



Ministério da
Ciência e Tecnologia



sid.inpe.br/mtc-m19/2011/06.10.13.09-TDI

**AVALIAÇÃO DOS ESPECTROS DE ONDA OBTIDOS
POR RADAR DE ABERTURA SINTÉTICA (SAR) PARA
OS LITORAIS DE FLORIANÓPOLIS/SC E RIO
GRANDE/RS**

Jansen Santos Poças

Dissertação de Mestrado do Curso de Pós-Graduação em Sensoriamento Remoto,
orientada pelo Dr. João Antônio Lorenzetti, aprovada em 07 de julho de 2011.

URL do documento original:

<<http://urlib.net/8JMKD3MGP7W/39RMQ7B>>

INPE
São José dos Campos
2011

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 INTELLECTUAL DO INPE (RE/DIR-204):**Presidente:**

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

Membros:

Dr^a Inez Staciarini Batista - Coordenação Ciências Espaciais e Atmosféricas (CEA)

Dr^a Maria do Carmo de Andrade Nono - Conselho de Pós-Graduação

Dr^a Regina Célia dos Santos Alvalá - Centro de Ciência do Sistema Terrestre (CST)

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

Dr. Ralf Gielow - Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos (CPT)

Dr. Wilson Yamaguti - Coordenação Engenharia e Tecnologia Espacial (ETE)

Dr. Horácio Hideki Yanasse - Centro de Tecnologias Especiais (CTE)

BIBLIOTECA DIGITAL:

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

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

Deicy Farabello - Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos (CPT)

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)



Ministério da
Ciência e Tecnologia



sid.inpe.br/mtc-m19/2011/06.10.13.09-TDI

**AVALIAÇÃO DOS ESPECTROS DE ONDA OBTIDOS
POR RADAR DE ABERTURA SINTÉTICA (SAR) PARA
OS LITORAIS DE FLORIANÓPOLIS/SC E RIO
GRANDE/RS**

Jansen Santos Poças

Dissertação de Mestrado do Curso de Pós-Graduação em Sensoriamento Remoto,
orientada pelo Dr. João Antônio Lorenzetti, aprovada em 07 de julho de 2011.

URL do documento original:

<<http://urlib.net/8JMKD3MGP7W/39RMQ7B>>

INPE
São José dos Campos
2011

Dados Internacionais de Catalogação na Publicação (CIP)

Poças, Jansen Santos.

P75a

Avaliação dos espectros de onda obtidos por radar de abertura sintética (SAR) para os litorais de Florianópolis/SC e Rio Grande/RS / Jansen Santos Poças. – São José dos Campos : INPE, 2011.

xxvi+115 p. ; (sid.inpe.br/mtc-m19/2011/06.10.13.09-TDI)

Dissertação (Mestrado em Sensoriamento Remoto) – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2011.

Orientador : Dr. João Antônio Lorenzzetti.

1. Radar de Abertura Sintética (SAR). 2. Ondas.
3. Sensoriamento remoto. 4. Modelos de ondas. 5. Boia. I.Título.

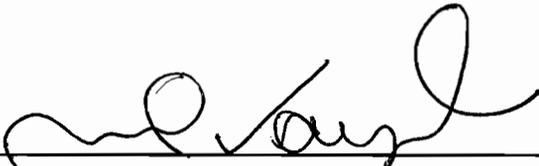
CDU 528.8.044.2 (816.4) (816.5)

Copyright © 2011 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 © 2011 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 Mestre em
Sensoriamento Remoto

Dr. Milton Kampel



Presidente / INPE / SJCampos - SP

Dr. João Antonio Lorenzetti



Orientador(a) / INPE / SJCampos - SP

Dr. Valdir Innocentini



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

Dr. Elói Melo Filho



Convidado(a) / UFRG / Rio Grande - RS

Este trabalho foi aprovado por:

() maioria simples

unanimidade

Aluno (a): Jansen Santos Poças

São José dos Campos, 07 de julho de 2011

*À minha esposa Cristina pelo amor e paciência em todos os momentos.
Graças a você foi mais fácil transpor os dias de desânimo e cansaço!*

AGRADECIMENTOS

Ao Dr. João Antonio Lorenzetti pela orientação e incentivo ao longo deste curso de Mestrado.

Ao Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE) por transmitir o conhecimento, não só para realização deste estudo, mas também em várias outras áreas do Sensoriamento Remoto.

Aos Dr. Eloi Melo Filho e Dr. Davide Franco pela cessão dos dados do Programa de Informação Costeira (PIC).

Ao Engenheiro Elton Schallenberger e ao Centro de Hidrografia da Marinha (CHM) pelas informações do Programa Nacional de Boias.

Ao Dr. Valdir Innocentini (INPE) e ao Sistema de Previsão de Ondas e Monitoramento Costeiro, projeto 2005/59438-8 da Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado de São Paulo (FAPESP), pela operação e fornecimento dos espectros de ondas do modelo WW3.

À Agência Espacial Europeia (ESA) por colocar à disposição os dados de ondas do satélite ENVISAT.

Ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq) pelo apoio financeiro.

Aos meus familiares pelo apoio incondicional recebido em meus projetos pessoais e profissionais.

Aos colegas da turma PG-SER 2009 pelo companheirismo, ajuda e amizade em todo este período, sempre disponíveis a ajudar-me em todos os momentos em que precisei.

Por fim, agradeço a Deus pela sua presença constante na minha vida, sem que eu precise pedir, pelo auxílio nas minhas escolhas e me confortar nas horas difíceis.

RESUMO

Radars de abertura sintética (SAR) a bordo de satélites constituem uma importante ferramenta para o monitoramento do campo de ondas na superfície do oceano. Entretanto, a geração do espectro bidimensional dessas feições oceânicas pelo SAR possui limitações associadas ao mecanismo de imageamento e ao movimento orbital das partículas d'água, que introduz alterações no efeito Doppler. A fim de avaliar quão severas são essas restrições para as regiões ao largo da costa da Ilha de Santa Catarina, SC e de Rio Grande, RS, este estudo realizou comparações dos espectros direcionais de onda, derivados de imagens do radar de abertura sintética presente no satélite ENVISAT, com dados provenientes do modelo de previsão de ondas *WAVEWATCH III* (WW3) e de ondógrafos, nos anos de 2002 a 2004. Os dados foram agrupados, também, de acordo com a direção de voo do satélite em relação à direção de propagação das ondas, com a intensidade do vento, com parâmetros que caracterizam a não linearidade do imageamento e com o estágio de desenvolvimento da onda conhecido como idade da onda ("wave age"). Informações de altura significativa de onda (H_S), período de pico (T_p) e direção de propagação do pico mais energético (D_p) foram usados nas comparações entre os sistemas/modelo e as diferenças foram quantificadas por meio dos parâmetros estatísticos. De um modo geral, o SAR subestimou H_S e obteve melhor correlação quando comparado com as informações oriundas do modelo WW3. T_p foi superestimado pelo SAR e houve boa concordância na estimativa de D_p . Ficaram bem evidenciados os melhores resultados quando as ondas se deslocam perpendicularmente à direção de voo do satélite. Quanto à influência da não linearidade do imageamento, o erro médio quadrático (EMQ) nas datas em que o imageamento das ondas foi considerado linear reduziu-se, quando comparado com as classificadas como não linear. Com relação às diferenças em função da intensidade do vento, os melhores resultados para T_p e D_p ocorreram para ventos com velocidades abaixo de 5 metros por segundo (m/s). Para H_S , a menor diferença entre SAR e o modelo WW3 aconteceu com ventos de intensidade maior do que 10 m/s; com relação às boias, a melhor concordância foi para ventos entre 5 e 10 m/s. A baixa ocorrência de ventos acima de 10 m/s, correspondendo a apenas 14% do total de datas disponíveis, prejudicou uma melhor avaliação do desempenho do SAR nestas condições. O mesmo ocorreu na análise para os tipos de onda classificadas pelo parâmetro idade da onda, com apenas 4 datas consideradas como vagas "velhas" que, ao contrário do esperado, obtiveram menores valores de EMQ quando comparadas com ondas do tipo marulhos. Mesmo com a disponibilidade de poucos pontos para algumas avaliações, além da limitação inerente sob determinadas condições de imageamento, o SAR mostrou-se uma boa ferramenta para o monitoramento de ondas de superfície, sobretudo para sistemas como os marulhos.

