-se uma intensificação de geração de campos de marulhos provenientes dessas regiões, essencialmente durante este período.

Alves (2006), utilizando modelagem numérica, analisou os principais campos de marulhos na bacia do Atlântico. O autor mostrou que a persistência de ondas de longo período nas regiões extra-tropicais ao norte do equador é bastante alta, podendo apresentar ocorrência em quase todos os 365 dias do ano (figura 5.2).

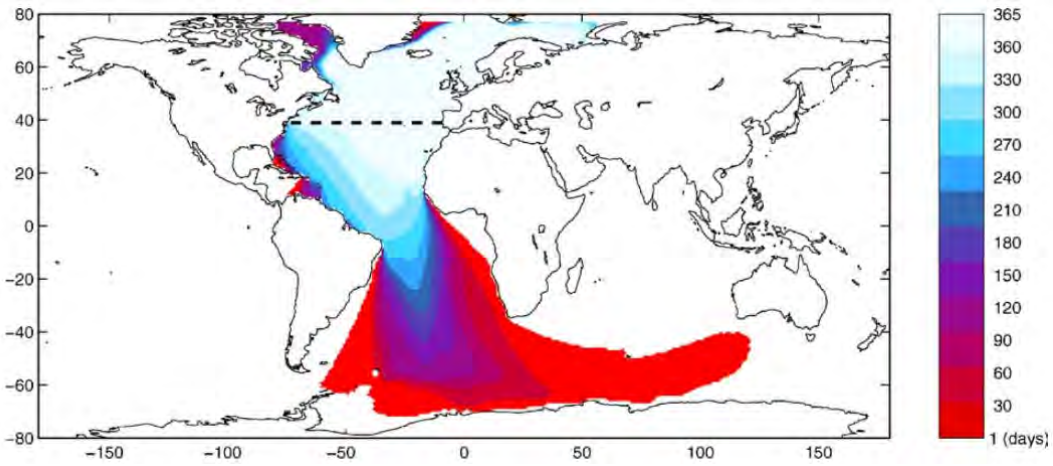

Figura 5.2 - Persistência de ocorrência de campos de marulhos no Atlântico norte extra-tropical. Extraído de Alves (2006).

Segundo Alves (2006), durante o verão do hemisfério norte, as tempestades no oceano Atlântico norte tropical movem-se em sua maioria para o oeste, gerando campos de marulhos que se propagam para as altas latitudes no Atlântico Norte e no Golfo do México, sem incidência significativa sobre outras regiões (figura 5.3(a)). Entretanto, durante o inverno, os campos de marulhos tendem a se propagar preferencialmente para o sudeste, atingindo o Atlântico Sul e podendo inclusive chegar ao Oceano Índico. Ainda de acordo com Alves (2006), em alguns casos, devido à concentração reduzida de gelo na Antártica nessa estação do ano, esse padrão ocasionalmente se estende até a costa sudoeste da Austrália (figura 5.3(b)). É interessante observar que, embora haja ocorrência de marulhos em todas as estações, os maiores valores de H_s ocorrem durante o inverno, na porção NW do Atlântico norte (figura 5.3). Vê-se, assim, que esses resultados estão perfeitamente condizentes com os resultados obtidos no presente trabalho e ratificam a capacidade da lógica difusa identificar a posição espacial de ocorrência das tempestades na região.

Confrontando os campos de H_s médias mensais de altimetria $\times$ WW-III para a região do Atlântico norte, Solvsteen e Hansen (2006) observaram valores de R^2 su-

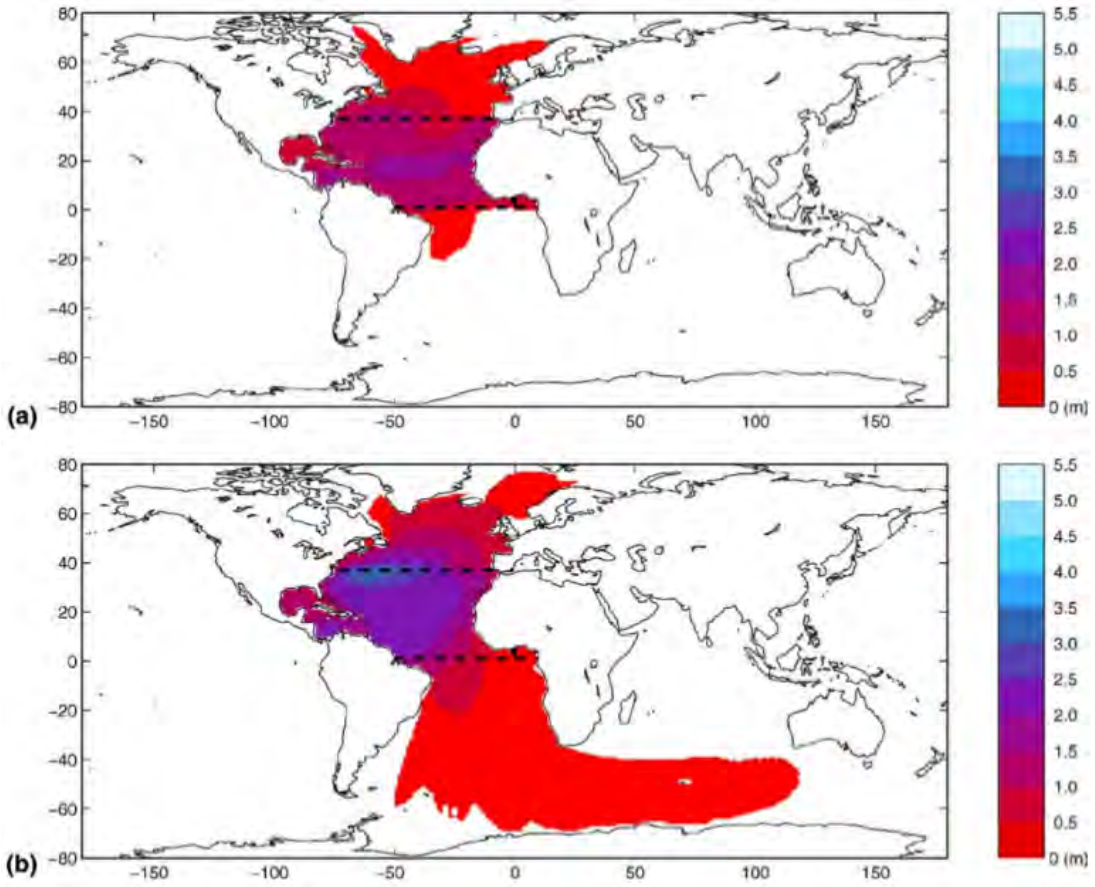

Figura 5.3 - Campos sazonais de H_s de marulhos gerados no Atlântico Norte. Sendo: (a) verão e (b) inverno. Extraído de Alves (2006).

periores a 0.90 entre os dados de sensoriamento remoto e os produtos de modelagem. Considerando os valores médios mensais para toda nossa região de estudo, observamos o mesmo padrão (figura 5.4). Contudo, os valores de R^2 obtidos para as alturas significativas de onda (satélite $\times$ modelo) para as datas em que os centros difusos identificaram a passagem das tempestades são significativamente inferiores à análise dos campos médios. Nesses casos, foi possível identificar uma sub-estimação dos valores do modelo em comparação aos produtos de altimetria. Caires e Sterl (2003), analisando os resultados de H_s derivados de modelagem numérica e dados de sensoriamento remoto, observaram que, sob condições meteorológicas extremas, os produtos de modelagem numérica forçados por dados de reanálise tendem a sub-estimar não apenas os valores de H_s como também grande parte da parametrização estatística das ondas (T_p, C_g, etc). Segundo os autores, essa limitação é inerente aos dados de reanálise, uma vez que após submetidos ao processo de interpolação

utilizando dados de múltiplas fontes, o produto de reanálise obtido tende a suavizar os valores de máximos e mínimos.

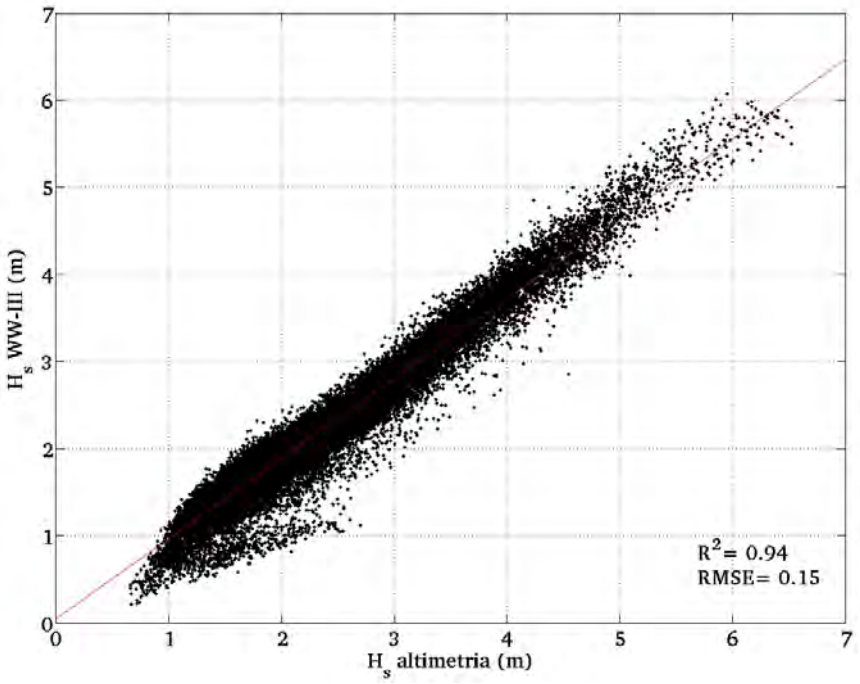

Figura 5.4 - H_s Altimetria (em metros) × H_s WW-III (em metros) correspondentes à região de estudo.

Sendo o vento que atua sobre a superfície do mar, causa primária da geração de ondas (KOMEN et al., 1994), é de se esperar que a qualidade do vento utilizado para forçar os modelos de ondas seja em grande parte responsável pela qualidade do resultado final da modelagem numérica (PONCE; OCAMPO-TORRES, 1998). Comparando o campo médio mensal dos ventos QuikSCAT × ECMWF (que no presente trabalho, foi o responsável por forçar o WW-III) para o período compreendido entre 2002 e 2008, é possível observar um elevado R^2 (figura 5.5), o que evidencia forte similaridade entre essas bases de dados para escalas de tempo maiores que a mensal. Contudo, como ilustrado em nossos estudos de caso, de modo semelhante aos resultados para H_s, os resultados dos ventos QuikSCAT × ECMWF revelaram uma sub-estimativa dos campos de vento reanálise em situações de condições extremas, ou seja, justamente nas situações de geração de fortes campos de marulhos.

Considerando que os campos de ondas gerados pelo modelo WW-III foram forçados

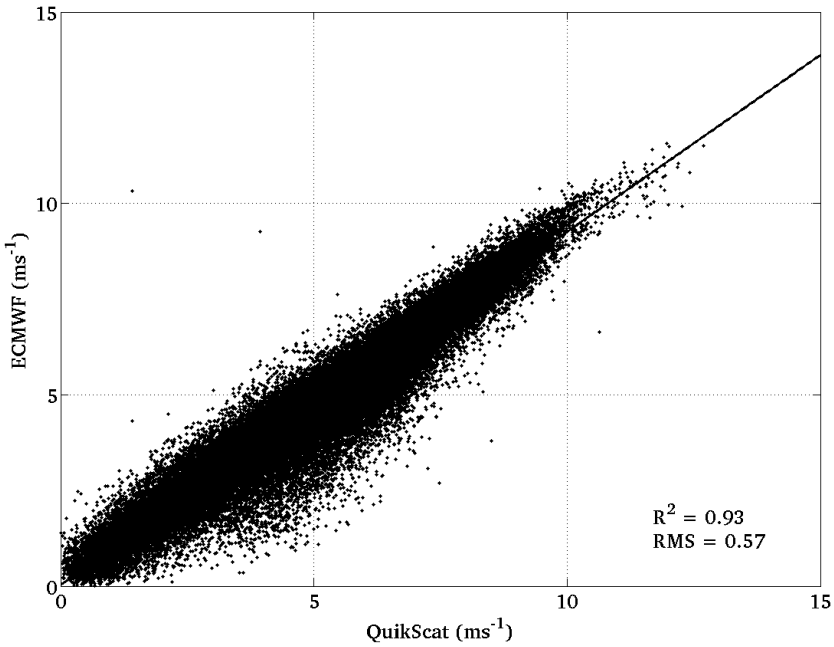

Figura 5.5 - Intensidade do vento QuikSCAT × Intensidade do vento ECMWF correspondentes à região de estudo.

pela base de dados do ECMWF e, tendo em conta que a qualidade dos dados de reanálise está diretamente relacionada à estatística das ondas geradas, é possível que os deslocamentos observados entre os centros *fuzzy* gerados pelo modelo em relação aos aglomerados SAR, sejam causados pela suavização do campo de vento usado no modelo de ondas. Uma vez que os eventos extremos são suavizados, as regiões de máxima intensidade de vento podem se tornar menos distintas, afetando o resultado do algoritmo FCM na identificação dos centros de geração de marulhos.

5.2 Distribuição espaço-temporal de vagas e marulhos

A análise da variabilidade espaço-temporal dos campos de ondas (Seção 4.5), mostrou o forte predomínio de marulhos no oceano Atlântico norte tropical e de médias em todas as estações do ano. Esses resultados são consistentes com Chen et al. (2002). Considerando os valores médios dos índices de marulhos para todo o período estudado, obteve-se para a região estudada nesse trabalho uma probabilidade de ocorrência de ondas de longo período superior a 97%. Para ventos inferiores a 10 ms^{-1}, Chen et al. (2002) mostram uma forte predominância de estados de mar já muito próximos de pleno desenvolvimento (*fully developed seas*), ou dominância de marulhos. Para ventos superiores a 10 ms^{-1} começa uma tendência crescente de

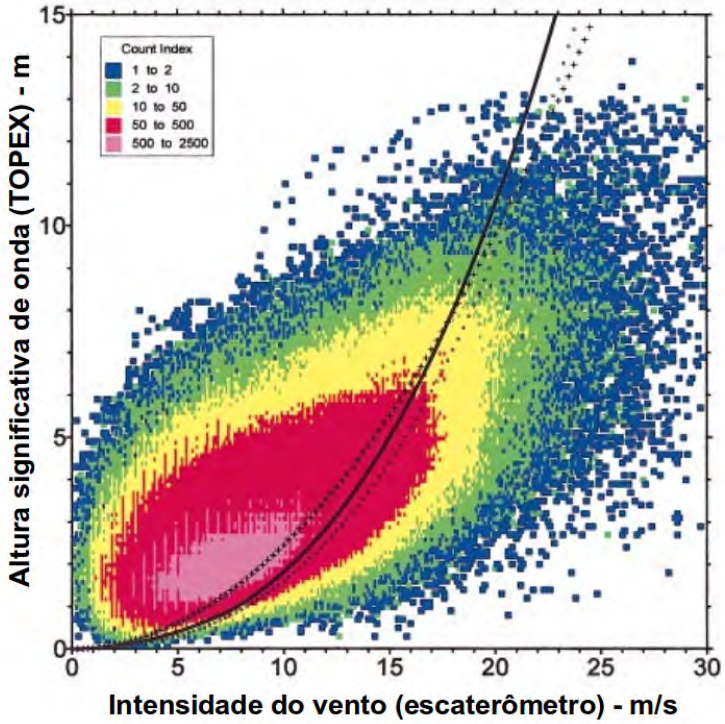

Figura 5.6 - Diagrama de dispersão da velocidade do vento na superfície do mar e da altura significativa de onda com base em dados de sensoriamento remoto (escaterômetro NSCAT e altímetro TOPEX respectivamente). As cores descrevem a densidade de dados. As relações teóricas entre velocidade do vento e altura significativa de onda para estados de mar plenamente desenvolvidos de acordo com Hasselmann e coauthors (1988), Pierson e Moskowitz (1964) e Ewing e Laing (1987) estão ilustrados pela linha sólida, cruzes e círculos respectivamente. Extraído de Chen et al. (2002).

encontrar estados de mar cada vez mais afastados do pleno desenvolvimento; para ventos superiores a 20 ms^{-1} tem-se, praticamente, somente estados as ondas em desenvolvimento (figura 5.6).