EVALUATION OF SYNTHETIC APERTURE RADAR (SAR) WAVE SPECTRA FOR THE LITTORAL ZONES OF FLORIANOPOLIS/SC AND RIO GRANDE/RS

ABSTRACT

Synthetic Aperture Radars on board satellites are an important tool for the monitoring of ocean surface wave fields. However, the generation of the satellite two-dimensional wave spectrum presents limitations associated to the sensor imaging mechanism and the wave orbital motion, that introduces changes to the Doppler effect. Comparisons of directional wave spectra from ENVISAT radar images, against wave model *WAVEWATCH III* data and buoy measurements, for the period 2002 - 2004 and for the littoral zones of Florianopolis, SC and Rio Grande, RS, were done to evaluate how severe are such restrictions. Data were grouped according to the direction of imaging relative to the wave propagation direction, wind strength, parameters that characterize the imaging nonlinearity and the wave age parameter. Significant wave height (H_S), peak period (T_P) and peak direction (D_P) were used for such comparisons and the differences were quantified by statistical parameters. In general, SAR underestimated H_S and better correlation was obtained when compared to WW3 model. T_P was overestimated by SAR and there was good agreement in estimating D_P . The results showed better agreement when waves propagated closer to the radar range direction. In general, low nonlinearity was associated with low root mean square error (RMSE) values and vice-versa. Taking into account the influence of wind speed, better results for T_P and D_P comparisons occurred when wind speed was less 5 meters per second (m/s). To H_S , the smallest differences between SAR and model WW3 occurred for winds greater than 10 m/s; for buoy comparisons, best agreement occurred for wind speeds 5 to 10 m/s. The low occurrence of winds above 10 m/s, corresponding to only 14% of available dates, puts some limitation to the evaluation of SAR performance for this wind regime. The same occurred for the wave age analysis; only 4 dates considered "old" wind sea that obtained lower RMSE compared with swell, contrary to expected results. Even with the availability of a few points for some analysis, beyond the inherent limitations in certain imaging conditions, the SAR has proved to be a good tool for monitoring surface waves, especially for swell systems.

LISTA DE FIGURAS

	<u>Pág.</u>
Figura 1.1 - Classificação de alguns tipos de ondas por período e frequência.....	2
Figura 1.2 - Espectro eletromagnético (a) e a região de micro-ondas com suas bandas designadas por letras (b).	6
Figura 1.3 - Extração de “imagentes” a cada 200 km de imageamento SAR dos satélites ERS, quando operando no modo “Wave”. Largura da faixa imageada refere-se à operação no modo “Image”	9
Figura 1.4 - Esquema demonstrando a alternância na posição das “imagentes” a cada 100 km, durante a passagem do satélite	10
Figura 2.1 - Perfil da elevação da superfície do oceano que define uma onda pela passagem sucessiva de dois zeros-descendentes (parte superior) ou zeros-ascendentes (parte inferior)	13
Figura 2.2 - Superfície do oceano como resultado da soma de várias componentes de ondas harmônicas, com diferentes períodos (T), alturas (H) e fases.....	14
Figura 2.3 - Parâmetros da onda senoidal.....	15
Figura 2.4 - Espectro de amplitude média	17
Figura 2.5 - Transformação do espectro discreto de variância (a) em espectro de densidade (b), ao se distribuir a variância nos intervalos Δf , e em espectro de densidade contínuo (c), quando $\Delta f \rightarrow 0$	18
Figura 2.6 - Exemplo de espectro bidimensional de densidade de energia $E(k_x, k_y)$ de ondas. Energia em m^4/rad	21
Figura 2.7 - Esquema da refração das ondas ao atingirem a costa obliquamente. Cristas das ondas encurvam ao se propagarem em profundidades diferentes, tendendo a ficar paralelas a costa. α é o ângulo formado entre a linha da crista e a direção da costa ($\alpha_1 > \alpha_2$)	27
Figura 2.8 - (a) Visão da geometria de imageamento do radar imageador, (b) visão lateral e (c) visão frontal. Os parâmetros ΔX e ΔY são as variações na direção radial projetada e azimutal, respectivamente. Os demais parâmetros estão definidos no texto.....	29
Figura 2.9 - Geração da abertura sintética (B), devido ao período em que o alvo (A) é iluminado pelo radar (instantes (1) e (2))	31

Figura 2.10 - Geometria do espalhamento Bragg	32
Figura 2.11 - Modulação de inclinação provocada pela variação do ângulo de incidência local θ	33
Figura 2.12 - Movimento orbital das partículas de água quando da passagem de ondas longas, com seus vetores de velocidade associados. Descrição para águas profundas.....	34
Figura 2.13 - Modulação hidrodinâmica da rugosidade pelas correntes de superfície associadas ao movimento orbital.....	34
Figura 2.14 - Modulação de agrupamento devido à velocidade radial (“ <i>velocity bunching</i> ”), onde o deslocamento em azimute das partículas de água no imageamento permite a detecção das ondas.....	36
Figura 2.15 - Modulação de agrupamento devido à velocidade radial (“ <i>velocity bunching</i> ”) provocando deslocamentos não lineares dos elementos espalhadores da superfície no plano da imagem.	36
Figura 2.16 - Exemplo da degradação no imageamento SAR das ondas de superfície causada pela modulação de agrupamento devido à velocidade radial. Em (a), ondas propagando-se na direção de alcance (seta R); em (b), ondas propagando-se na direção azimutal (seta S/C)	37
Figura 2.17 - Contribuição de cada modulação do sinal SAR no imageamento das ondas de superfície do oceano, de acordo com o ângulo entre as direções de azimute e de propagação das ondas	39
Figura 2.18 - Regiões de fraca, média e forte não linearidade, definidas pelos parâmetros de alongamento ST e de rotação ψ	41
Figura 2.19 - Dois “ <i>looks</i> ” (a) e (b) extraídos de uma “ <i>image</i> ” complexa do ERS-2 SAR modo “ <i>Wave</i> ”, e as correspondentes partes real (c) e imaginária (d) do espectro cruzado calculado desse par. Em (d), as linhas de cor azul indicam valores negativos e as pretas valores positivos.....	44
Figura 3.1 - Localização dos 15 espectros SAR, representados por triângulos verdes, e da boia no litoral da cidade de Florianópolis, com isóbatas de 50, 100 e 200 metros	51
Figura 3.2 - Localização dos 34 espectros SAR, representados por triângulos verdes, e da boia no litoral da cidade de Rio Grande, com isóbatas de 50, 100, 200, 500 e 1000 metros	52
Figura 3.3 - Boia “ <i>Waverider Mark II</i> ” usada no litoral de Florianópolis	58
Figura 3.4 - Boia Minuano, dotada de ondógrafo não direcional	61