Os histogramas do vento de superfície observados em nossa região de estudo são mostrados na Figura 5.7. Vê-se que o vento predominante na região de estudo se encontra entre 7 e 8 ms^{-1} e que cerca de 90% dos ventos da região estão entre 8 e 9 ms^{-1}. Portanto, nossa estatística de vento projetada nos resultados de Chen et al. (2002) também indica predominância de marulhos sobre vagas para a região.

Em contraste com os campos de vagas, os marulhos são normalmente gerados por tempestades, podendo se propagar por milhares de quilômetros através das bacias

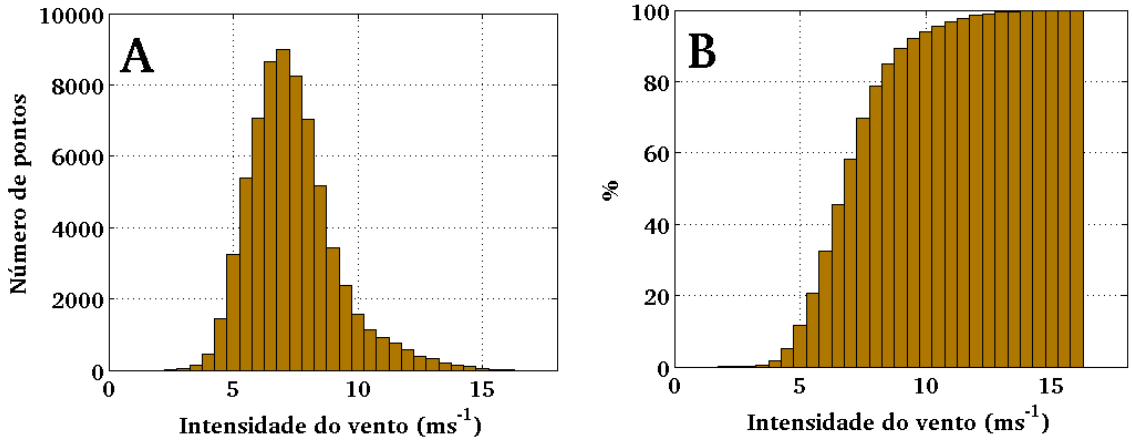

Figura 5.7 - (A) Histograma referente a intensidade de ventos QuikSCAT para a região de estudo. (B) Histograma cumulativo derivado a partir dos dados QuikSCAT para a nossa região de estudo.

oceânicas, estando presentes em praticamento todo o globo (MUNK et al., 1963). Desse modo, a presença de marulhos em diferentes proporções observadas em todo o globo terrestre deve ser, portanto, considerado normal. A ocorrência predominante de vagas, é comum apenas nas regiões costeiras, em mares fechados ou durante eventos extremos de vento. Em condições de oceano aberto, no entanto, os marulhos apresentam maior ocorrência (HOULTHUIJSEN, 2007). Os resultados das campanhas de campo do Coupled Boundary Layers and Air-Sea Transfer (CBLAST) no Atlântico Norte (EDSON et al., 2007), demonstraram que, em condições de vento fraco, as ondas que não estão equilíbrio com o meio possuem velocidade de fase superior ao vento local, o que indica que essas ondas foram geradas remotamente (marulhos).

Semedo et al. (2011), analisando dados derivados de modelagem numérica mostraram também que a região do Atlântico Norte é fortemente dominada por campos de ondas *swell*. De acordo com os autores, apesar das probabilidades estatísticas de ocorrência de marulhos apresentarem variação geográfica e sazonal, é possível observar a predominância de ondas de longo período em todos os oceanos. Esses resultados corroboram não somente os dados obtidos a partir da análise dos índices de marulhos e vagas, como também os histogramas de idade de onda e os gráficos de análise de correlação dos parâmetros-chave derivados pelo presente trabalho.

A porção acima 22^o N na figura 4.48 identifica os campos de marulhos associados à climatologia das tempestades de inverno no Atlântico Norte. Ventos fortes associados

aos sistemas de baixa pressão que passam pelas faixas de médias latitudes tendem a gerar ondas com elevada velocidade de fase (SEMEDO et al., 2011). Normalmente, o resultado é uma propagação dos campos de marulhos em direção ao sul e sudeste, i.e., para fora da região das tempestades (HANLEY et al., 2010). Considerando a extensão da pista disponível, é plausível esperar que os sistemas propagação de marulhos de NW para SE, venham atingir o litoral norte do Brasil durante o inverno do HN.

Os índices de vagas revelaram que os sinais de ondas geradas por ventos locais estão concentrados preferencialmente entre as latitudes 10 até 25^o N. Essa região corresponde à faixa de predominância dos ventos alíseos de nordeste do hemisfério norte. A região adjacente à costa norte do Brasil entre 40^o e 30^oW é um outro domínio onde é possível detectar os sinais de vagas. Nesta região o clima de ondas é diretamente afetado pela Zona de Convergência Intertropical (ITCZ), uma vez que os ventos alíseos de nordeste e sudeste convergem sobre essa região (PIANCA, 2010). Durante o ano, a ITCZ faz sua migração para o sul do equador, exercendo um controle significativo dos regimes de vento e, consequentemente, sobre o clima de vagas, cuja a variabilidade é atribuída à sua migração sazonal. Para a região como um todo, observa-se valores mínimos de índice de vagas durante o inverno do HN e máximos no verão do HN. Esses resultados são consistentes com Hanley et al. (2010).

Considerando os resultados obtidos, verifica-se que a energia das ondas associadas com a frequência de marulhos corresponde a quase todo o regime de onda na região. No entanto, apesar de representar menos de 3% dos campos de dados, foi possível descrever a relação que exprime os regimes de vagas no Atlântico Norte com base nos trabalhos de Hasselmann et al. (1973) que relaciona o vento, o período de pico do espectro e a altura significativa de onda. Além disso, foi possível verificar uma forte similaridade entre os índices de vagas e o mapa de províncias baseado no método de Donelan et al. (1985). Isto mostra a coerência entre os resultados derivados de bases de dados e métodos distintos.

Hanley et al. (2010) calcularam o IWA em escala global a partir dos dados do modelo ERA-40 (figura 5.8). Os resultados apresentaram forte paridade com os índices de vagas e marulhos calculados neste trabalho para a região de estudo. A figura 5.8-A, mostra um predomínio absoluto de marulhos no oceano Atlântico Norte durante a estação de inverno, com maior incidência de ondas longas na região de médias latitudes. Este resultado é bastante similar aos verificados na figura 4.48, onde os

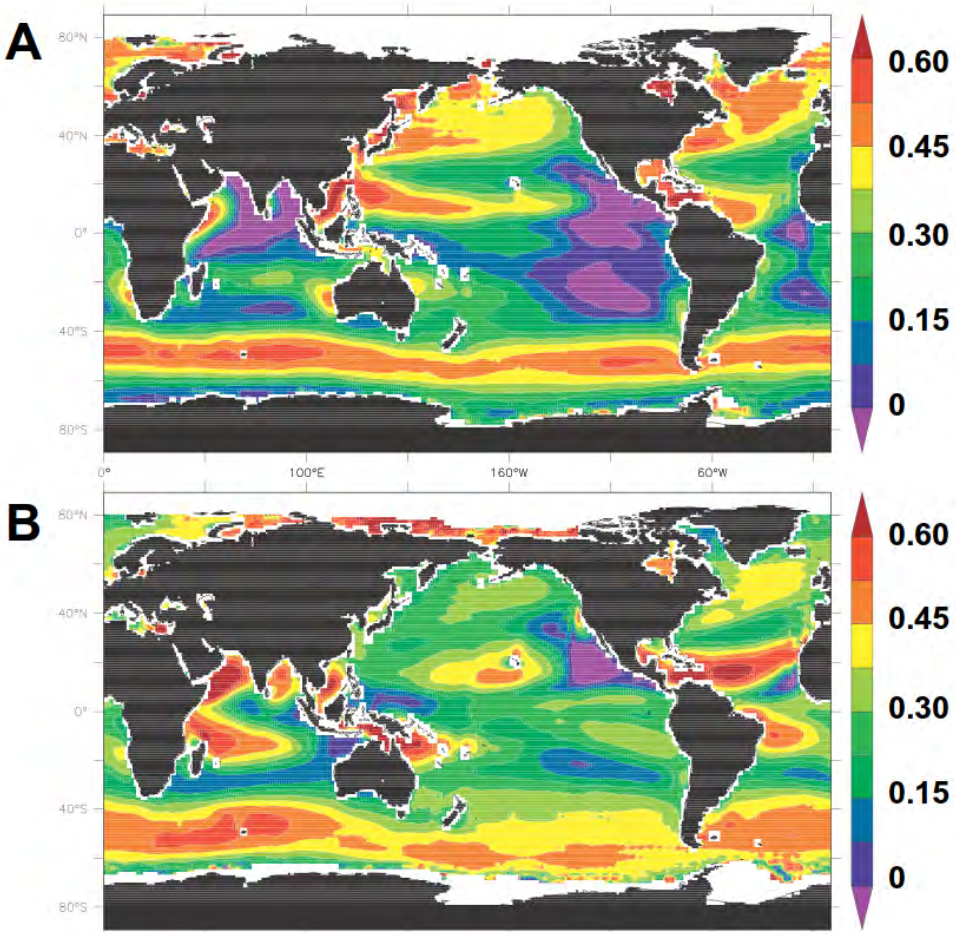

Figura 5.8 - Inverso da idade da onda derivado a partir dos dados do modelo ERA-40 para o intervalo compreendido entre 1958-2001. A - Inverno no Hemisfério Norte. B - Verão no Hemisfério Norte. Extraído de Hanley et al. (2010).

máximos dos índices de marulhos concentram-se acima da latitude 25^oN, estando estes associados a passagem de tempestades no Atlântico Norte.

A figura 5.8-B apresenta a distribuição média dos valores de IWA em escala global para a estação de verão. Observa-se que, de modo similar aos índices de marulhos, ocorre uma grande sinergia entre estes resultados e os mapas obtidos pelos índices de vagas (figura 4.49). Os maiores valores de IWA, i.e., a região que apresenta menor incidência de marulhos, ocorre justamente na faixa de influência dos alíseos de nordeste.

Os cálculos da idade da onda (WA) e os testes de Donelan, ratificam a distribui-

ção dos índices de marulhos e vagas encontrados na literatura sobre o assunto. Os valores médios de WA figuram em torno de 60, o que caracteriza um estado predominante de marulhos no oceano. Considerando os resultados dos testes de Donelan, os resultados não deixam dúvida sobre a forte predominância dos marulhos, uma vez que dos 91140 pontos analisados, apenas 1686 podem ser considerados como vagas, independentemente da estação do ano.

5.3 Padrões de incidência de ondas na costa norte do Brasil

De posse dos sítios de geração obtidos com base no método de aglomerados difusos, foi possível isolar os centros de geração de marulhos na nossa região de estudo. Partindo desses aglomerados, os campos de ondas foram novamente propagados em grandes círculos, com o intuito de acompanhar as trajetórias de desenvolvimento das ondas de longo período na bacia do Atlântico. Para fins de comparação, o mesmo procedimento foi adotado sobre os resultados do modelo Wave Watch-III. Para tanto, os dados do modelo foram interpolados para as regiões de passagem do ASAR. Posteriormente, foi realizada a retropropagação dos campos de ondas, seguida pela análise difusa e propagação dos campos de ondas isolados.

Visando assimilar e comparar os padrões de incidência das ondas derivadas a partir de sensoriamento remoto, modelagem e obtidas a partir da propagação em grandes círculos, foi implementado um conjunto de bóias virtuais (26 ao total) espaçadas em $1{\times}1^o$, na latitude 5^oN e entre as longitudes 50^oW e 35^oW, perfazendo toda a região adjacente a toda a costa norte do Brasil. Todos os campos de ondas incidentes nestas bóias virtuais foram agrupados em função dos períodos e direções predominantes.

De acordo com os resultados obtidos, os campos de marulhos incidentes no cinturão de bóias virtuais, e que devem incidir sobre a costa norte do Brasil, apresentaram uma direção preferencial advinda do quadrante NW, na direção aproximada de 345^o, e com períodos de pico variando entre 10 e 15.5 segundos, o que configura um cenário típico de incidência de marulhos. Com relação aos resultados derivados do modelo WW-III, é possível inferir que o campo de ondas apresentou direções típicas da ordem de 340^o, em semelhança aos dados de sensoriamento remoto. Contudo, essa paridade não se manteve quando confrontamos os resultados de período de pico mínimo capturados pelo cinturão de bóias. Diferentemente dos dados derivados dos espectros SAR, os produtos Wave Watch-III revelaram períodos que variaram entre 7 e 15 segundos. Desse modo, podemos observar que se considerarmos os resultados

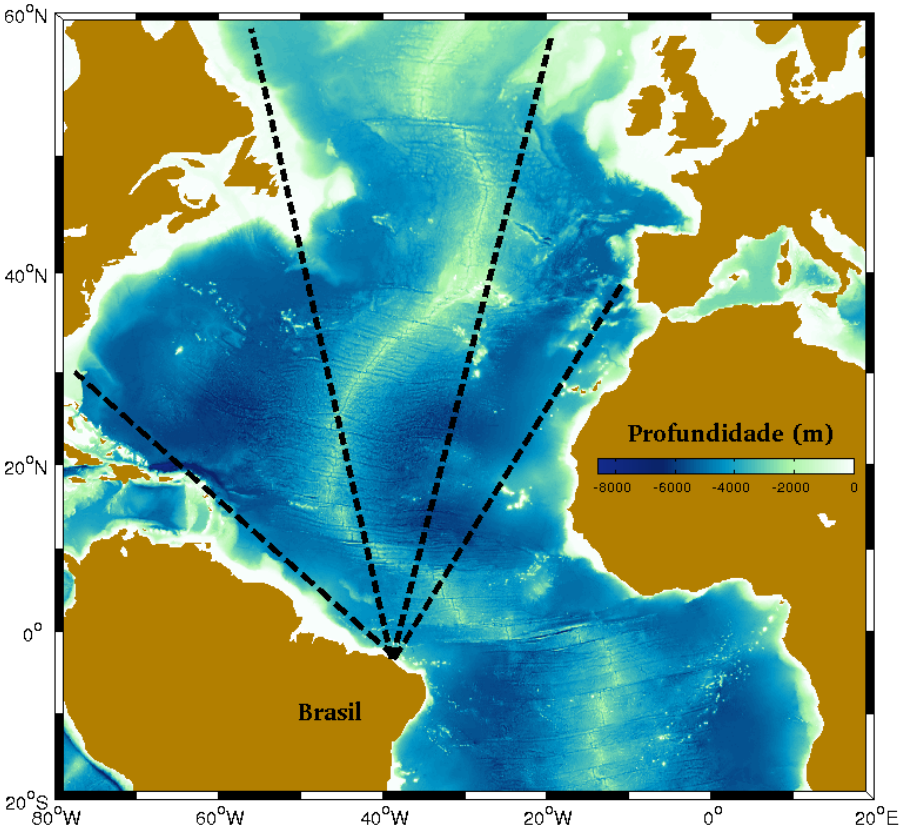

Figura 5.9 - Radiais derivadas a partir da costa de Fortaleza (linhas pontilhadas) delimitando as possíveis regiões onde foram gerados os marulhos que incidiram na costa do Brasil. Adaptado de Melo e Alves (1993).

do modelo, é possível identificar uma maior incidência de vagas no cinturão de bóias virtuais. Considerando a literatura (CAIRES; STERL, 2003), podemos sugerir que os resultados do modelo forçado por dados de reanálise, tendem a sub-estimar os valores de *wind stress*, alterando a parametrização estatística do campo de ondas obtido. É, assim, plausível se assumir que essa diferença de 3 segundos entre as bases de dados seja causada pela sub-estimação do vento pela reanálise.