Figura 3.5 - Exemplo de espectros WW3 (a) e SAR (b) em 05/03/2003, ao largo de Florianópolis. Em ambos, a direção do pico foi de 0°.....	66
Figura 3.6 - Fluxograma descritivo da metodologia de comparação entre os espectros SAR e os derivados de ondógrafo e do modelo WW3.....	68
Figura 4.1 - Diagramas de dispersão de H_s entre SAR e WW3 (painel superior) e entre SAR e boias (painel inferior), com os parâmetros estatísticos (μ , σ , viés, EMQ, IE e IQM) associados. Reta na cor vermelha traçada com a inclinação dada pela IQM passando pela origem. Reta preta com inclinação de 45° passando pela origem representa a correlação perfeita.....	72
Figura 4.2 - Diagrama de dispersão de H_s entre WW3 e boias. Ver legenda da Figura 4.1.....	73
Figura 4.3 - Comparação em termos de viés (painel superior) e de EMQ (inferior) da altura de onda em bandas estreitas de período, entre o SAR e o modelo WW3 e entre o SAR e a boia	75
Figura 4.4 - Comparação em termos de viés (painel superior) e de EMQ (inferior) da altura de onda em bandas direcionais do espectro, entre o SAR e o modelo WW3. As direções são referentes ao norte verdadeiro	76
Figura 4.5 - Variação da diferença de H_s entre SAR e WW3 (painel superior) e entre SAR e boias (inferior), de acordo com o ângulo entre as direções de propagação do pico e de azimute. Linha tracejada na cor verde delimita as 21 datas com ondas que se propagam na direção próxima a de azimute (0° a 45°), das 28 que se propagam na direção próxima a de alcance (45° a 90°). Parâmetros estatísticos da diferença nos dois agrupamentos encontram-se na parte superior de cada painel.....	78
Figura 4.6 - Diagramas de dispersão de H_s entre SAR e boias, nas 21 datas em que as ondas se propagam próximas à direção de azimute (painel superior) e nas 28 datas em que as ondas se propagam próximas à direção de alcance (painel inferior). Ver legenda da Figura 4.1	79
Figura 4.7 - Diagramas de dispersão de H_s entre SAR e WW3. Ver legenda da Figura 4.6	80

Figura 4.8 - Diferença de H_S entre SAR e boias (painel superior) e entre SAR e WW3 (painel inferior), de acordo com a velocidade do vento. Linhas tracejadas na cor vermelha delimitam 3 faixas de intensidade, nas quais são calculados EMQ e viés das medições	81
Figura 4.9 - Diferença de H_S entre ASAR e WAM em função da velocidade do vento. Escala de cores refere-se à densidade de pontos.	83
Figura 4.10 - Diagramas de dispersão de T_p entre SAR e WW3 (painel superior) e entre SAR e boias (painel inferior). Ver legenda da Figura 4.1	84
Figura 4.11 - Diagrama de dispersão de T_p entre WW3 e boias. Ver legenda da Figura 4.1	85
Figura 4.12 - Espectros direcionais de ondas SAR (a) e do modelo WW3 (b) em 29 de outubro de 2003, nas proximidades de Rio Grande. O espectro SAR contém a indicação (letra A) de onde estaria o pico calculado pelo WW3. O pico medido pelo SAR (letra B) também é indicado no espectro WW3. O λ_c está assinalado pelas retas tracejadas vermelhas e a direção de azimute pela seta na cor azul. Direções são referenciadas ao norte verdadeiro. Distribuição de energia por λ em (a) e por período em (b)	87
Figura 4.13 - Variação da diferença de T_p entre SAR e WW3 (painel superior) e entre SAR e boias (inferior), de acordo com o ângulo entre as direções de propagação de pico e de azimute. Ver legenda da Figura 4.5	88
Figura 4.14 - Diagramas de dispersão de T_p entre SAR e boias. Ver legenda da Figura 4.6	89
Figura 4.15 - Diagramas de dispersão de T_p entre SAR e WW3. Ver legenda da Figura 4.6	90
Figura 4.16 - Diferença de T_p entre SAR e boias (painel superior) e entre SAR e WW3 (painel inferior), de acordo com a velocidade do vento. Ver legenda da Figura 4.8	91
Figura 4.17 - Diagramas de dispersão de D_p entre SAR e WW3 (painel superior) com 49 datas, e entre SAR e a boia de Florianópolis (painel inferior) com 15 datas. Direções referenciadas ao norte verdadeiro. Ver legenda da Figura 4.1	93
Figura 4.18 - Diagrama de dispersão de D_p entre WW3 e a boia de Florianópolis. Direções referenciadas ao norte verdadeiro. Ver legenda da Figura 4.1	94

Figura 4.19 - Variação da diferença de D_p entre SAR e WW3 (painel superior) e entre SAR e a boia de Florianópolis (painel inferior), de acordo com o ângulo entre as direções de propagação do pico e de azimute. Ver legenda da Figura 4.5.....	95
Figura 4.20 - Diferença de D_p entre SAR e WW3, de acordo com a velocidade do vento. Linhas tracejadas na cor vermelha delimitam 3 faixas de intensidade nas quais é calculado o EMQ das medições.....	96
Figura 4.21 - Espectros direcionais de ondas SAR (a) e do modelo WW3 (b), em 25 de abril de 2003 nas proximidades de Rio Grande, indicando a diferença de D_p . O pico medido pelo SAR (letra B) move-se com $D_p = 320^\circ$ e a possível associação no espectro WW3 também é indicada. O pico mais energético previsto pelo WW3 (letra A) com $D_p = 60^\circ$ é assinalado onde estaria no espectro SAR (também letra A). Retas tracejadas vermelhas assinalam o λ_c . A direção de azimute (seta na cor azul da Figura (a)) é 193° . Direções são referenciadas ao norte verdadeiro. Distribuição de energia por λ em (a) e por período em (b)..	97
Figura 4.22 - Diferenças na D_p entre SAR e o modelo WW3, em função do coeficiente de não linearidade calculado a partir dos dados SAR. Linha tracejada na cor vermelha indica o limite de $ C =0,3$ onde o imageamento passa de linear $ C \leq 0,3$ para não linear $ C > 0,3$. EMQ das comparações encontra-se na parte superior	98
Figura 4.23 - Diferenças de H_S entre SAR e o modelo WW3 (painel superior) e entre SAR e as boias de Florianópolis e Rio Grande (painel inferior), em função do coeficiente de não linearidade, calculado a partir dos dados SAR. Ver legenda da Figura 4.22	99
Figura 4.24 - Diferenças de T_p entre SAR e o modelo WW3 (painel superior) e entre SAR e as boias de Florianópolis e Rio Grande (painel inferior), em função do coeficiente de não linearidade calculado a partir dos dados SAR. Ver legenda da Figura 4.22	100
Figura 4.25 - Classificação das datas em regiões de fraca, média e forte não linearidade do imageamento, definidas pelos parâmetros de distorção ST e $\Delta\psi$ propostos por Brüning et al. (1990)	101
Figura 4.26 - Distribuição global da probabilidade de ocorrência de marulhos	104