Evidências sobre a chegada de ondulações longínquas a partir de observações visuais foram inicialmente suscitadas por Melo (1993). Contudo, o primeiro trabalho que efetivamente comprova a existência de marulhos gerados no Hemisfério Norte na costa norte do Brasil é creditado a Melo e Alves (1993). Utilizando a teoria de chegada dispersiva de ondas (BARBER; URSELL, 1947), os autores derivaram radiais partindo de um ondógrafo localizado na região do porto do Mucuripe - CE, visando identificar os possíveis sítios de geração dos marulhos incidentes. Os autores obser-

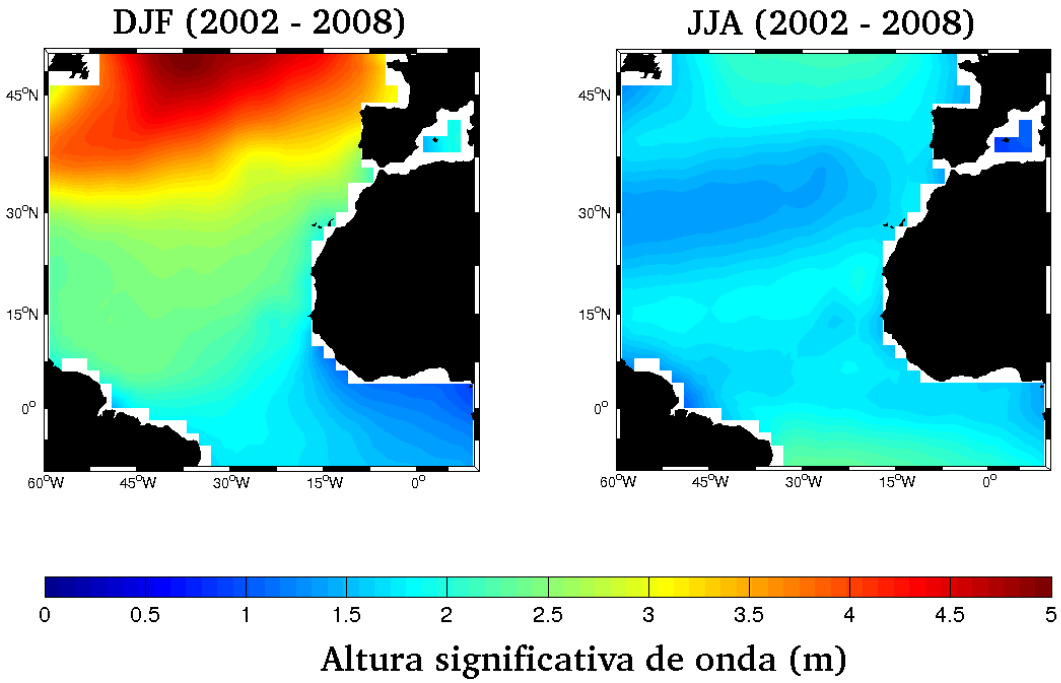

Figura 5.10 - Altura significativa de onda média (em metros) para os meses referentes a dezembro, janeiro e fevereiro (DJF) e junho, julho e agosto (JJA). Período: 2002 - 2008. Dados derivados de altimetria.

varam que durante os meses de dezembro a março, acompanhada das modificações das direções do vento local provocadas pelo deslocamento da ITCZ, ondas de longo período geradas por tempestades, provenientes do quadrante norte incidem na costa do Brasil. Ainda segundo Melo e Alves (1993), estes eventos são responsáveis pelas maiores alturas significativas de onda na região. Esses resultados são consistentes com o anexo A (ao final deste trabalho), entretanto é possível evidenciar a incidência de valores elevados de H_s em outros períodos do ano.

Analisando séries de dados altimétricos, Young (1999) identificou que durante os meses de dezembro, janeiro e fevereiro, ondas de longo período são geradas por tempestades na região do Atlântico Norte, com direção preferencial de propagação para o sudeste. Sugere-se que as regiões de geração de marulhos podem ser identificadas a partir dos valores de H_s nas regiões do Atlântico Norte de médias latitudes. Valores superiores de altura significativa de onda são comumente encontrados nessas regiões durante a estação de inverno do Hemisfério Norte (figura 5.10).

A incidência de ondas de longo período na costa nordeste do Brasil geradas por

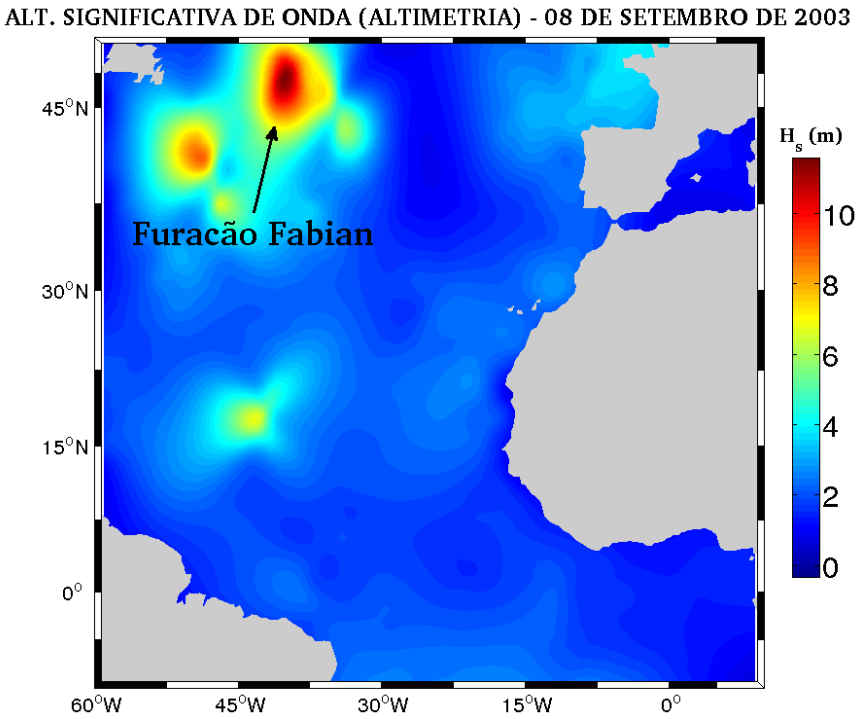

Figura 5.11 - Altura significativa de ondas (metros) na região de estudo durante a passagem do furacão Fabian. Evento ocorrido em 08 de setembro de 2003, que corresponde à temporada de furacões no Atlântico Norte.

eventos extremos com direção preferencial oriunda do quadrante NW, foram discutidas por Innocentini et al. (2005). Entretanto, os autores identificaram a geração desse evento durante outubro de 1999, provando que a incidência de marulhos na costa brasileira não ocorre exclusivamente durante os meses de inverno do Hemisfério Norte. Nesse mesmo contexto, Vianna (2000) descreve a incidência de marulhos gerados por furacões extra-tropicais durante o outono do Hemisfério Norte, reforçando a hipótese de formação de ondas de longo período no Atlântico norte em outras estações do ano.

Ondas geradas por eventos extremos são comuns durante praticamente todas as estações do ano em nossa região de estudo. A figura 5.11 mostra o campo de altura significativa de ondas associado a um caso de evento extremo de furacão na região de estudo com valores de H_s acima de 10 m. Considerando a relevância científica e econômica atrelada às atividades humanas no oceano, é de fundamental importância compreender os processos que dominam o clima de ondas no oceano Atlântico Norte, bem como investigar às características das tempestades e furacões que geram os

campos de marulhos. Nesse contexto, campos de bóias virtuais podem ser utilizados em regiões com ausência de dados *in situ*. Podemos afirmar que, boa concordância entre a literatura e os nossos resultados confirmam a eficácia do método proposto.

6 CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES

Neste trabalho as seguintes hipóteses foram formuladas: (1)O uso de dados de SAR no monitoramento de campos de marulhos, pode contribuir significativamente para um melhor entendimento sobre a dinâmica espaço-temporal deste fenômeno?; (2) A partir de produtos derivados de sensoriamento remoto é possível identificar os principais sítios de geração de marulhos no Atlântico Norte Tropical e de Médias latitudes?; (3) Considerando a estação de maior ocorrência de marulhos, é possível identificar sua direção preferencial de propagação?

Para testar às hipóteses da presente Tese, o seguinte objetivo foi proposto: analisar a climatologia dos campos de marulhos formados no oceano Atlântico Norte Tropical e de Médias Latitudes, considerando sua variabilidade espaço-temporal e seus padrões de propagação, determinando assim, os principais fatores que modulam este fenômeno.

Os resultados obtidos permitiram as seguintes conclusões:

6.1 Quanto à hipótese da pesquisa

Os resultados da pesquisa mostraram que o uso de dados SAR é uma ferramenta muito eficiente para diagnosticar alguns problemas apresentados por modelagem numérica de ondas. Particularmente, os resultados apresentados nessa Tese mostram claramente problemas apresentados pelo modelo WW-III, forçado por ventos de reanálise ECMWF, com relação à localização dos centros geradores de campos de marulhos observados remotamente. Os resultados permitem também aceitar a hipótese formulada tanto no tocante às variações espaço-temporais dos campos de ondas no oceano Atlântico Norte tropical e de médias latitudes e suas direções preferenciais de propagação.

6.2 Principais conclusões

6.2.1 Sobre o método de análise difusa associado a teoria de propagação em grandes círculos

A aplicação do algoritmo difuso sobre séries de espectros de onda SAR indica claramente a capacidade desse classificador não-supervisionado para identificação dos principais sítios de geração de marulhos em nossa região de estudo.

Os pontos analisados pelo algoritmo difuso incluem medidas obtidas em diferentes tempos para um mesmo dia. Desse modo, os resultados são adequados para uma estimativa média diária, ou seja, o centro fuzzy obtido, representa uma média da posição da tempestade durante o dia.

O algoritmo utilizado demonstra ser eficiente para o estudo dos campos de marulhos a partir dos espectros SAR pois, como demonstram inúmeros estudos, os espectros bi-dimensionais de número de onda gerados a partir de dados SAR apresentam maior confiabilidade na faixa espectral das ondas longas (HASSELMANN et al., 1996; CHAPRON et al., 2001). Considerando que os campos de marulhos são predominantes no oceano global (CHEN et al., 2002), com as poucas exceções de mares fechados ou semi-fechados e zonas costeiras (HANLEY et al., 2010), o método proposto pode ser uma ferramenta útil para o estudos de propagação de ondas em águas profundas. A análise dos campos de marulhos é um fator importante na avaliação de regiões potencialmente perigosas para o exercício das atividades humanas nos oceanos e em zonas costeiras.

Ao nosso conhecimento esta é a primeira aplicação de métodos *fuzzy* para a identificação de sítios de geração de marulhos. O método proposto nesta Tese, pode ser implementado e executado de modo **completamente autônomo** em um computador desktop normal, com tempo de processamento inferior a uma hora por caso analisado. Além de isolar sistemas de marulhos em águas profundas, este método pode ser utilizado adicionalmente, como uma ferramenta para validar modelos numéricos. A partir de longas séries de espectros SAR, a aplicação desta metodologia pode ser utilizada para melhorar a climatologia de zonas de geração de marulhos no oceano global.

6.2.2 Sobre a climatologia de ondas no Atlântico Norte

O conhecimento sobre a probabilidade de ocorrência dos campos de vagas e marulhos, é de grande importância em estudos climatológicos. Neste contexto, este estudo mostrou que é possível fazer uso de missões de diferentes sensores remotos, que aliados a produtos de modelagem numérica, com medidas independentes de velocidade do vento e altura significativa de onda, permitem chegar a resultados de grande precisão.

Os dados de satélite e os resultados de modelo utilizados demonstram que os índices

de climatologia de ondas utilizados neste trabalho podem ser executados rotineiramente, oferecendo diferentes produtos. A dificuldade em integrar dados de modelo e satélite deve-se a incompatibilidade inerente da informação espacial e temporal dos dados. A possibilidade de combinar diferentes produtos através de índices teóricos de vagas e marulhos, bem como o teste de Donelan, representa nesse contexto, uma abordagem adequada de fusão de dados, maximizando as informações contidas em bases de dados distintas, possibilitando inferências quantitativas para as idades e classes de onda de gravidade.

Este estudo demonstrou que a fusão de dados é adequada para a análise climatológica de ondas. A avaliação dos resultados sugere que os métodos adotados são robustos, uma vez que os resultados obtidos e a interpretação física dos mesmos são consistentes com a literatura.

6.3 Principais contribuições deste trabalho

- Identificação dos principais sítios de geração de marulhos no Atlântico Norte;

- Melhor entendimento da variabilidade espaço-temporal do clima de ondas incidentes no Atlântico Norte;

- Avaliação da acurácia de ventos extremos derivados de reanálise e escaterometria quando comparados a espectros SAR;

- Avaliação e comparação do desempenho do modelo Wave Watch-III sob eventos extremos em relação a produtos de sensoriamento remoto;

- Detectação e caracterização do desenvolvimento de marulhos em águas profundas do Atlântico Norte;

- Melhor entendimento sobre as correlações existentes entre a climatologia de ventos e a distribuição de classes de ondas (vagas e marulhos).

6.4 Recomendações

As principais recomendações deste trabalho para pesquisas futuras são:

- Aplicar o método FCM em escala global. Os resultados obtidos neste trabalho evidenciam a aplicabilidade dos algoritmos difusos na identificação de sítios de geração de marulhos. Deste modo, é possível ampliar a utilização da metodologia proposta neste trabalho para identificar as principais regiões de geração de marulhos no oceano global.

- Adaptar a teoria de propagação em grandes círculos para águas rasas. É necessário se avaliar a possibilidade de ajustar as equações de ondas para águas rasas, visando analisar a propagação das ondas de longo período desde o instante de sua geração até atingirem as regiões costeiras.

- Verificar os processos de troca na interface oceano-atmosfera reguladas pelos campos de marulhos a partir de séries de espectros SAR. Soloiev e Kudryavtsev (2010) mostraram que os campos de marulhos podem transferir momentum para a atmosfera, alterando a magnitude e direção do vento. A presença de marulhos aumenta fluxo de momentum, principalmente quando as ondas viajam na direção oposta ao vento, influenciando diretamente o *wind stress* (GARCIA-NAVA et al., 2009). As séries de espectros SAR propagadas ao longo de grandes círculos, podem auxiliar pesquisas que visem compreender as trocas da interface oceano-atmosfera. Esse tipo de estudo pode favorecer a calibração de modelos atmosféricos e de ondas.

- Melhorar o entendimento da dissipação dos campos de marulhos no oceano. Até o presente momento, não existe um concenso plausível sobre as possíveis causas de perda de energia dos campos de marulhos (WISE, 2007). Embora Ardhuin et al. (2009) tenham sugerido uma parametrização generalista para a dissipação de marulhos, os próprios autores afirmam que ainda são necessárias muitas investigações sobre os processos que modulam a amplitude dos campos de marulhos em águas profundas.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ALFREDINI, P. **Obras e gestão de portos e costas**. São Paulo: Edgard Blucher, 2005. 13

ALPERS, W.; ROSS, D.; RUFENACH, C. On the detectability of ocean surface-waves by real and synthetic aperture radar. **Journal of Geophysical Research**, v. 86, p. 6481–6498, 1981. 28

ALVES, J. H. G. M. Numerical modeling of ocean swell contributions to the global wind-wave climate. **Ocean Modelling**, v. 1, p. 98–122, 2006. xxiii, 121, 122

ALVES, J. H. G. M.; BANNER, M. L.; YOUNG, I. R. Revisiting the pierson-moskowitz asymptotic limits for fully developed wind waves. **Journal of Physical Oceanography**, v. 33, p. 1301–1323, 2003. 58

ARDHUIN, F.; CHAPRON, B.; COLLARD, F. Observation of swell dissiparion across oceans. **Journal of Geophysical Research**, v. 36, p. 1–5, 2009. 18, 52, 138

BAPTISTA, M. C. **Uma análise do campo de vento de superfície sobre o Oceano Atlântico Tropical e Sul usando dados do escaterômetro do ERS**. 131 p. Dissertação (Mestrado em Sensoriamento Remoto) — Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), São José dos Campos, 2003. 2

BARBER, N. F.; URSELL, F. The generation and propagation of ocean waves and swell. **Phil. Trans. R. Soc. London A**, v. 270, p. 603–649, 1947. 130

BENAVENTE, J.; L., D. R.; GRACIA, F. J.; POZO, J. A. M. del. Coastal flooding hazard related to storms and coastal evolution in valdelagrana spit (cadiz bay natural park, sw spain). **Continental Shelf Research**, v. 26, p. 1601–1076, 2006. 1

BENTAMY, A.; CROIZE-FILLON, D.; PERIGAUD, C. Characterization of ascat measurements based on buoy and quikscat wind vector observations. **Ocean Science**, v. 4, p. 265–274, 2008. 34

BENTAMY, A.; CROIZE-FILLON, D.; P.QUEFFEULOU; LIU, C.; ROQUET, H. Evaluation of high-resolution surface wind products at global and regional scales. **J. Ocean. Operational**, v. 2, p. 15–27, 2009. 34, 37, 44, 58

BENTAMY, A.; KATSAROS, K. B.; ALBERTO, M.; DRENNAN, W. M.; FORDE, E. B. Daily surface wind fields produced by merged satellite data. **American Geophysical Union**, v. 127, p. 343–349, 2002. 35

BEZDEK, J. C. Pattern recognition with fuzzy objective function algorithms. **Plenum Press**, v. 1, p. 280, 1981. 50

CAIRES, S.; STERL, A. Validation of ocean wind and wave data using triple collocation. **Journal of Geophysical Research**, v. 108, p. 1–16, 2003. 122, 130

CHAPRON, B.; JOHNSEN, H.; GARELLO, R. Wave and wind retrieval from sar images of the ocean. **Ann. Telecommun.**, v. 56, p. 682–699, 2001. 3, 136

CHELTON, D. B.; FREILICH, M. H. Scatterometer-based assessment of 10-m wind analyses from the operational ecmwf and ncep numerical weather prediction models. **Monthly Weather Review**, v. 2, p. 409–429, 2005. 37

_____. On the use of quikscat scatterometer measurements of surface winds for marine weather prediction. **Monthly Weather Review**, v. 2, p. 2055–2071, 2006. 37

CHEN, G.; CHAPRON, B.; EZARATY, R.; VANDEMARK, D. A global view of swell and wind sea climate in the ocean by satellite altimeter and scatterometer. **Journal of Atmospheric and Oceanic Technology**, v. 19, p. 1849–1859, 2002. xxiii, 17, 41, 42, 48, 49, 124, 125, 136

CLARO, M. S. **Extração do campo de vento na bacia de Campos, RJ, a partir de imagens ENVISAT/ ASAR**. 115 p. Dissertação (Mestrado em Sensoriamento Remoto) — Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), São José dos Campos, 2007. xvi, 35

COLLARD, F.; ARDHUIN, F.; CHAPRON, B. Monitoring and analysis of ocean swell fields from space: New methods for routine observations. **Journal of Geophysical Research**, v. 114, p. 1–15, 2009. 3, 52, 54

DEE, D. P.; UPPALA, S. M.; SIMMONS, A. J.; BERRISFORD, P.; POLI, P.; KOBAYASHI, S.; ANDRAE, U.; BALMASEDA, M. A.; BALSAMO, G.; BAUER, P.; BECHTOLD, P.; BELIJAARS, A.; BERG, L. van de; BIBLOT, J.; BORMANN, N.; DELSON, C.; DRAGANI, R.; FUENTES, M.; GEER, A.; HAIMBERGER, L.; HEALY, S. B.; HERSBACH, H.; HóLM, E. V.; ISAKSEN, L.;

KALLBERG, P.; KOHLER, M.; MATRICARDI, M.; MCNALLY, A. P.; MONGE-SANZ, B. M.; MORCRETTE, J.; PARK, B.; PEUBEY, C.; ROSNAY, P. de; TAVOLATO, C.; THéPAUT, J.; VITART, F. The era-interim reanalysis: configuration and performance of the data assimilation system. **Q. J. R. Meteorol. Soc.**, v. 137, p. 553–597, 2011. 37

DELPEY, M.; ARDHUIN, F.; COLLARD, F.; CHAPRON, B. Space-time structure of long ocean swell fields. **Journal of Geophysical Research**, v. 115, p. 1–13, 2010. 3, 52

DONELAN, M.; HAMILTON, H.; HUI, W. H. Directional spectra of wind-generated waves. **Phil. Trans. R. Soc. Lond. A**, v. 315, p. 509–562, 1985. 18, 127

DRENNAN, W.; H.C.; HAUSER, G. D.; QUENTIN, C. On the wave age dependence of wind stress over pure wind seas. **Journal of Geophysical Research**, v. 108, p. 8062, 2003. 42

DUNN, J. C. A fuzzy relative of the isodata process and its use in detecting compact, well separated cluster. **Cybernetics**, v. 3, p. 32–57, 1973. 50

EDSON, J.; CRAWFORD, T.; CRESCENTI, J.; FARRAR, T.; FREW, N.; GERBI, G.; PLUEDDEMANN, A.; TROWBRIDGE, J.; WELLER, R.; WILLIAMS, A.; HELMIS, C.; HRISTOV, T.; SHEN, L.; KHELIF, D.; SKYLLINGSTAD, E.; STANTON, T.; SULLIVAN, P.; SUN, J.; TROWBRIDGE, J.; VICKERS, D.; WANG, S.; WANG, Q.; WELLER, R.; WILKIN, J.; WILLIAMS, A.; YUE, D. K. P.; ZAPPA, C. The coupled boundary layers and air?sea transfer experiment in low winds. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 88, p. 341–356, 2007. 126

ELACHI, C.; ZYL, J. V. **Introduction to the physics and techniques of remote sensing**. NJ: Wiley, 2006. xv, xvi, 22, 24, 33, 34, 36

ENGEN, G.; JOHNSEN, H. Sar ocean wave inversion using image cross spectra. **IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing**, v. 33, p. 1047–1056, 1995. 29, 43

EWING, J. A.; LAING, A. K. Directional spectra of seas near full development. **Journal of Physical Oceanography**, v. 17, p. 1696–1706, 1987. xxiii, 47, 125

FAIRALL, C. W.; BRADLEY, E. F.; HARE, J. E.; GRACHEY, A. A.; EDSON, J. B. Bulk parameterization of air-sea fluxes: updates and verification for the coare algorithm. **Journal of Climate**, v. 19, p. 571–591, 2003. 1

FU, L.; CAZENAVE, A. **Satellite altimetry and earth sciences**. California: Academic Press, 2001. 31

GARCIA-NAVA, H.; TORRES, F. J. O.; OSUNA, P.; DONELAN, M. A. Wind stress in the presence of swell under moderate to strong wind conditions. **Journal of Geophysical Research**, v. 114, p. 1–12, 2009. 138

GIBSON, J.; KILLBERG, P.; UPPALA, S.; NOMURA, A.; HERNANDEZ, A.; SERRANO, E. Era description. **ERA-15 Report Series**, v. 1, p. 1–200, 1997. 37

GJEVIK, B.; RYGG, O.; KROGSTAD, H. E.; LYGRE, A. Long period swell wave events on the norwegian shelf. **Journal of Physical Oceanography**, v. 18, p. 724–737, 1988. 119

GLAZMAN, R. E.; PILORZ, S. Effects of sea maturity on satellite altimeter measurements. **Journal of Geophysical Research**, v. 95, p. 2857–2870, 1990. 48

GOURRION, J.; VANDEMARK, D.; BAILEY, S.; CHAPRON, B. Satellite altimeter models for surface wind speed developed using ocean satellite crossovers. **IFREMER Tech. Rep.**, v. 1, p. 62, 2000. 48

GULEV, K. S.; HASSE, L. Changes of wind waves in the north atlantic over the last 30 years. **International Journal of Climate**, v. 19, p. 1091–1117, 1999. 119

HANLEY, E. K.; BELCHER, E. S.; SULLIVAN, P. P. A global climatology of windwave interaction. **Journal of Physical Oceanography**, v. 40, p. 1282–2010, 2010. xxiii, 18, 21, 42, 120, 127, 128, 136

HANSON, J. L.; PHILLIPS, O. M. Automated analysis of ocean surface directional wave spectra. **Journal of Atmospheric and Oceanic Technology**, v. 18, p. 277–293, 2001. 23

HASSELMANN, K.; BARNETT, T.; BOUWS, E.; CARLSON, H.; CARTWRIGHT, D.; ENKE, K.; EWING, J.; GIENAPP, H.; HASSELMANN, D.; KRUSEMAN, P.; MEERBURG, A.; MULLER, P.; OLBERS, D.; RICHTER, K.; SELL, W.; WALDEN, H. Measurements of wind-wave growth and swell decay

during the joint north sea wave project (jonswap). **Dtsch. Hydrogr. Z.**, v. 12, p. 1–95, 1973. xxii, 19, 20, 40, 47, 111, 112, 113, 127

HASSELMANN, K.; HASSELMAN, S. On the nonlinear mapping of an ocean wave spectrum into a sar image spectrum and its inversion. **Journal of Geophysical Research**, v. 96, p. 10713–10729, 1991. 29

HASSELMANN, K.; RANEY, R. K.; PLANT, W. J.; ALPERS, W.; SHUCHMAN, R. A.; LYZENGA, D. R.; RUFENACH, C. L.; TUCKER, M. Theory of sar ocean wave imaging: A marsen view. **Journal of Geophysical Research**, v. 90, p. 4659–4686, 1985. 25

HASSELMANN, S.; BRUNING, C.; HASSELMANN, K.; HEIMBACH, P. An improved algorithm for the retrieval of ocean wave spectra from sar image spectra. **Journal of Geophysical Research**, v. 101, p. 16615–16629, 1996. 3, 136

HASSELMANN, S.; COAUTHORS. The wam model: A third generation ocean wave prediction model. **Journal of Physical Oceanography**, v. 18, p. 1775–1810, 1988. xxiii, 47, 125

HOLT, B. **Synthetic Aperture Radar marine users manual**. Washington DC: NOAA, 2004. 28, 29

HOLT, B.; LIU, A. K.; WANG, D. W.; GNANADESIKAN, A.; CHEN, H. S. Tracking storm generated waves in the northeast pacific ocean with ers-1 synthetic aperture radar imagery and buoys. **Journal of Geophysical Research**, v. 103, p. 7917–7929, 1998. 3

HOULTHUIJSEN, L. H. **Waves in oceanic and coastal waters**. Cambridge: Cambridge University Press, 2007. xv, 1, 7, 9, 13, 14, 17, 126

HWANG, P. A.; TEAGUE, W. J.; JACOBS, G. A.; WANG, D. W. A statistical comparison of wind speed, wave height, and wave period from satellite altimeters and ocean buoys in the gulf of mexico region. **Journal of Geophysical Research**, v. 103, p. 451–468, 1998. 19, 20, 47, 111

INNOCENTINI, V.; ARANTES, F. O.; FERREIRA, R. J.; MICHELETO, R. Agitação marítima no litoral nordestino do brasil associada aos distúrbios africanos de leste. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 20, p. 367–374, 2005. 43, 132

JANSSEN, P. **The Interaction of Ocean Waves and Wind**. UK: Cambridge, 2004. 2

JENSEN, J. **Remote sensing of the environment**: An earth resource perspective. NJ: Prentice Hall, 2007. xv, 21, 23

KAHMA, K. A study of the growth of the wave spectrum with fetch. **Journal of Physical Oceanography**, v. 11, p. 1503–1515, 1981. 47

KALNAY, E.; KANAMITSU, M.; KIRTLER, R.; COLLINS, W.; DEAVEN, D.; GANDIN, L.; IREDELL, M.; SAHA, S.; WHITE, G.; WOOLLEN, J.; ZHU, Y.; CHELLIAH, M.; EBISUZAKI, W.; HIGGINS, W.; JANOWIAK, J.; ROPELEWSKI, C.; WANG, J.; LEETMA, A.; REYNOLDS, R.; JENNE, R.; JOSEPH, D. The ncep/ncar 40-year reanalysis project. **Bull. Amer. Meteorol. Soc.**, v. 77, p. 437–471, 1996. 37

KANEVSKY, M. B. On the theory of sar ocean wave imaging. **IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing**, v. 31, p. 1031–1035, 1993. 2

_____. **Radar imaging of the ocean waves**. UK: Elsevier, 2009. 2

KINSMAN, B. **Wind waves**. Washington: Prentice-Hall, 1965. 1, 8, 13

KOMEN, G. J.; CAVALERI, L.; DONELAN, M.; HASSELMANN, K.; HASSELMANN, S.; JANSSEN, P. **Dynamics and modelling of ocean waves**. Cambridge: Cambridge University Press, 1994. 1, 18, 20, 21, 42, 47, 54, 109, 123

KROGSTAD, H. E. A simple derivation of hasselmann?s nonlinear ocean-sar transform. **Journal of Geophysical Research**, v. 97, p. 2421–2425, 1992. 29

LEE, S.; POTTIER, E. **Polarimetric radar imaging: from basics to applications**. USA: CRC Press, 2009. 24

MAIA, L. P. **Processos costeros y balance sedimentario a lo largo de Fortaleza (NE- Brasil): Implicationes para uma gestion adecuada de la zona litoral**. 269 p. Tese (Doutorado em Oceanografia) — Universitat de Barcelona, Barcelona, 1998. 41, 42

MCBRATNEY, A.; GRUIJTER, J. de. A continuum approach to soil classification by modified fuzzy k-means with extragrades. **Journal of Soil Science**, v. 43, p. 159–175, 1992. 50

MEI, C.; STIASSNIE, M.; YUE, D. K. P. **Theory and applications of ocean surface waves**. USA: World Scientific, 2005. 12

MELO, E. The sea sentinel project: watching waves in brazil. In: 8TH SYMPOSIUM ON COASTAL AND OCEAN MANAGEMENT, 1993, USA. **Proceedings...** USA, 1993. p. 1–8. 130

MELO, E.; ALVES, J. H. G. M. A note on the arrival of long traveled swell to the brazilian coast. In: X BRAZILIAN SYMPOSIUM OF WATER RESOURCES, 1993, Rio de Janeiro, Brazil. **Proceedings...** Brazil, 1993. p. 516–523. xxiv, 130, 131

MONALDO, F. M.; THOMPSON, D. R.; PICHEL, W. G.; CLEMENTE-COLON, P. P. A systematic comparison of quikscat and sar ocean surface wind speeds. **IEEE Transactions and Remote Sensing**, v. 42, p. 283–291, 2004. 34

MUNK, W. H.; MILLER, G. R.; SNODGRASS, F. E.; BARBER, N. F. Directional recording of swell from distant storms. **Phil. Trans. Roy. Soc. London A**, v. 255, p. 505–584, 1963. 1, 51, 52, 126

NOVO, E. **Sensoriamento remoto**: Princípios e aplicações. São Paulo: Edgard Blucher, 2008. 24

PEDLOSKY, J. **Waves in the ocean and atmosphere: introduction to wave dynamics**. Springer: Springer Verlag, 2003. 7, 8

PIANCA, C. Brazilian offshore wave climate based on nww3 reanalysis. **Brazilian Journal of Oceanography**, v. 58, p. 53–70, 2010. 42, 127

PIERSON, W.; MOSKOWITZ, L. A proposed spectral form for fully developed wind seas based on the similarity theory of s.a. kitaigordskii. **Journal of Geophysical Research**, v. 69, p. 5181–5190, 1964. xxiii, 47, 58, 125

PONCE, S.; OCAMPO-TORRES, F. J. Sensitivity of a wave model to wind variability. **Journal of Geophysical Research**, v. 103, p. 3179–3202, 1998. 123

POWELL, M. D.; VICKERY, P. J.; REINHOLD, T. A. Reduced drag coefficient for high wind speeds in tropical cyclones. **Nature**, v. 422, p. 279–283, 2003. 1

QUILFEN, Y.; CHAPRON, B.; BENTAMY, A.; GOURRION, J. Global ers 1 and 2 and nscat observations: Upwind/crosswind and upwind/downwind measurements. **Journal of Geophysical Research**, v. 104, p. 459–469, 1999. 48

ROBINSON, I. **Measuring the oceans from space**. Springer: Springer Praxis, 2004. xv, 22, 27, 33, 34

SAHA, S.; MOORTHI, S.; PAN, H.; WU, X.; WANG, J.; NADIGA, S.; TRIPP, P.; KISTLER, R.; WOOLLEN, J.; BEHRINGER, D.; LIU, H.; STOKES, D.; GRUMBINE, R.; GAYNO, G.; HOU, Y.; CHUANG, H.; JUANG, H.; SELA, J.; M.; TREADON, R.; KLEIST, D.; DELST, P. van; KEYSER, D.; DERBER, J.; EK, M.; MENG, J.; WEI, H.; YANG, R.; LORD, S.; DOOL, H. van den; KUMAR, A.; WANG, W.; LONG, C.; CHELLIAH, M.; XUE, Y.; HUANG, B.; SCHEMM, J.; EBISUZAKI, W.; LIN, R.; XIE, P.; CHEN, M.; ZHOU, S.; HIGGINS, W.; ZOU, C.; LIU, Q.; CHEN, Y.; HAN, Y.; CUCURULL, L.; REYNOLDS, R.; RUTLEDGE, G.; GOLDBERG, M. The ncep climate forecast system reanalysis. **Bull. Amer. Meteorol. Soc.**, v. 91, p. 1015–1057, 2010. 37

SEMEDO, A.; SUSELJ, K.; RUTGERSSON, A.; STERL, A. A global view on the wind sea and swell climate and variability from era-40. **Journal of Climate**, v. 22, p. 1461–1479, 2011. 119, 126, 127