LISTA DE TABELAS

	<u>Pág.</u>
Tabela 3.1 - Características técnicas do ENVISAT ASAR.	50
Tabela 3.2 - Informações relativas à aquisição de 15 espectros SAR no litoral de Florianópolis.	52
Tabela 3.3 - Informações relativas à aquisição de 34 espectros SAR no litoral de Rio Grande.	53
Tabela 3.4 - Informações relativas à aquisição de 15 espectros WW3 no litoral de Florianópolis	56
Tabela 3.5 - Informações relativas à aquisição de 34 espectros WW3 no litoral de Rio Grande.....	57
Tabela 3.6 - Informações relativas à aquisição de 15 espectros de ondas no litoral de Florianópolis.	59
Tabela 3.7 - Dados de H_S e T_P relativos a 34 datas no litoral de Rio Grande	61
Tabela 3.8 - Velocidade do vento referente às 15 datas no litoral de Florianópolis.....	69
Tabela 3.9 - Velocidade do vento referente às 34 datas no litoral de Rio Grande	69
Tabela 4.1 - EMQ dos parâmetros H_S , T_P e D_P na comparação SAR-WW3, em datas agrupadas de acordo com o grau de não linearidade.....	102
Tabela 4.2 - Ondas classificadas como vagas “velhas” pelo SAR, WW3 e boia, de acordo com o parâmetro idade da onda (WA).....	103
Tabela 4.3 - Comparação das estimativas de H_S , T_P e D_P entre SAR-WW3 e SAR-Boias, separados por vagas “velhas” e marulhos. Diferenças quantificadas pelo EMQ.	103

LISTA DE SIGLAS E ABREVIATURAS

ASAR	Radar de Abertura Sintética Avançado
CHM	Centro de Hidrografia da Marinha
CPTEC	Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos
EMQ	Erro Médio Quadrático
ERS	Satélite de Sensoriamento Remoto Europeu
ENE	Direção leste-nordeste
ESA	Agência Espacial Européia
IE	Índice de Espalhamento
INPE	Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais
IQM	Inclinação Quadrática Média
HH	Polarização horizontal/horizontal
HV	Polarização horizontal/vertical
JPL	Laboratório de Propulsão a Jato
NASA	Agência Espacial Norte-Americana
NCEP	Centros Nacionais de Previsão Ambiental Norte-Americanos
NOAA	Agência Norte-Americana para Oceano e Atmosfera
PIC	Programa de Informação Costeira
PNBOIA	Programa Nacional de Boias
RAR	Radar de Abertura Real
S	Latitude Sul
SAR	Radar de Abertura Sintética
SIR	Missão de Imageamento por Radar em Ônibus Espaciais
SPRA	Algoritmo de Extração Semi-Paramétrico
SSE	Direção sul-sudeste
UTC	Tempo Universal Coordenado
WAM	Modelo de Geração de Ondas <i>Wave Modeling</i>
VV	Polarização vertical/vertical
VH	Polarização vertical/horizontal
W	Longitude oeste

LISTA DE SÍMBOLOS

A	Amplitude de onda no oceano
c	Velocidade da luz
C	Coefficiente de não linearidade
C_f	Velocidade de fase
δ_x	Resolução espacial radar em alcance
δ_y	Resolução espacial radar em azimute
D_P	Direção de propagação do pico mais energético
f	Frequência
f_P	Frequência de pico
g	Aceleração da gravidade
ϕ	Fase da onda
h	Profundidade
H	Altura da onda
H_s	Altura significativa de onda
η	Elevação da superfície do oceano
k	Número de onda
k_P	Número de onda de pico
λ	Comprimento de onda
λ_C	Comprimento de onda azimutal de corte
μ	Valor médio
θ	Direção da onda no oceano
Θ	Ângulo de incidência radar
σ	Desvio padrão
R_0	Distância radar-alvo
s	Segundos
S	Termo de fontes e sumidouros de energia

ST	Parâmetro de alongamento
S_{in}	Termo fonte de energia
S_{nl}	Termo de interações não lineares entre as ondas
t	Tempo
T	Período
T_p	Período de pico
U_{10}	Velocidade do vento a 10 metros de altitude
u_r	Velocidade radial
u_*	Velocidade de fricção
WA	Idade da onda
ω	Frequência absoluta
ψ	Ângulo entre as direções de propagação da onda e de azimute

SUMÁRIO

	<u>Pág.</u>
1 INTRODUÇÃO	1
1.1 Objetivos	12
2 FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA	13
2.1 Ondas de superfície no oceano.....	13
2.1.1 Descrição das ondas.....	13
2.1.2 Espectro de ondas.....	16
2.1.3 Parâmetros do campo de ondas.....	21
2.1.4 Propagação de ondas	24
2.2 Radar de abertura sintética	27
2.2.1 Fundamentos do radar imageador	27
2.2.2 Imageamento SAR das ondas de superfície	32
2.2.3 Algoritmos de inversão SAR - ondas.....	41
2.3 Modelo de ondas WW3	45
2.3.1 Termos fonte	46
3 MATERIAL E MÉTODOS	49
3.1 Caracterização das ondas na região Sul.....	49
3.2 Dados SAR.....	50
3.3 Dados do modelo WW3.....	54
3.4 Dados dos ondógrafos	58
3.5 Métodos.....	62
3.5.1 Altura significativa de ondas, período de pico e direção do pico	63
4 RESULTADOS E DISCUSSÕES	71
4.1 Altura significativa de onda (H_s).....	71
4.2 Período de pico (T_p).....	83
4.3 Direção do pico (D_p)	92
4.4 Análises complementares	98
5 CONCLUSÕES	105
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	109

1 INTRODUÇÃO

Vivemos em um planeta dominado pelas águas; 70% da superfície da Terra é coberta pelos oceanos, e estes desempenham papel importante no clima e no tempo do planeta.

Ondas são as feições mais comuns da superfície do oceano. O conhecimento sobre as ondas de superfície é de fundamental importância para diversas atividades desenvolvidas pelo homem no mar, como a pesca, a navegação, a extração de petróleo, as operações navais militares, o monitoramento e a análise de processos costeiros, e praticamente todas as obras de engenharia que envolvam o mar. Toda estrutura costeira está sujeita a ação de ondas e, por isso, faz-se necessário o desenvolvimento e o aprimoramento de ferramentas que possam prever, medir e entender do comportamento das mesmas.

Segundo Holthuijsen (2007), ondas podem ser consideradas, basicamente, como perturbações no estado de equilíbrio do oceano, que se propagam através do próprio oceano ao longo de distâncias e tempos muito maiores que os comprimentos de onda e períodos dessa perturbação. Os diversos tipos de ondas são, em geral, classificados por período (ou frequência), possuindo relação com os processos que lhes deram origem. Os períodos podem variar desde décimos de segundos até centenas de horas, podendo-se verificar que as de menor período têm como agente gerador o vento, o qual atua na interface atmosfera-oceano transferindo energia para o mar, ocasionando a perturbação na superfície. São por isto denominadas *ondas geradas pelo vento*, em que a gravidade atua como a força restauradora para recuperação da condição de equilíbrio. A Figura 1.1 mostra alguns tipos de ondas existentes nos oceanos, sendo aquelas geradas pelo vento (vagas ou “*wind sea*”, marulhos ou “*swell*” e ondas capilares) as de interesse neste trabalho.