SOLOIEV, Y. P.; KUDRYAVTSEV, V. N. Wind-speed undulations over swell: Field experiment and interpretation. **Boundary Layer Meteorology**, v. 136, p. 341–363, 2010. 138

SOLVSTEEN, C.; HANSEN, C. **Validation of the operational wave models WAVEWATCH-III and Mike21-OSW against satellite altimetry and coastal buoys**. [S.l.: s.n.], 2006. 121

SOUZA, R. **Oceanografia por satélites**. São Paulo: Oficina de Textos, 2009. 32

STEWART, R. **Introduction to physical oceanography**. Texas: Texas AM University, 2008. xvi, 33

STOFFELEN, A.; ANDERSON, D. Scatterometer data interpretation: estimation and validation of the transfer function cmod4. **Journal of Geophysical Research**, v. 102, p. 5767–5780, 1997. 34

SVERDRUP, H. U.; MUNK, W. H. **Wind seas and swell: Theory and relations for forecasting**. Washington: U.S. Navy Hidrographic, 1947. 47

TOBA, Y. Stochastic form of the growth of wind waves in a single-parameter representation with physical interpretation. **Journal of Physical Oceanography**, v. 8, p. 498–507, 1978. 19, 111

TOLMAN, H. **User manual and system documentation of WAVEWATCH 3 version 3.14**. [S.l.: s.n.], 2009. 38, 39, 40, 51

TOLMAN, H.; CHALIKOV, D. Source terms in a third-generation wind wave model. **Journal of Physical Oceanography**, v. 26, p. 2497–2518, 1996. 39

UPPALA, S.; SIMMONS, P. K. A.; BECHTOLD, U. A. V. D. C.; FIORINO, M.; GIBSON, J.; HASELER, J.; HERNANDEZ, A.; KELLY, G.; LI, X.; ONOGI, K.; SAARINEN, S.; SOKKA, N.; ALLAN, R.; ANDERSSON, E.; ARPE, K.; BALMASEDA, M.; BELJAARS, A.; BERG, L. V. D.; BIDLOT, J.; BORMANN, N.; CAIRES, S.; CHEVALLIER, F.; DETHOF, A.; DRAGOSAVAC, M.; FISHER, M.; FUENTES, M.; HAGEMANN, S.; HOLM, E.; HOSKINS, B.; ISAKSEN, L.; JANSSEN, P.; JENNE, R.; MCNALLY, A.; MAHFOUF, J.; MORCRETTE, J.; RAYNER, N.; SAUNDERS, R.; SIMON, P.; STERL, A.; TRENBERTH, K.; UNTCH, A.; VASILJEVIC, D.; VITERBO, P.; WOOLLEN, J. The era-40 re-analysis. **Q.J.R. Meteorol. Soc.**, v. 131, p. 2961–3012, 2005. 37

VIANNA, M. L. Ressacas na costa norte do nordeste causadas por furacões extra-tropicais. In: XI CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, 2000, Rio de Janeiro, Brazil. **Proceedings...** Brazil, 2000. p. 2613–2619. 132

VIOLANTE-CARVALHO, N.; RIZOPOULOU, K.; CARVALHO, L. M.; GOLDSTEIN, B. Sobre os mecanismos de imageamento do radar de abertura sintética sar para a estimação do espectro direcional de ondas geradas pelo vento. **Revista Brasileira de Geofísica**, v. 4, p. 593 607, 2010. 26, 28

WANDI. The wam model - a third generation ocean wave prediction model. **Journal of Physical Oceanography**, v. 12, p. 1775–1810, 1988. 39

WISE. Wave modelling - the state of the art. **Progress in Oceanography**, v. 75, p. 603–674, 2007. 138

WU, J. Wind-stress coefficients over sea surface near neutral conditions. a revisit. **Journal of Physical Oceanography**, v. 10, p. 727–740, 1980. 20

YOUNG, I. R. Seasonal variability of the global ocean wind and wave climate. **International Journal of Climatology**, v. 19, p. 931–950, 1999. 1, 41, 120, 131

ZADEH, L. Fuzzy sets. **Inform. Contr.**, v. 8, p. 338–353, 1965. 49

APÊNDICE A - CENTROS DIFUSOS IDENTIFICADOS A PARTIR DOS DADOS SAR.

Tabela A.1 - Localização dos centros difusos para os 28 estudos de caso analisados.

Eventos	**Data**	**Longitude (graus)**	**Latitude (graus)**
1	26 set 2002	57.25^o W	28.25^o N
2	24 jan 2003	60.00^o W	40.00^o N
3	08 fev 2003	58.75^o W	41.25^o N
4	11 fev 2003	58.75^o W	40.25^o N
5	02 set 2003	59.75^o W	20.25^o N
6	06 set 2003	60.00^o W	34.75^o N
7	14 fev 2004	42.25^o W	33.25^o N
8	09 mar 2004	53.75^o W	41.25^o N
9	20 mar 2004	59.75^o W	41.25^o N
10	25 abr 2004	50.75^o W	44.25^o N
11	23 fev 2005	46.25^o W	38.75^o N
12	07 mar 2005	48.25^o W	35.75^o N
13	23 mar 2005	45.00^o W	35.00^o N
14	02 ago 2005	56.75^o W	40.75^o N
15	01 fev 2006	59.25^o W	41.75^o N
16	24 fev 2006	55.75^o W	38.75^o N
17	24 mar 2006	45.25^o W	38.25^o N
18	27 mar 2006	56.25^o W	41.25^o N
19	01 jan 2007	46.25^o W	46.25^o N
20	27 jan 2007	52.75^o W	38.75^o N
21	08 fev 2007	52.25^o W	38.25^o N
22	20 fev 2007	55.00^o W	40.00^o N
23	26 mar 2007	51.25^o W	42.75^o N
24	28 jan 2008	66.75^o W	39.75^o N
25	10 fev 2008	40.75^o W	42.25^o N
26	13 mar 2008	54.25^o W	39.25^o N
27	17 mar 2008	59.25^o W	39.75^o N
28	21 out 2008	56.75^o W	43.75^o N

APÊNDICE B - UM POUCO DE HISTÓRIA

Seguramente, um dos relatos mais antigos sobre a incidência de marulhos em oceano aberto, é credidata ao explorador veneziano Marco Polo (1254 - 1324).

A serviço da corte do imperador mongol Kublai Khan, neto do poderoso Gengis Khan, cujo o reino era cerca de um quinto da área habitada do mundo, à época, Marco Polo partiu para a Ásia em uma série de aventuras que mais tarde foram documentadas em seu livro **As Viagens**.

Sempre cobiçando novos territórios, Kublai Khan tornou-se obcecado pela idéia de anexar o Japão ao seu reino. Ambição desmedida que provocou a queda de seu império. Kublai não considerou as dificuldades inerentes a tentativa de conquistar um país tão distante e protegido pelo mar, com os quais os mongóis não tinham experiência, sorte e nem confiança.

Visando lograr êxito em seu intento, Kublai Khan reuniu 100 mil guerreiros armados em uma coalizão de forças mongóis, chinesas e coreanas, visando assim, submeter o Japão ao seu domínio. Contudo, em agosto de 1281, a natureza interveio a favor dos japoneses, com o que eles denominaram como *kamikaze*, ou "vento divino".

Ciclones tropicais são comuns no final do verão e no início do outono nos mares que circundam o Japão. Segundo Marco Polo, certo dia, os marinheiros da frota de Kublai Khan navegavam rumo ao combate, quando observaram ondulações na superfície do oceano, de aproximadamente 1 metro de altura, a intervalos de aproximadamente 10 segundos. Um dia depois, essas ondulações tinham ameaçadores 2 metros de altura e viajavam rapidamente pela superfície da água. Contudo, não havia nenhuma tormenta à vista; o céu permanecia claro e os ventos calmos.

Três dias depois que as reveladoras ondulações começaram a surgir, podia-se perceber os primeiros sinais de aproximação da tormenta. Ondas enormes se formavam sucessivamente e o vento passava dos 60 nós, arremessando objetos soltos e destruindo as embarcações mongóis que navegavam rumo a costa japonesa.

O primeiro ciclone havia passado. Contudo novos sistemas de baixa pressão se formavam. Os ventos fortes e as ondas enormes e imprevisíveis perduraram por tanto tempo, conta Marco, que a grande frota mongol não suportou, e o audacioso plano do Grão-Khan terminou em humilhação e derrota.

Extraído do livro: Marco Polo - De Veneza a Xanadu, Ed. Objetiva, 2009, Autor: Laurence Bergreen.

ANEXOS - ALTURA SIGNIFICATIVA DE ONDA PARA O PERÍODO COMPREENDIDO ENTRE 2002 A 2008. LATITUDE 5^o N. REGIÃO DO CINTURÃO DE BÓIAS VIRTUAIS.

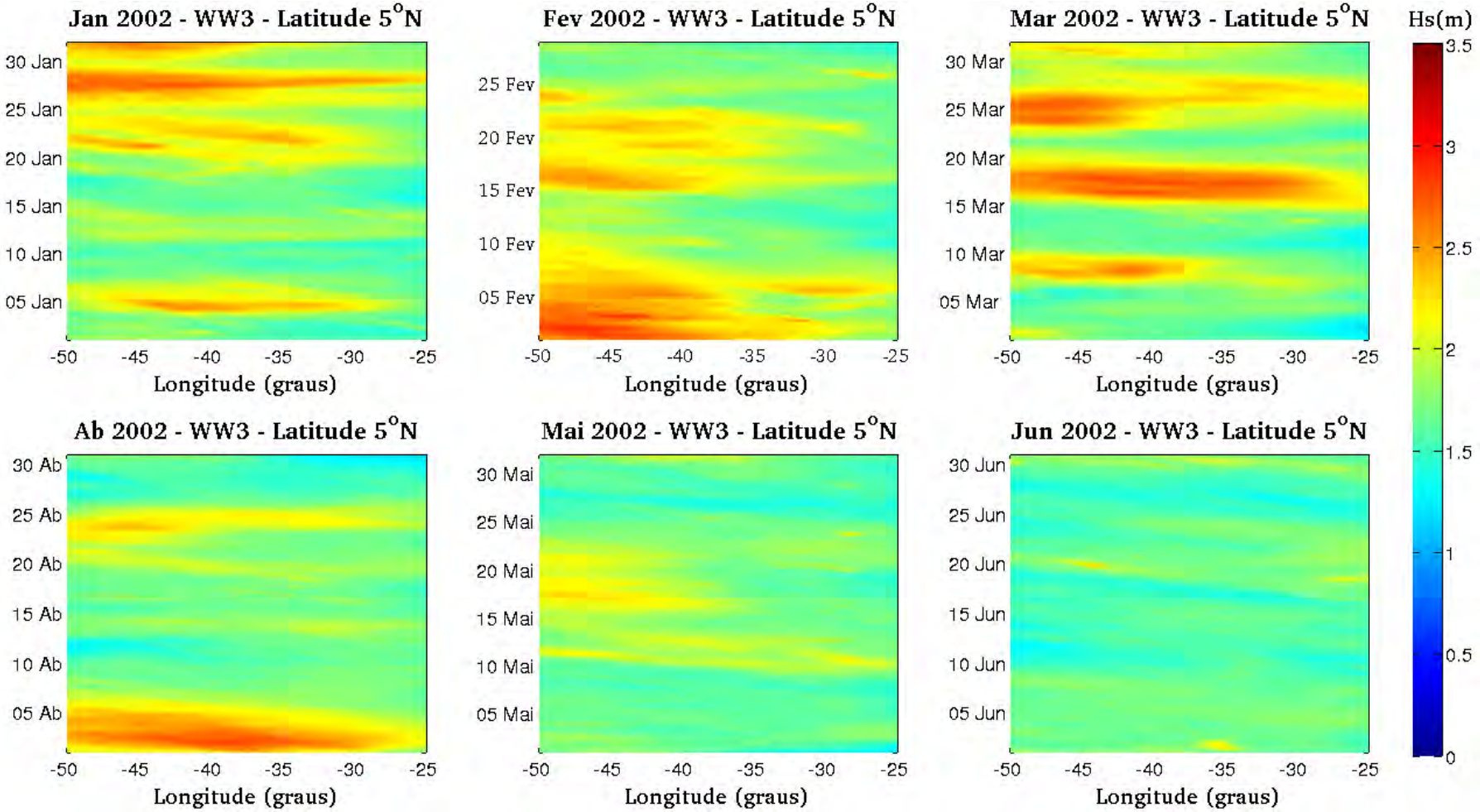

Figura A.1 - Altura significativa de onda (H_s) em metros obtida através do modelo WW-III para o primeiro semestre de 2002 (dados diários). Os títulos das figuras apresentam os meses correspondentes a cada diagrama de Hovmoller.

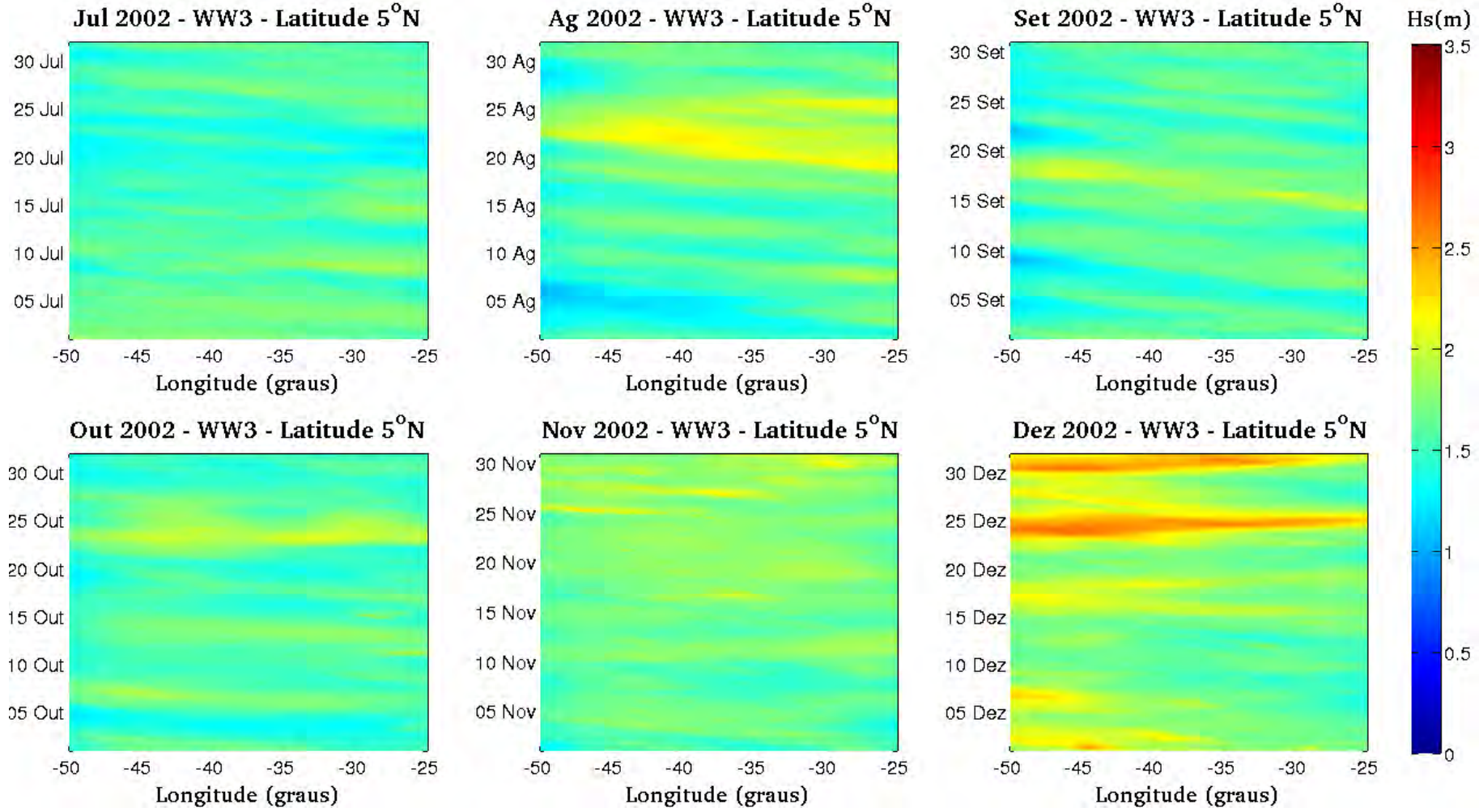

Figura A.2 - Altura significativa de onda (H_s) em metros obtida através do modelo WW-III para o segundo semestre de 2002 (dados diários). Os títulos das figuras apresentam os meses correspondentes a cada diagrama de Hovmoller.

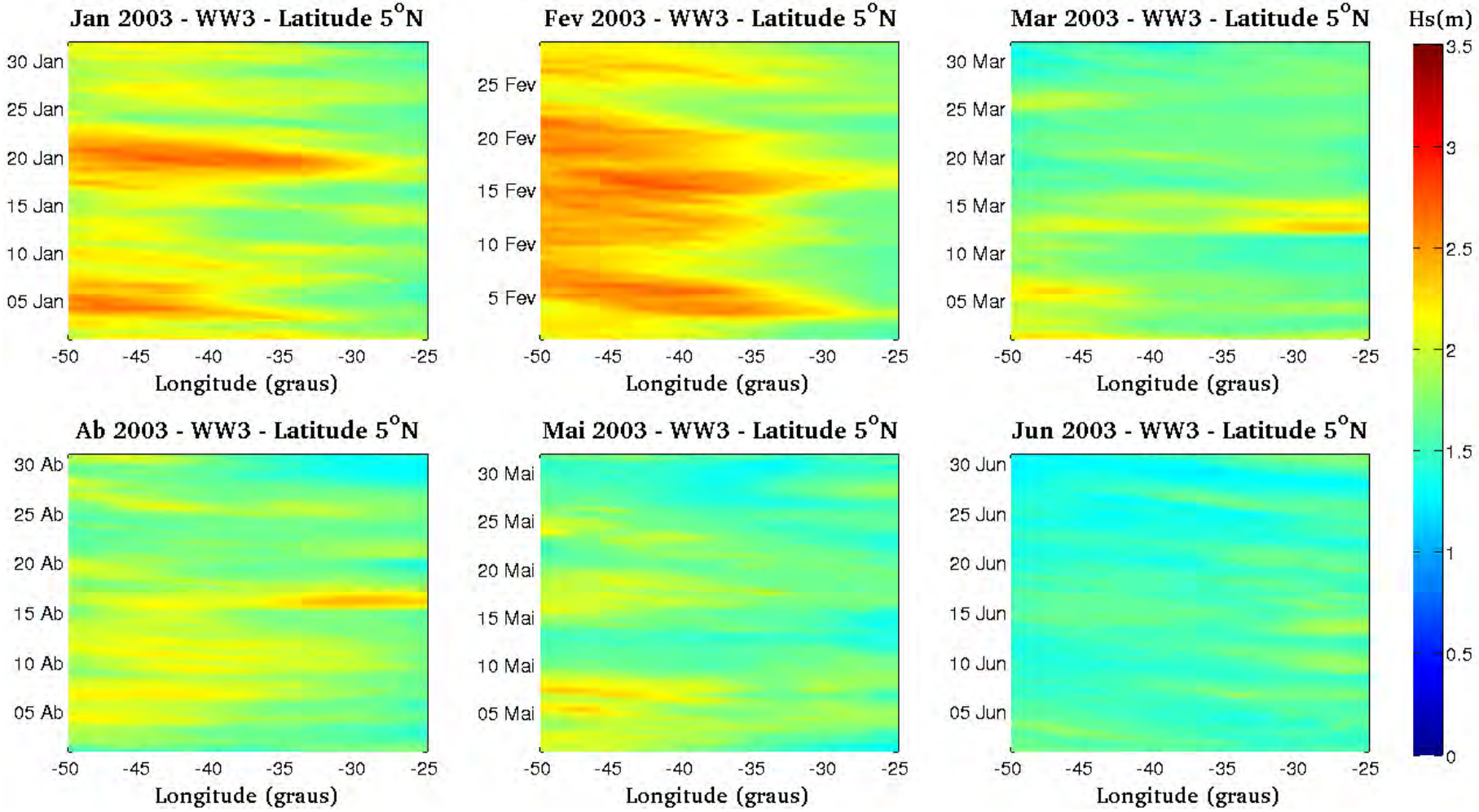

Figura A.3 - Altura significativa de onda (H_s) em metros obtida através do modelo WW-III para o primeiro semestre de 2003 (dados diários). Os títulos das figuras apresentam os meses correspondentes a cada diagrama de Hovmoller.

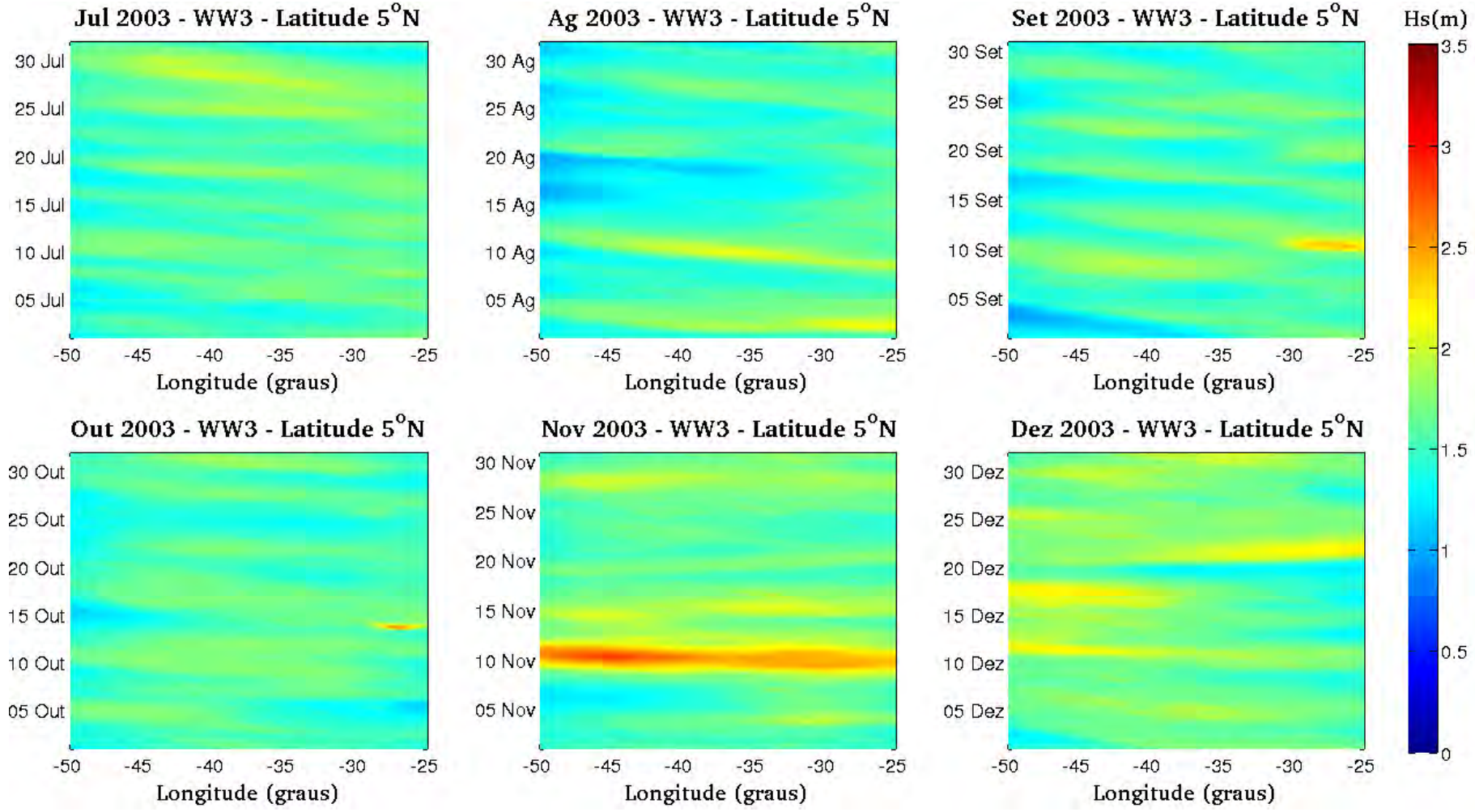

Figura A.4 - Altura significativa de onda (H_s) em metros obtida através do modelo WW-III para o segundo semestre de 2003 (dados diários). Os títulos das figuras apresentam os meses correspondentes a cada diagrama de Hovmoller.

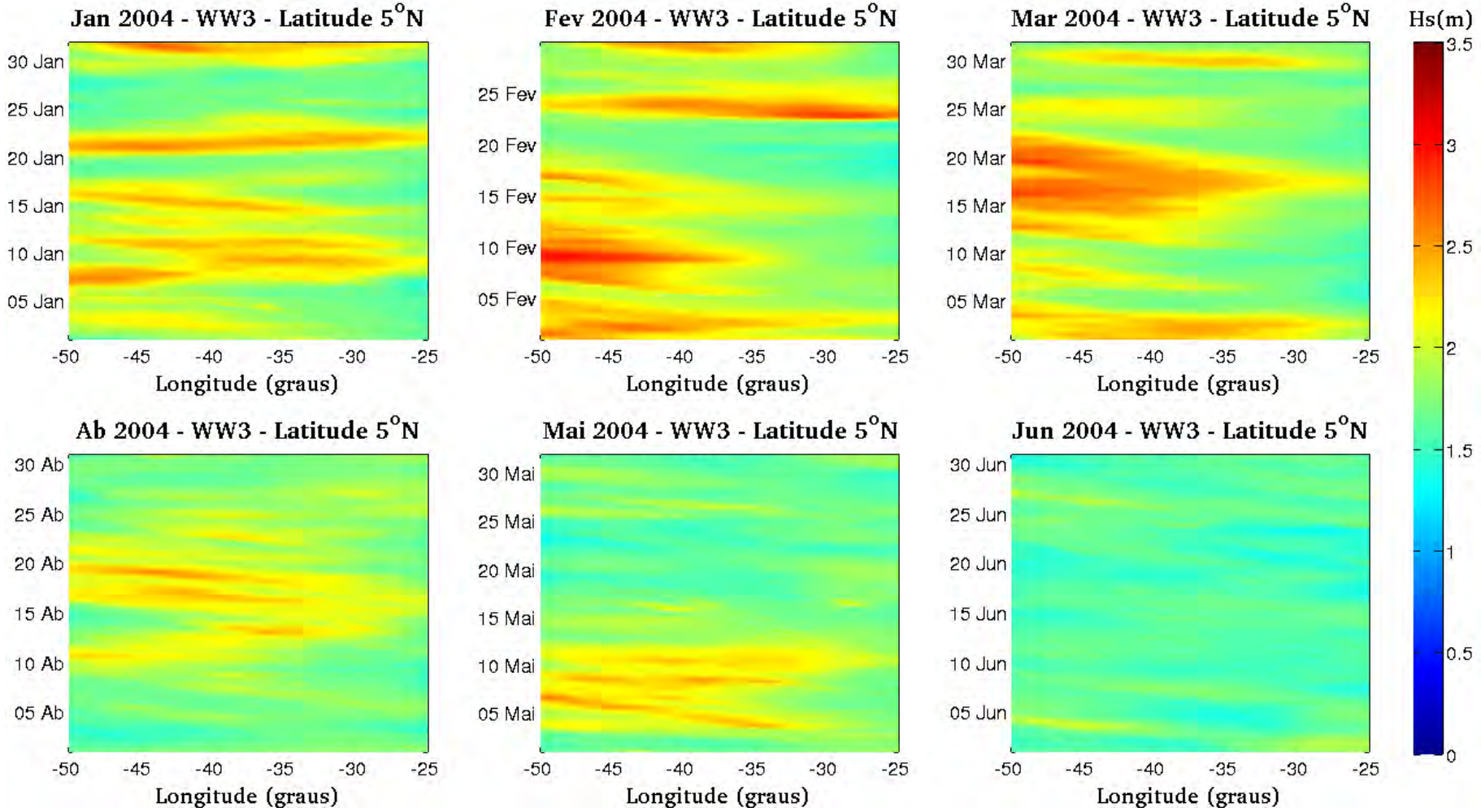

Figura A.5 - Altura significativa de onda (H_s) em metros obtida através do modelo WW-III para o primeiro semestre de 2004 (dados diários). Os títulos das figuras apresentam o meses correspondentes a cada diagrama de Hovmoller.

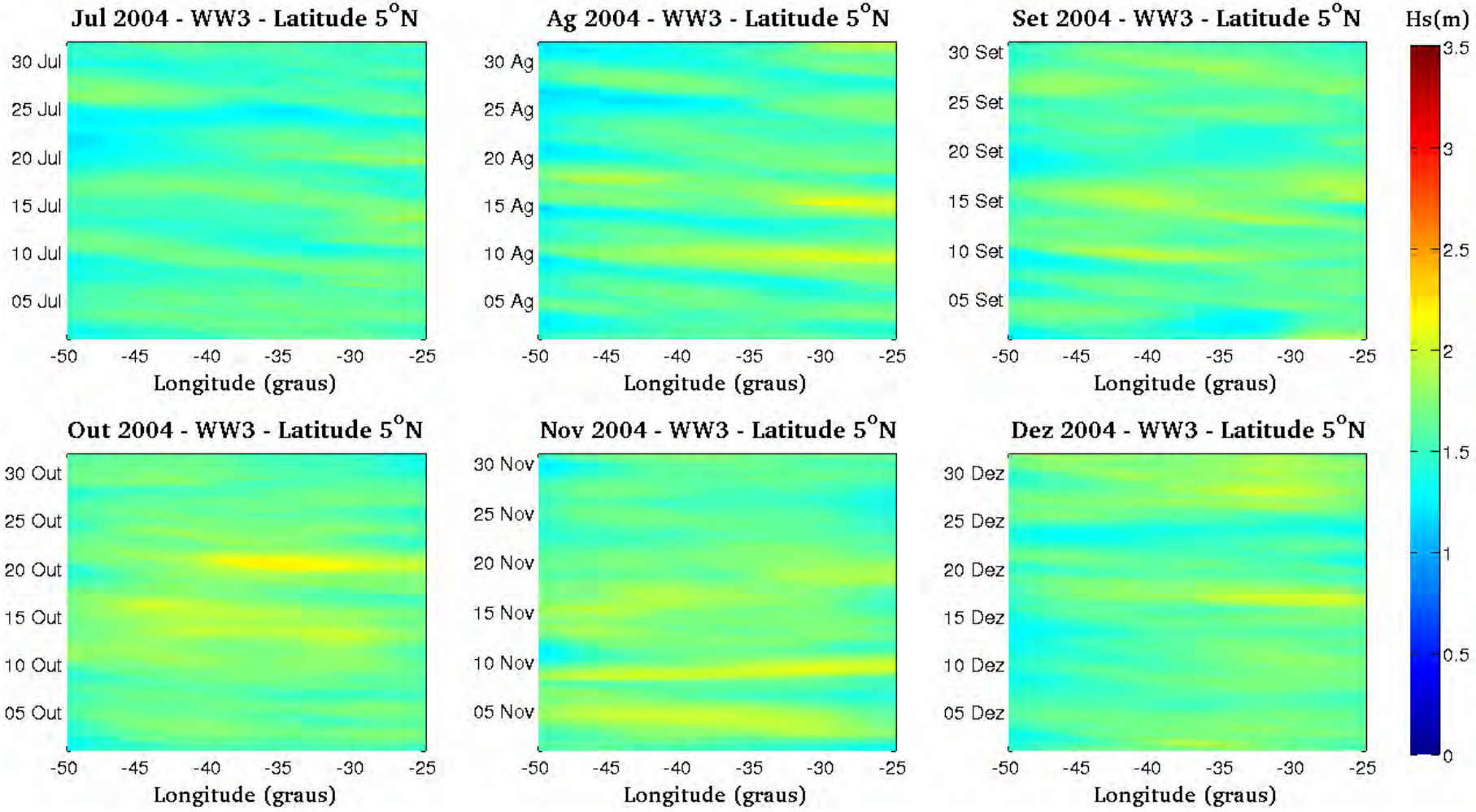

Figura A.6 - Altura significativa de onda (H_s) em metros obtida através do modelo WW-III para o segundo semestre de 2004 (dados diários). Os títulos das figuras apresentam o meses correspondentes a cada diagrama de Hovmoller.