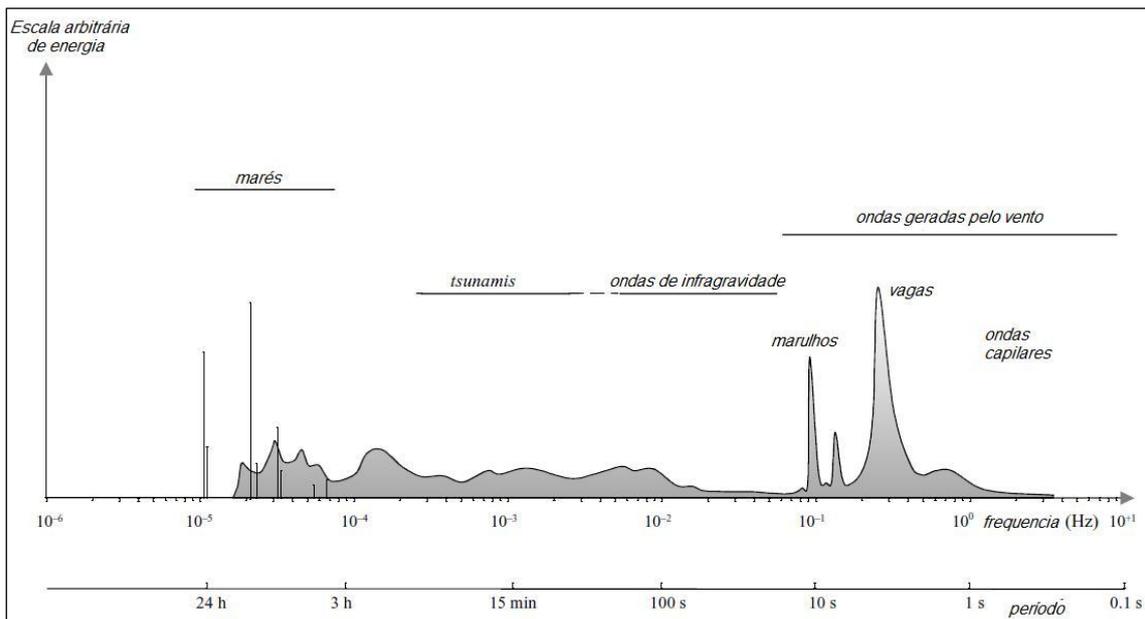


Figura 1.1 - Classificação de alguns tipos de ondas por período e frequência.
 Fonte: Adaptado de Holthuijsen (2007).

As ondas são tradicionalmente medidas *in situ* por ondógrafos instalados em boias fundeadas em locais geralmente próximos à costa. Isso é feito basicamente com dispositivos (acelerômetros) que medem a aceleração vertical da boia na superfície, que é o resultado de excitações externas que ela recebe do mar. Integrando-se essa aceleração vertical duas vezes, o movimento vertical da boia e, conseqüentemente, a elevação da superfície do mar é obtida. Dispondo-se de acelerômetros que meçam os deslocamentos horizontais da boia (avanço e deriva), pode-se determinar também a direção de propagação das ondas.

Boias são capazes de amostrar informações sobre ondas apenas em um ponto. Portanto, a variabilidade espacial do campo de ondas não pode ser claramente observada e, isoladamente, medições de boias não podem ser consideradas como amostras representativas das condições do mar em uma área extensa. Uma única boia pode não registrar as maiores ondas em uma área, ou pode estar localizada em um local onde exista uma concentração maior de ondas, causada, por exemplo, devido a efeitos de refração, o que a

fará medir amplitudes maiores do que as típicas daquela região (ROBINSON, 2010).

Uma ferramenta que possui uma cobertura espacial bastante ampla e que pode gerar e prever o comportamento do campo de ondas é o modelo de geração de ondas. Até a década de 40, o único modo de descrever o estado do mar era a escala de Beaufort, criada em 1805. Com ela, era possível relacionar a intensidade do vento com a força do mar (WMO, 1998). A primeira tentativa de desenvolvimento de um modelo de previsão de ondas surgiu na década de 1944 durante a Segunda Guerra Mundial, na preparação para invasão à Normandia (TOLMAN et al., 2002). Desde então, modelos baseados no princípio da conservação de energia vêm sendo desenvolvidos com o intuito de prever a propagação das ondas desde a zona de geração até as regiões costeiras, havendo a possibilidade de se estudar eventos passados, simulando-os com dados atmosféricos pretéritos (*hindcasting*), tanto quanto prever situações futuras.

Nos primeiros experimentos de modelagem e previsão de ondas, os ventos eram obtidos de cartas sinóticas de pressão em superfície, sendo calculados como vento geostrófico. Porém, com a atual sofisticação dos modelos de geração e propagação de onda e o advento da previsão numérica do tempo em conjunto com o aprimoramento dos modelos gerais de circulação atmosférica, esse enfoque tem sido menos utilizado (KOMEN et al., 1994).

Os modelos de ondas encontram-se hoje nos chamados modelos de Terceira Geração. Neste tipo, o estado do mar é determinado através do espectro de densidade de energia $E(f, \theta)$ que descreve a distribuição da energia ao longo da frequência (f) e da direção de propagação (θ). A evolução desse espectro no espaço (x) e no tempo (t) é resolvida pela equação básica de transporte aplicada para energia:

$$\frac{DE}{Dt} = S = S_{in} + S_{nl} + S_{ds} \quad (1.1)$$

em que:

S - fontes e sumidouros de energia;

S_{in} - termo fonte de energia;

S_{nl} - termo de interações não lineares;

S_{ds} - termo de dissipação.

O lado esquerdo da equação representa as alterações na densidade espectral causadas pela propagação da energia de componentes espectrais individuais que viajam com velocidade de grupo, obtida da relação de dispersão linear. O lado direito representa uma combinação de fontes e sumidouros (S) devidos ao vento (S_{in}), a dissipação (S_{ds}) causada pela arrebentação em águas profundas e pelo atrito com o fundo, e a transferência de energia entre componentes espectrais devidas a efeitos não lineares (S_{nl}) (MELO et al., 2008).

A grande evolução dos modelos de Terceira Geração, no entanto, está nas trocas de energia entre atmosfera e oceano e entre as próprias ondas, que são parametrizadas sem nenhum tipo de restrição quanto a formas espectrais pré-determinadas, possibilitando melhor representação de situações de mudanças bruscas de direção de vento, bem como a interação entre vagas e marulhos (TOLMAN et al., 2002).

O primeiro modelo de ondas de Terceira Geração desenvolvido foi o “*Wave Modeling*” (WAM) (WAMDI GROUP, 1988), implementado em grandes centros de previsão do mundo a partir de 1994 (TOLMAN et al., 2002). O modelo, no entanto, apresentava algumas deficiências como: possuir um passo de tempo fixo e longo para integração dos termos fonte, o que pode gerar erros na forma do espectro, principalmente em situações de mudanças rápidas nas condições

de ondas; subestimar condições extremas de mar em locais distantes das rotas de tempestades (“*storm tracks*”); e superestimar condições de ondas extremamente baixas (TOLMAN et al., 2002). Estas duas últimas considerações, entretanto, também são creditadas à qualidade dos campos de vento utilizados como forçantes para o modelo.

O projeto do WAM remonta ao início dos supercomputadores e sua arquitetura computacional dificulta seu aprimoramento (TOLMAN et al., 2002). Por este motivo, foi desenvolvido pelos Centros Nacionais de Previsão Ambiental Norte-Americanos (NCEP) um novo modelo de Terceira Geração, o *WAVEWATCH III* (WW3), cujo desenvolvimento teve início em 1993, sendo testado e validado até ser implementado no NCEP em março de 2000 e mantido operacional até os dias de hoje. O modelo WW3 é utilizado pelo Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), pelo Centro de Hidrografia da Marinha (CHM) e por vários centros de previsão mundiais, para diversas regiões e em várias escalas temporais e espaciais.

Outra ferramenta oferece uma alternativa para observações das ondas na superfície do oceano com cobertura global. Os satélites de sensoriamento remoto, particularmente os sensores de micro-ondas como os Radares de Abertura Sintética (SAR), são capazes de fornecer uma visão sinótica dessas feições oceânicas.

Este sistema deriva de uma tecnologia de imageamento, proposta por Carl Wiley em 1950. Montado inicialmente em plataformas aerotransportadas nos experimentos do Laboratório de Propulsão a Jato (JPL) da Agência Espacial Norte-Americana (NASA) em 1968 (BROWN et al., 1976), o sistema foi aprimorado e colocado pela primeira vez em operação orbital pela NASA em 26 de junho de 1978 no projeto SEASAT, mostrando-se uma ferramenta poderosa na determinação de características oceanográficas. O SAR consiste num sistema de sensoriamento remoto dito ativo, por prover sua própria fonte de

emissão de radiação na faixa de micro-ondas para iluminar a cena, operando, por isso, independente da condição de iluminação solar e ser menos suscetível aos elementos atmosféricos, como o vapor d'água que forma as nuvens e o ozônio, que absorvem a radiação em outras regiões do espectro eletromagnético. A Figura 1.2 mostra a faixa de micro-ondas no espectro eletromagnético, dividida em bandas designadas por letras.

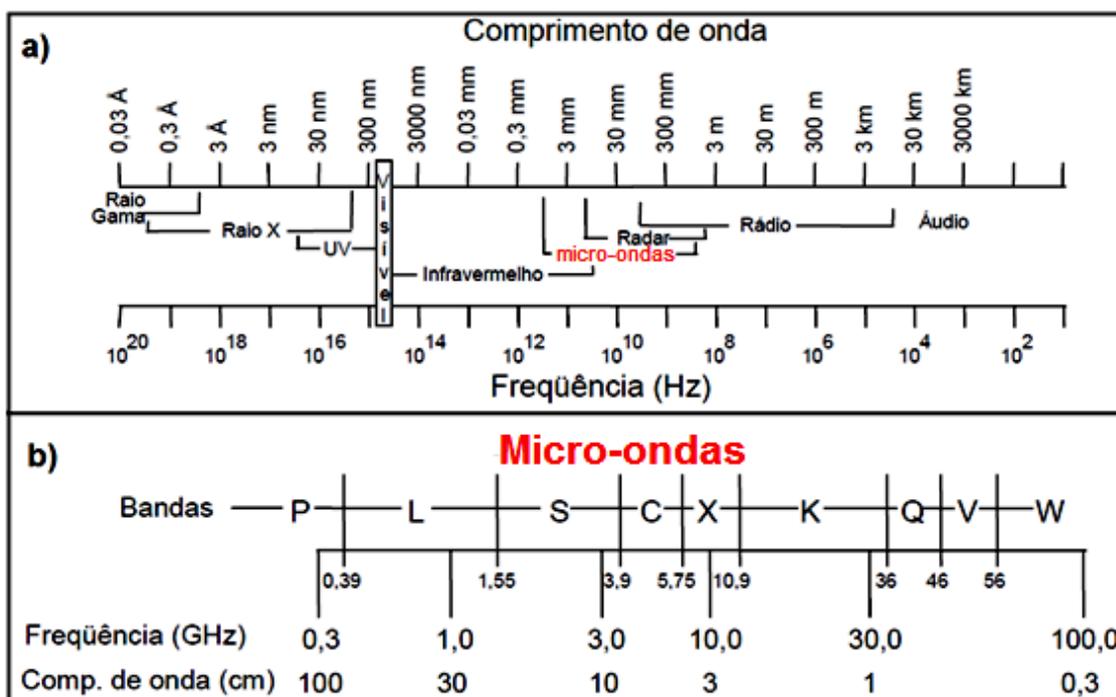


Figura 1.2 - Espectro eletromagnético (a) e a região de micro-ondas com suas bandas designadas por letras (b).

O SAR opera normalmente entre as bandas P e K, em uma plataforma móvel, com geometria de visada lateral e iluminação perpendicular à direção de voo. O sistema ilumina a superfície da Terra com pulsos de micro-ondas e recebe o sinal eletromagnético retroespalhado a partir da superfície iluminada. O radar usa o processamento de sinal para sintetizar imagens bidimensionais de alta resolução espacial da superfície iluminada (LEE e POTTIER, 2009). Basicamente, o SAR utiliza o efeito Doppler, gerado pelo deslocamento da plataforma que transporta o SAR em relação ao alvo, e a fase dos ecos que são gravados para, eletronicamente, simular uma antena sintética cujo

comprimento é igual à distância percorrida pela plataforma durante o período em que o alvo permanece iluminado, o que melhora a resolução espacial (menor distância na qual se consegue discriminar dois alvos).

A primeira experiência do SEASAT foi o bastante para mostrar a potencialidade do sistema, embora tenha sido interrompida apenas três meses após o lançamento da missão, por problemas no controle de atitude do satélite. Quando as primeiras imagens SAR foram processadas, os cientistas ficaram surpresos ao perceberem que feições semelhantes a ondas de superfície do oceano eram visíveis nestas. Por causa disto, alguns deles consideraram o sistema de imageamento SAR das ondas de superfície como sendo linear. Isso era possível graças ao retroespalhamento das micro-ondas causado pela presença das ondas capilares na superfície do oceano, cuja modulação pelas ondas de maior comprimento (marulhos e vagas) permitia que estas pudessem ser visíveis nas imagens SAR. Mais tarde, notou-se que o espectro da imagem SAR do campo de ondas quase sempre apresentava uma degradação, quando elas se propagavam na mesma direção do satélite. Essa degradação ocorria quando o comprimento dessas ondas era menor do que um valor limite, chamado *comprimento de onda azimutal de corte*.

Após o lançamento do SEASAT, modelos teóricos foram desenvolvidos para descrever o imageamento das ondas da superfície do oceano pelo SAR (SWIFT e WILSON, 1979; ALPERS et al., 1981; HASSELMANN et al., 1985). Um elemento essencial desses modelos é o chamado efeito “*velocity bunching*”, que é um mecanismo de modulação do sinal SAR causado pelo movimento orbital das partículas d’água nas ondas. Nesse período, a comunidade científica pôde testar as teorias de imageamento SAR em imagens provenientes do SEASAT, de Missões de Imageamento por Radar em Ônibus Espaciais (SIR) norte-americanos em 1982 (SIR-A), 1985 (SIR-B) e 1994 (SIR-C/X-SAR) e de radares aerotransportados, com os resultados sendo analisados

e comparados com medições de boias *in situ* e com dados de modelos de onda.