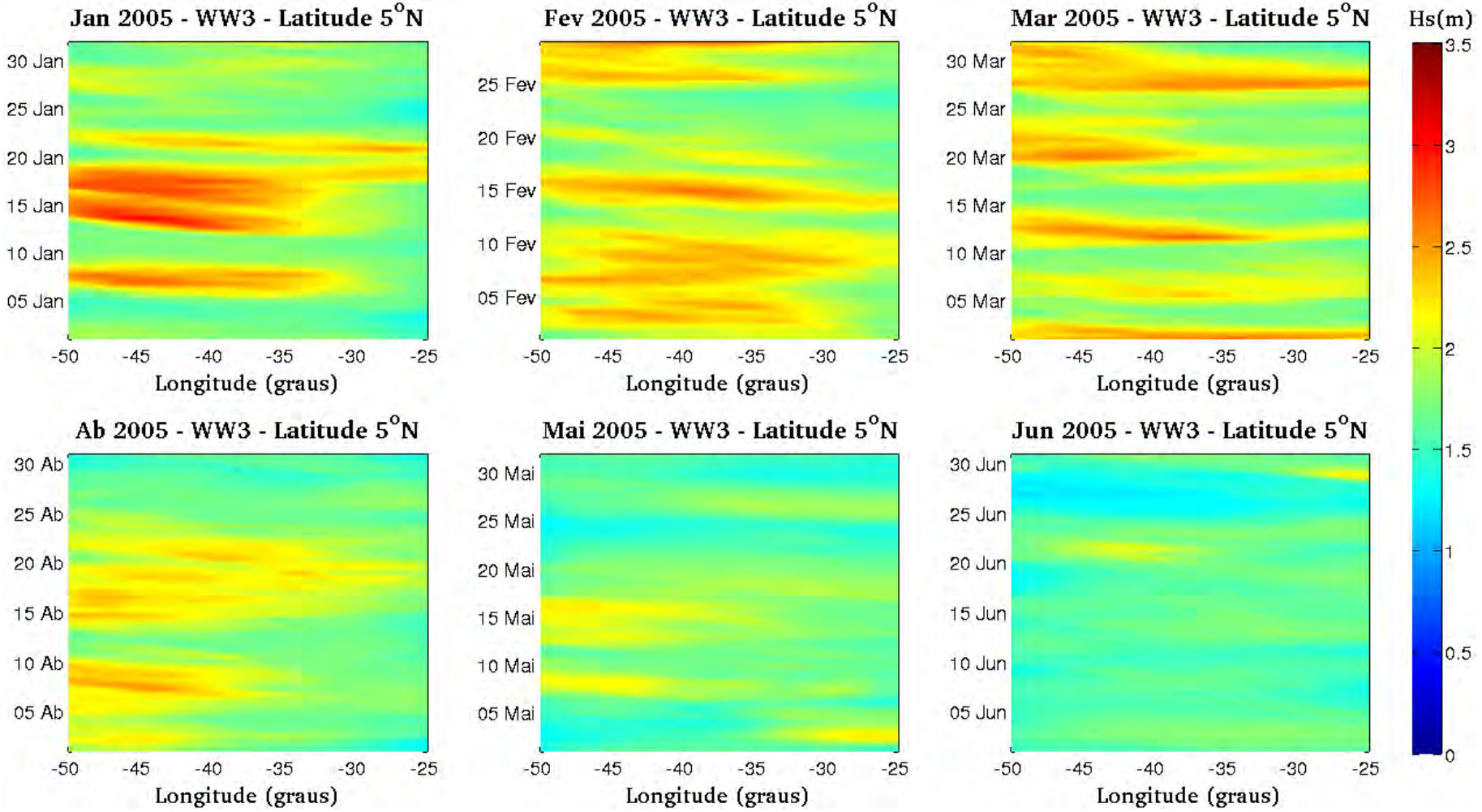

Figura A.7 - Altura significativa de onda (H_s) em metros obtida através do modelo WW-III para o primeiro semestre de 2005 (dados diários). Os títulos das figuras apresentam o meses correspondentes a cada diagrama de Hovmoller.

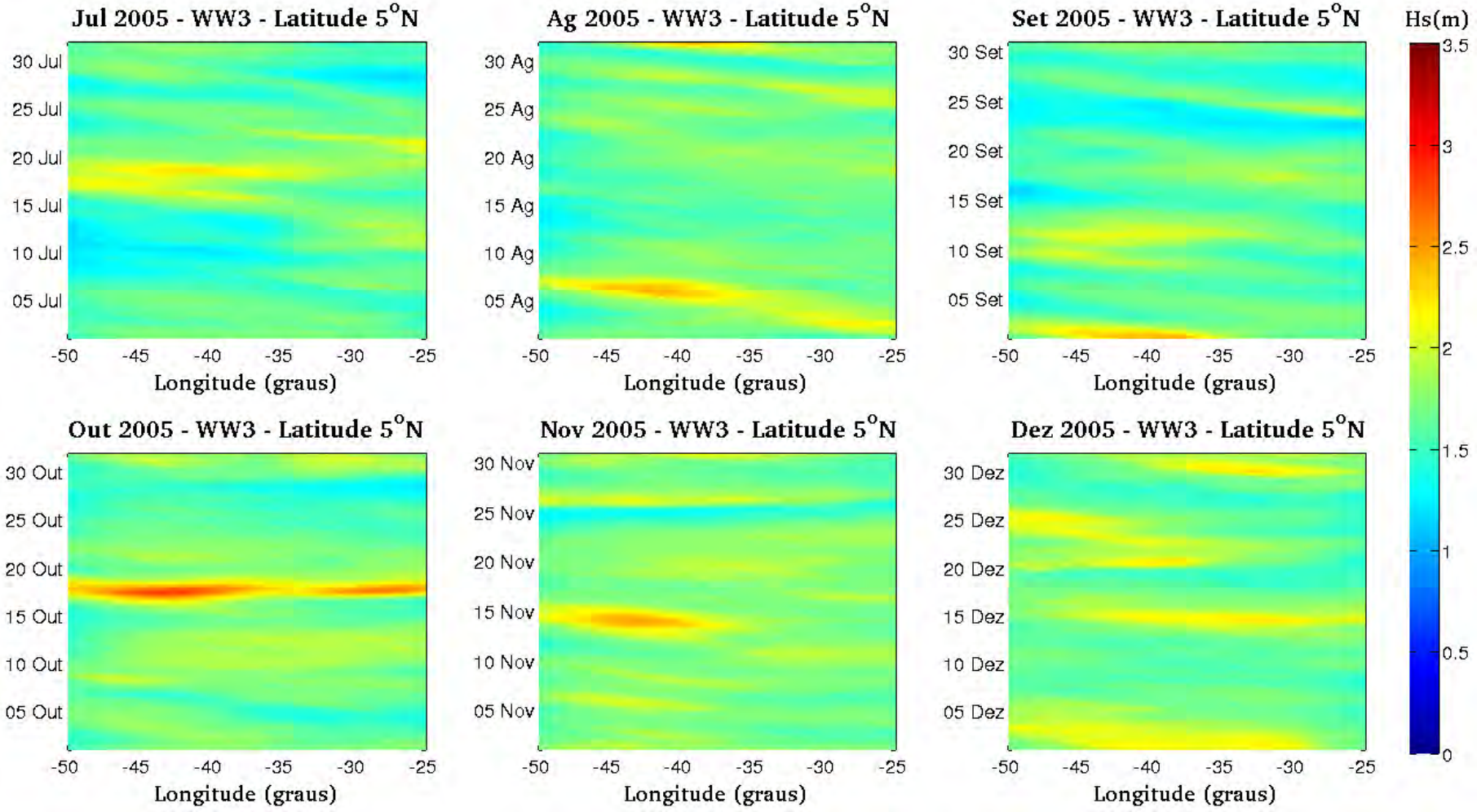

Figura A.8 - Altura significativa de onda (H_s) em metros obtida através do modelo WW-III para o segundo semestre de 2005 (dados diários). Os títulos das figuras apresentam o meses correspondentes a cada diagrama de Hovmoller.

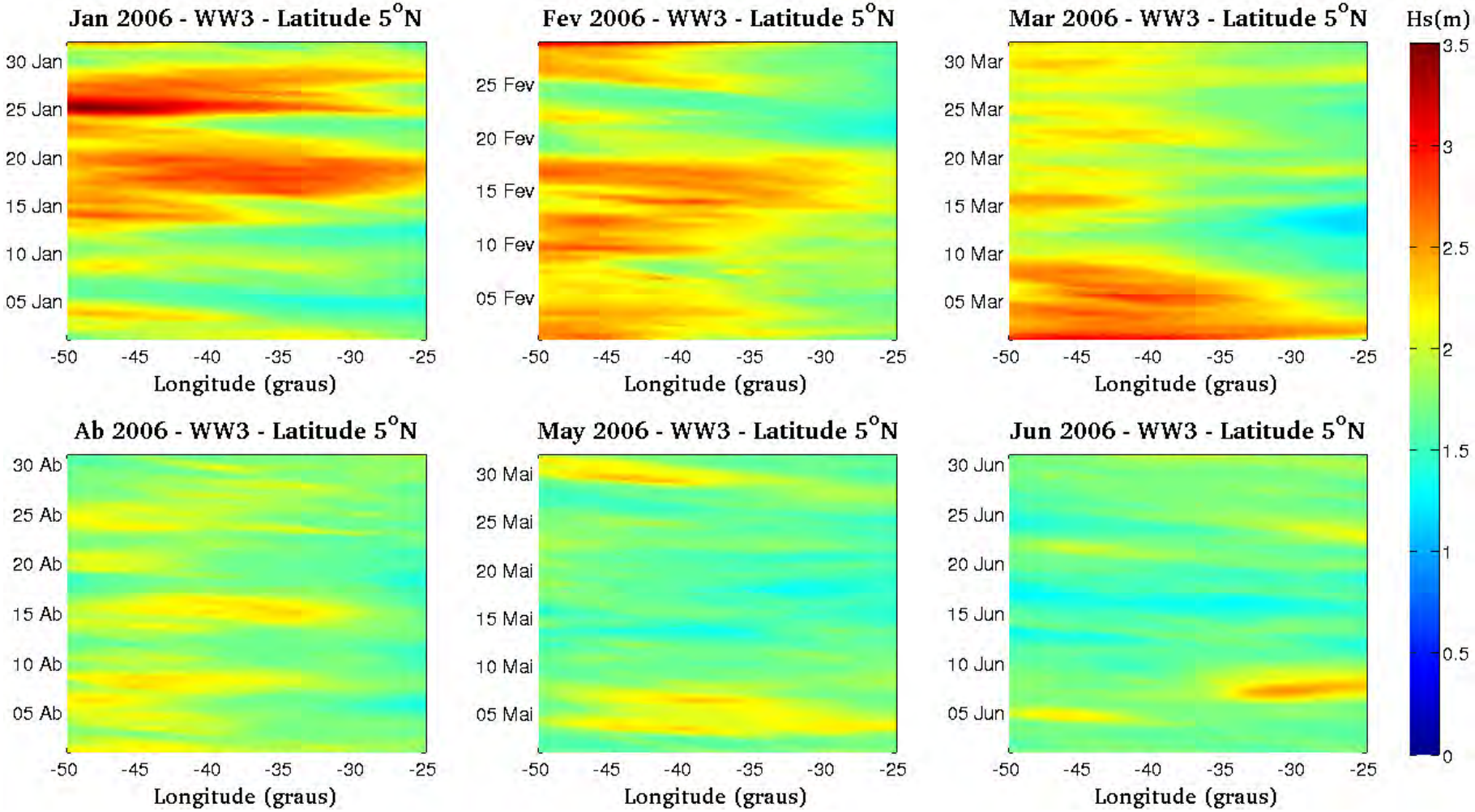

Figura A.9 - Altura significativa de onda (H_s) em metros obtida através do modelo WW-III para o primeiro semestre de 2006 (dados diários). Os títulos das figuras apresentam o meses correspondentes a cada diagrama de Hovmoller.

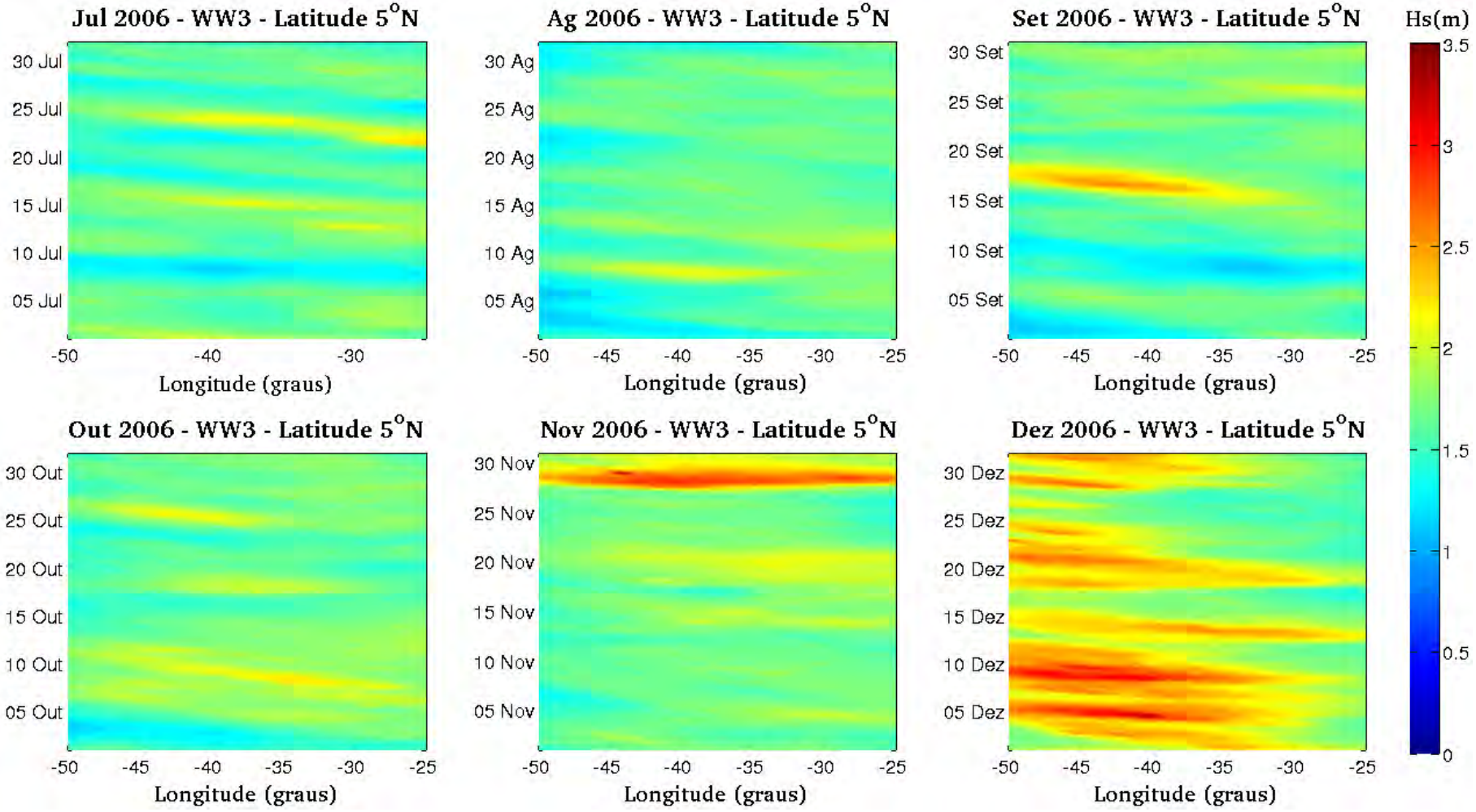

Figura A.10 - Altura significativa de onda (H_s) em metros obtida através do modelo WW-III para o segundo semestre de 2006 (dados diários). Os títulos das figuras apresentam o meses correspondentes a cada diagrama de Hovmoller.