Em 1991, foi lançado pela Agência Espacial Européia (ESA), o primeiro satélite europeu para observação da Terra, denominado Satélite de Sensoriamento Remoto Europeu (ERS-1), seguindo-se, em 1995, o lançamento de seu sucessor, o ERS-2. Esses satélites tinham a bordo o chamado Instrumento Ativo de Micro-ondas que combinava dois sensores: o SAR e o escaterômetro. O SAR podia ser operado em modo chamado “*Wave*”, no qual pequenas áreas da superfície oceânica eram amostradas a cada 200 km ao longo da órbita. Essas imagens de alta resolução chamadas de “*imagettes*” tinham uma dimensão de 10 km x 6 km (Figura 1.3), eram armazenadas a bordo e transmitidas para as estações terra para serem processadas como espectro de energia em duas dimensões. Assim, o SAR do ERS foi o primeiro instrumento orbital a fornecer informação sobre o espectro bidimensional de ondas do oceano, em escala global e em tempo quase real, utilizando o espectro da imagem SAR (ALPERS, 2003).

Para isto, Hasselmann e Hasselmann (1991) desenvolveram um algoritmo que era capaz de, em muitos casos, obter o espectro de ondas a partir do espectro das imagens SAR. Ele fornecia bons resultados quando o espectro de ondas inicial, usado como uma primeira aproximação, era próximo da realidade. Se esse não fosse o caso ou se o campo de ondas no local de onde a “*imagette*” foi retirada possuísse diferentes tipos de ondas (vagas e marulhos) ou do mesmo tipo com direções distintas, esse algoritmo não apresentava bons resultados. A fim de lidar com esses casos, Hasselmann et al. (1996) modificaram o algoritmo, decompondo o espectro em duas faixas de frequência referentes às vagas e aos marulhos, ajustando as iterações para cada tipo de onda separadamente.

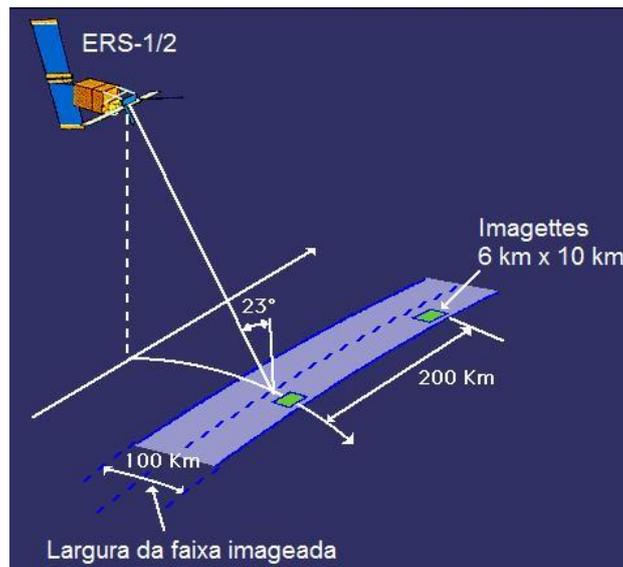


Figura 1.3 - Extração de “*imagentes*” a cada 200 km de imageamento SAR dos satélites ERS, quando operando no modo “*Wave*”. Largura da faixa imageada refere-se à operação no modo “*Image*”
 Fonte: Adaptado de ESA - ERS IN DEPTH (2010).

Melhoramentos adicionais foram realizados nesse algoritmo. Mastenbroek e De Valk (2000) propuseram um Algoritmo de Extração Semi-Paramétrico (SPRA) que não utiliza um espectro de ondas de um modelo como primeira aproximação. Basicamente, ele utiliza a informação de vento proveniente do escaterômetro do ERS para calcular o espectro de onda nas maiores frequências (região das vagas). A parte do espectro referente às frequências mais baixas (região dos marulhos) é obtida pela diferença do espectro da imagem SAR observado pelo espectro das vagas calculado a partir da informação do vento.

Em 2002, a ESA lançou o satélite ENVISAT, tendo a bordo o Radar de Abertura Sintética Avançado (ASAR) dispendo também do modo “*Wave*”, porém mais flexível que os dos ERS, pois a dimensão das “*imagentes*” passou a variar de 5 km x 5 km até 10 km x 10 km, obtidas em intervalos de 100 km ao longo da órbita. Além disso, a aquisição das “*imagentes*” dentro da faixa imageada poderia variar alternadamente entre duas posições (Figura 1.4), ou permanecer a mesma durante a passagem do satélite.

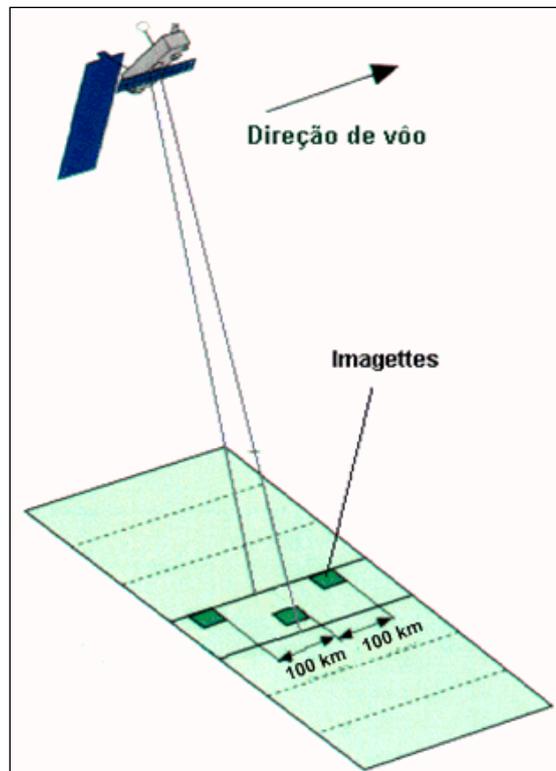


Figura 1.4 - Esquema demonstrando a alternância na posição das “*imagettes*” a cada 100 km, durante a passagem do satélite.
Fonte: Adaptado de ESA - ENVISAT IN DEPTH (2010).

Um dos aprimoramentos na extração do espectro de ondas a partir das “*imagettes*” do ASAR é o modo como a direção de propagação é obtida. O algoritmo desenvolvido pela ESA para processamento dos dados do ENVISAT utiliza o espectro cruzado obtido pela combinação de pares de “*looks*” (período em que um alvo permanece iluminado) de imagens complexas, como descrito por Engel e Johnsen (1995). A técnica de análise espectral cruzada fornece a 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. Além disso, essa técnica produz uma melhoria na relação sinal/ruído, o que permite obter informações em locais de mares mais calmos.

Atualmente, diversos sistemas baseados em SAR orbitais são utilizados para medição de ondas. O RADARSAT-1, lançado pela Agência Espacial

Canadense em novembro de 1995, possui um radar que opera na banda C com polarização horizontal/horizontal, sendo capaz de oferecer sete opções de imageamento, com resoluções espaciais de 8 a 100 metros. Seu sucessor, RADARSAT-2 lançado em dezembro de 2007, conta com uma resolução espacial no modo “*Ultra-Fine*” de 3 metros, oferecendo vários modos de polarização e capacidade de realizar movimentos na antena para diminuir o tempo de revisita. O Centro Aeroespacial Alemão lançou em 15 de junho de 2007 o satélite TERRASAR-X, equipado com um SAR na banda X capaz de adquirir imagens com resolução de até 1 metro. Além do SAR orbital, existem outros instrumentos que medem ondas empregando sensoriamento remoto como os radares costeiros (CODAR – acrônimo de “*COastal raDAR*”) de alta frequência, que fornecem informações de ondas através da análise do espectro de potência do sinal retroespalhado pela superfície do mar. Outros sistemas como o WaMoS II (acrônimo de “*Wave and surface current Monitoring System*”) empregam radares de navegação da banda X, instalados em navios, plataformas de petróleo ou na costa, que medem as ondas baseando-se também no retroespalhamento das micro-ondas na superfície, recebido como um ruído na tela (“*sea clutter*”), cuja série temporal de consecutivas imagens é utilizada para determinação do espectro direcional de ondas (BORGE et al., 1999).