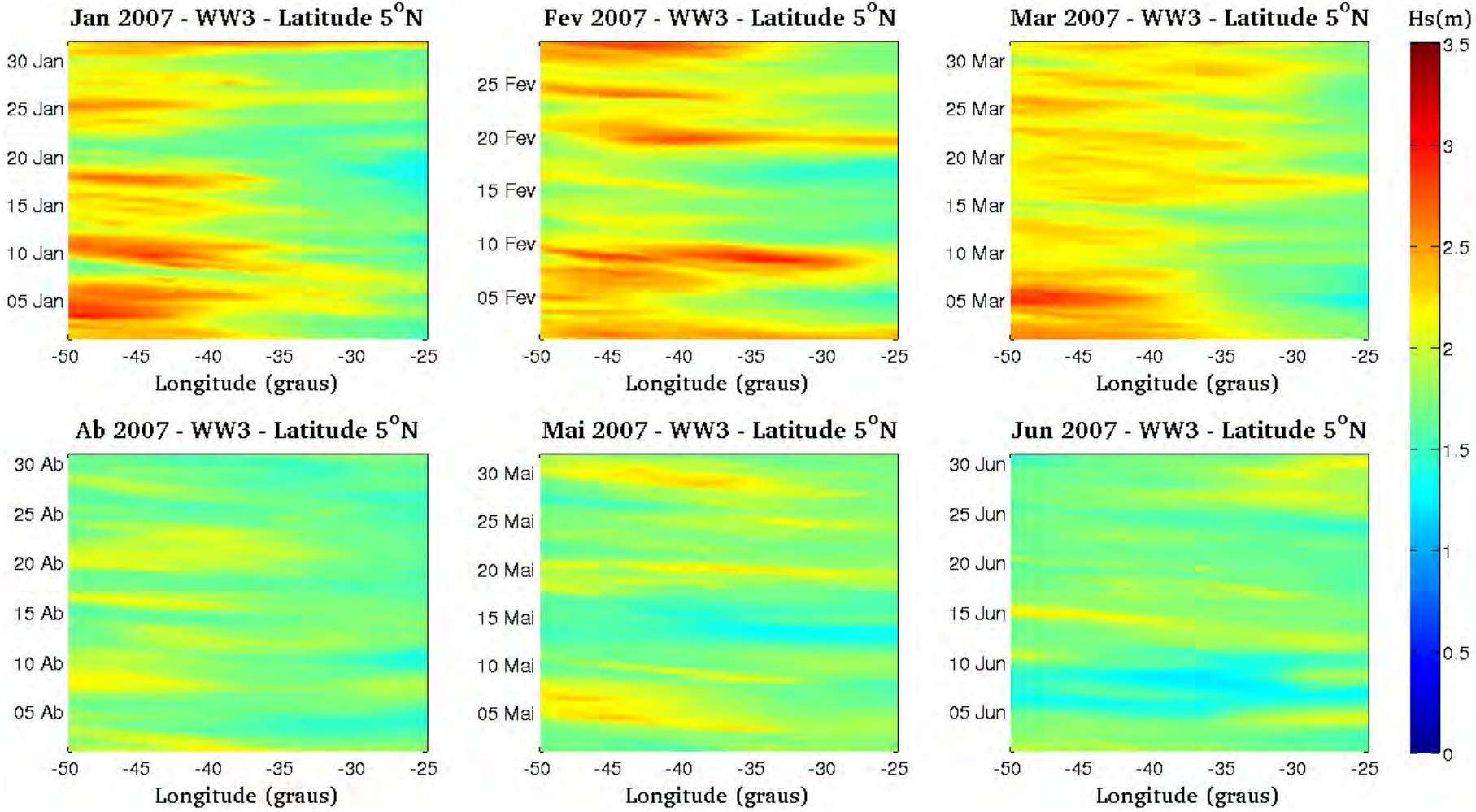

Figura A.11 - Altura significativa de onda (H_s) em metros obtida através do modelo WW-III para o primeiro semestre de 2007 (dados diários). Os títulos das figuras apresentam o meses correspondentes a cada diagrama de Hovmoller.

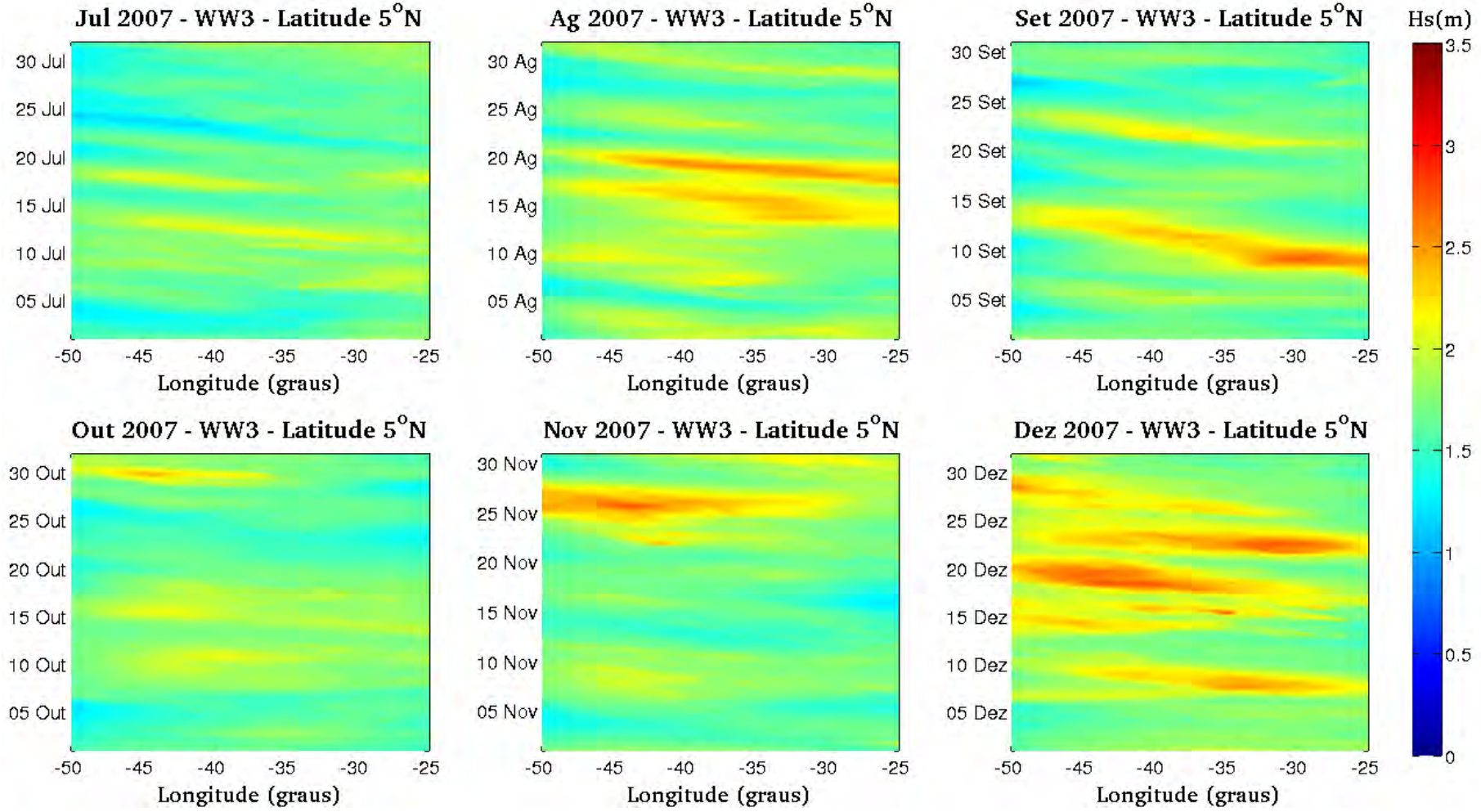

Figura A.12 - Altura significativa de onda (H_s) em metros obtida através do modelo WW-III para o segundo semestre de 2007 (dados diários). Os títulos das figuras apresentam o meses correspondentes a cada diagrama de Hovmoller.

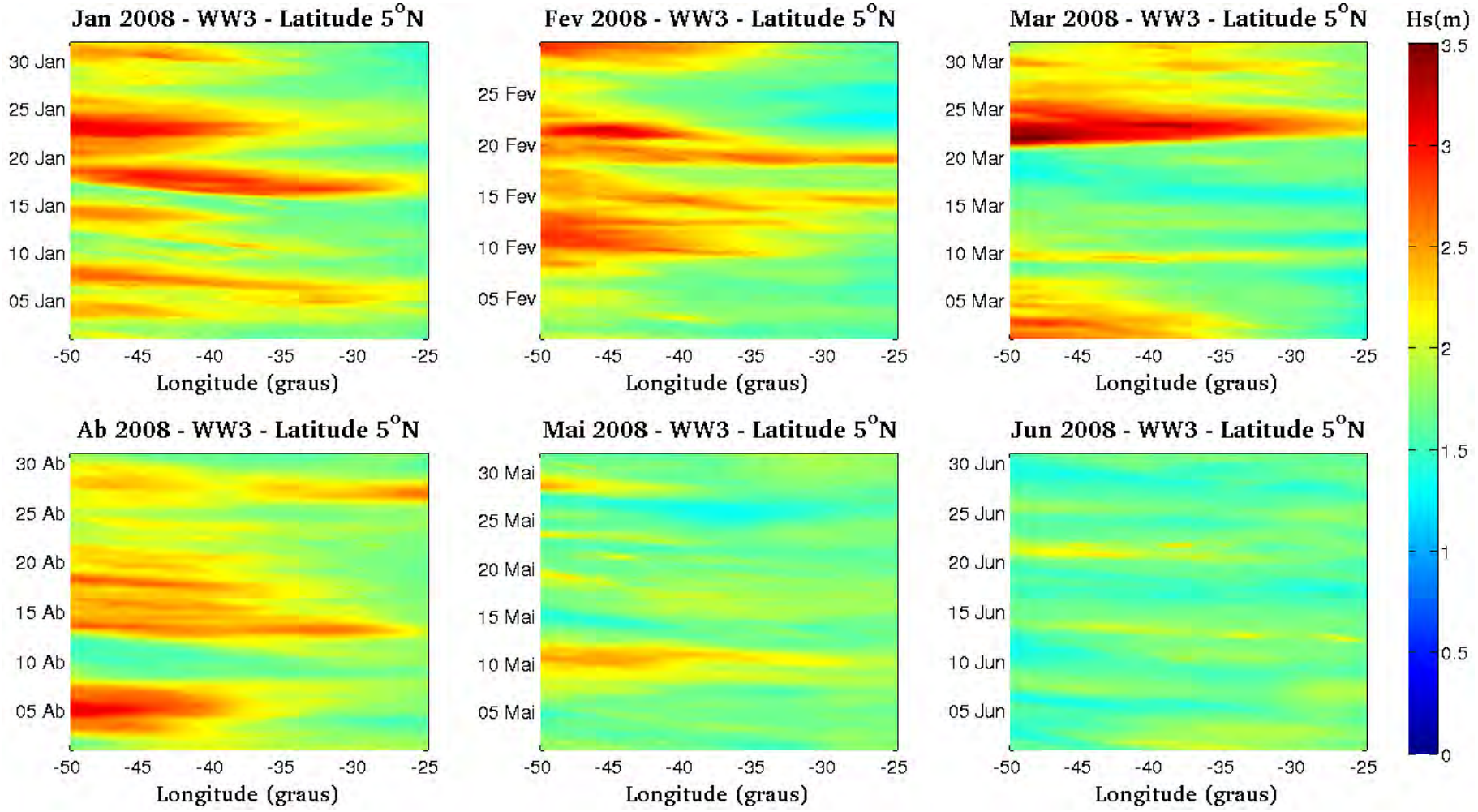

Figura A.13 - Altura significativa de onda (H_s) em metros obtida através do modelo WW-III para o primeiro semestre de 2008 (dados diários). Os títulos das figuras apresentam o meses correspondentes a cada diagrama de Hovmoller.

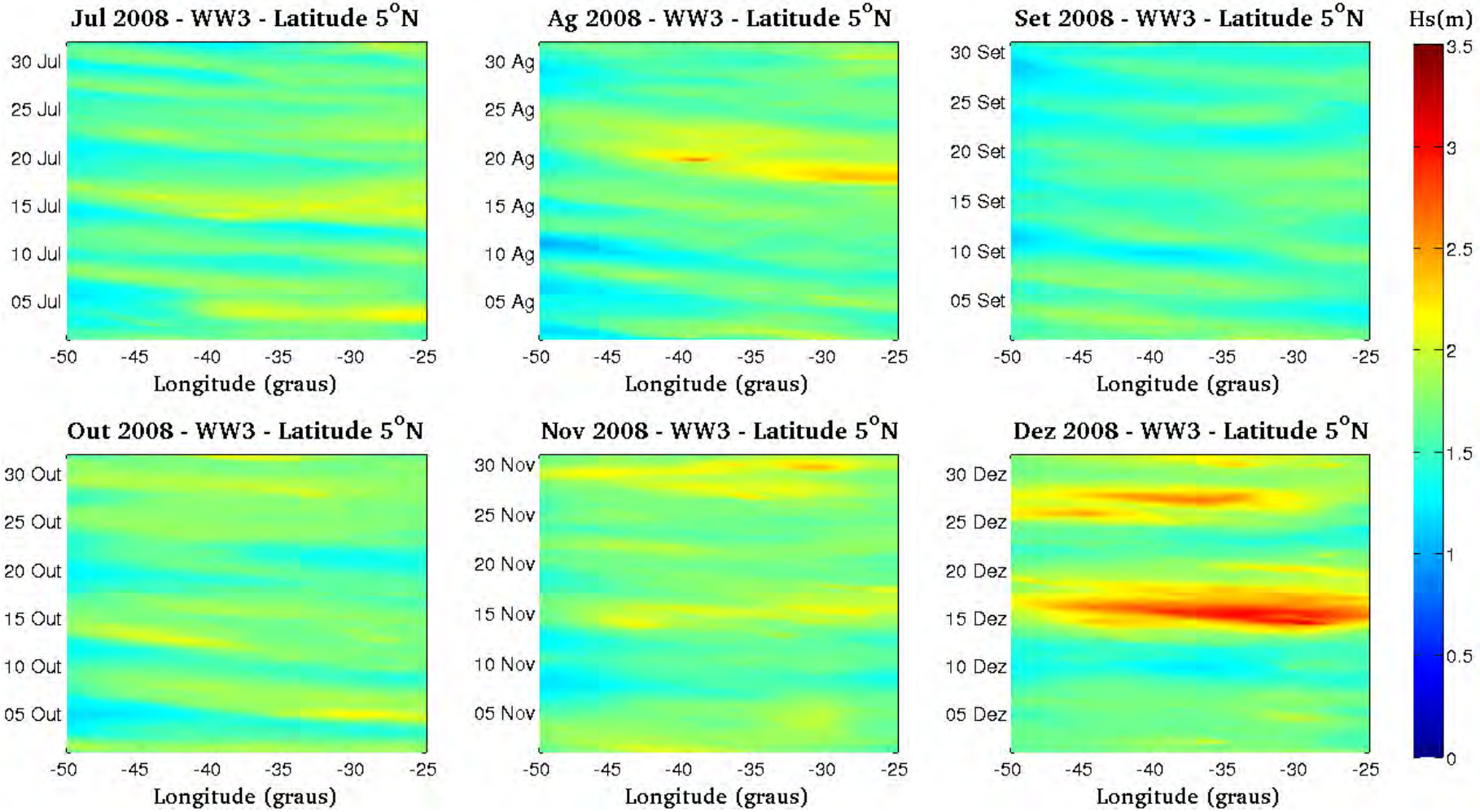

Figura A.14 - Altura significativa de onda (H_s) em metros obtida através do modelo WW-III para o segundo semestre de 2008 (dados diários). Os títulos das figuras apresentam o meses correspondentes a cada diagrama de Hovmoller.

PUBLICAÇÕES TÉCNICO-CIENTÍFICAS EDITADAS PELO INPE

Teses e Dissertações (TDI)

Teses e Dissertações apresentadas nos Cursos de Pós-Graduação do INPE.

Manuais Técnicos (MAN)

São publicações de caráter técnico que incluem normas, procedimentos, instruções e orientações.

Notas Técnico-Científicas (NTC)

Incluem resultados preliminares de pesquisa, descrição de equipamentos, descrição e ou documentação de programas de computador, descrição de sistemas e experimentos, apresentação de testes, dados, atlas, e documentação de projetos de engenharia.

Relatórios de Pesquisa (RPQ)

Reportam resultados ou progressos de pesquisas tanto de natureza técnica quanto científica, cujo nível seja compatível com o de uma publicação em periódico nacional ou internacional.

Propostas e Relatórios de Projetos (PRP)

São propostas de projetos técnico-científicos e relatórios de acompanhamento de projetos, atividades e convênios.

Publicações Didáticas (PUD)

Incluem apostilas, notas de aula e manuais didáticos.

Publicações Seriadas

São os seriados técnico-científicos: boletins, periódicos, anuários e anais de eventos (simpósios e congressos). Constam destas publicações o Internacional Standard Serial Number (ISSN), que é um código único e definitivo para identificação de títulos de seriados.

Programas de Computador (PDC)

São a seqüência de instruções ou códigos, expressos em uma linguagem de programação compilada ou interpretada, a ser executada por um computador para alcançar um determinado objetivo. Aceitam-se tanto programas fonte quanto os executáveis.

Pré-publicações (PRE)

Todos os artigos publicados em periódicos, anais e como capítulos de livros.