Assim, o uso do SAR em satélites tem se tornado uma importante ferramenta nos estudos das ondas na superfície do oceano atualmente. Porém, como visto, existem limitações no imageamento das ondas para extração de seu espectro e principais parâmetros como altura significativa, período de pico e direção de propagação. Essa limitação, bem como outras diferenças existentes entre as informações obtidas pelo SAR, por boias *in situ* e derivadas de modelo de ondas, constituem a principal motivação para esta pesquisa.

1.1 Objetivos

O objetivo geral deste trabalho é:

- avaliar os espectros de ondas derivados de imagens ENVISAT/ASAR nível 2 nas proximidades de Florianópolis e de Rio Grande, através da comparação com medições de campo obtidas por ondógrafos para os anos de 2002 a 2004, e dados de modelo de previsão de ondas WW3 para as mesmas regiões.

Os objetivos específicos são:

- quantificar estatisticamente as diferenças entre as informações de altura significativa, período e direção de propagação, fornecidas pelo espectro SAR, e pelas medições *in situ* provenientes do ondógrafo e oriundas do modelo de ondas.
- verificar as limitações do ASAR para a geração do espectro de ondas, levando-se em conta à geometria do imageamento e a intensidade do vento no instante da extração da “*imagette*”.

2 FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA

Este capítulo trata dos conceitos teóricos básicos necessários ao entendimento das ondas de superfície no oceano, do imageamento SAR e do modelo de ondas WW3.

2.1 Ondas de superfície no oceano

2.1.1 Descrição das ondas

Segundo Holthuijsen (2007), onda de superfície é um perfil da elevação da superfície do mar entre dois sucessivos zero-descendentes (zero é a média das elevações da superfície em um determinado período) ou zero-ascendentes (Figura 2.1).

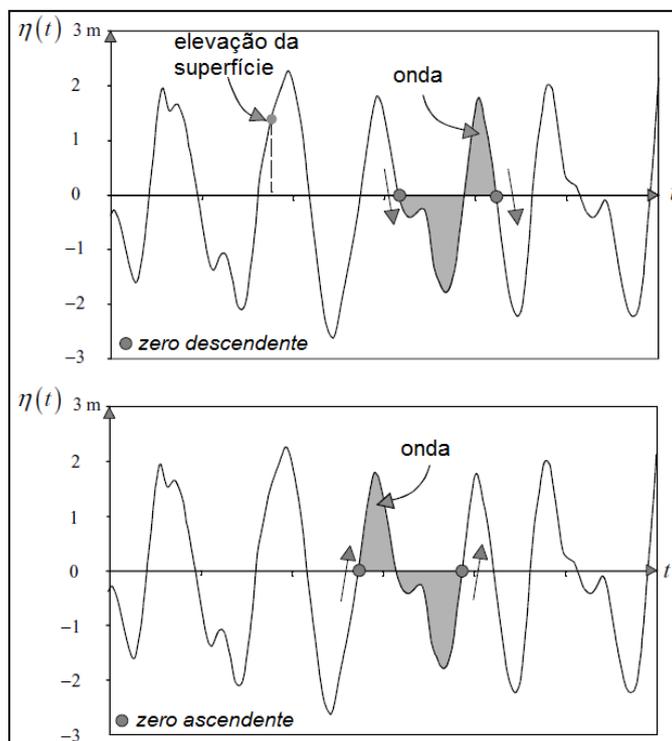


Figura 2.1 - Perfil da elevação da superfície do oceano que define uma onda pela passagem sucessiva de dois zeros-descendentes (parte superior) ou zeros-ascendentes (parte inferior).

Fonte: Adaptado de Holthuijsen (2007).

As ondas individuais, presentes na agitação marítima, podem ser caracterizadas pela passagem consecutiva de dois zeros-descendentes ou ascendentes pelo nível de repouso da água. A Figura 1.1 demonstrou a identificação de algumas ondas baseada nesse parâmetro. Este estudo abordará as ondas geradas pelo vento, distinguindo-as em dois tipos: as vagas, que são geradas pelo vento local; e os marulhos, que são gerados em outras regiões distantes pelo vento e se propagam dessa área de geração até um determinado local.

A superfície do oceano pode ser interpretada como o resultado da superposição de componentes senoidais de diferentes alturas, períodos e direções com fases aleatórias (HOLTHUIJSEN, 2007), como pode ser visto na Figura 2.2.

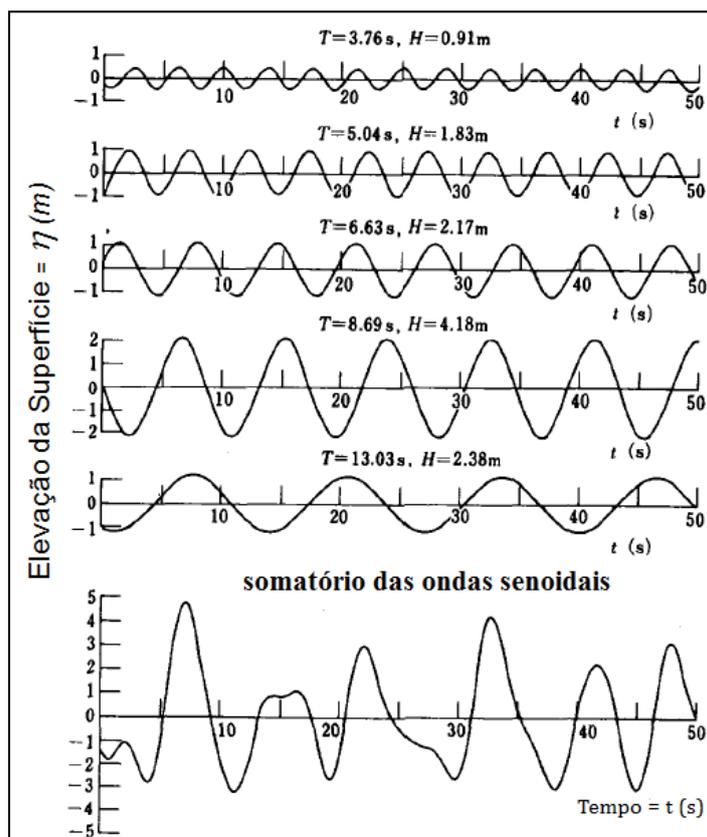


Figura 2.2 - Superfície do oceano como resultado da soma de várias componentes de ondas harmônicas, com diferentes períodos (T), alturas (H) e fases.
Fonte: Adaptado de Goda (2000).

No caso de uma onda senoidal plana e progressiva, a elevação da superfície (η) em função do tempo (t) e da distancia (x) é dada por:

$$\eta(t, x) = \frac{H}{2} \text{sen} \left(\frac{2\pi}{T} t - \frac{2\pi}{\lambda} x \right) \quad (2.1)$$

onde H é altura da onda, T é o período e λ é o comprimento de onda (Figura 2.3). Sendo amplitude $a = H/2$, a frequência absoluta $\omega = 2\pi/T$ e o número de onda $k = 2\pi/\lambda$, a onda harmônica pode ser escrita como:

$$\eta(t, x) = a \text{sen}(\omega t - kx) \quad (2.2)$$

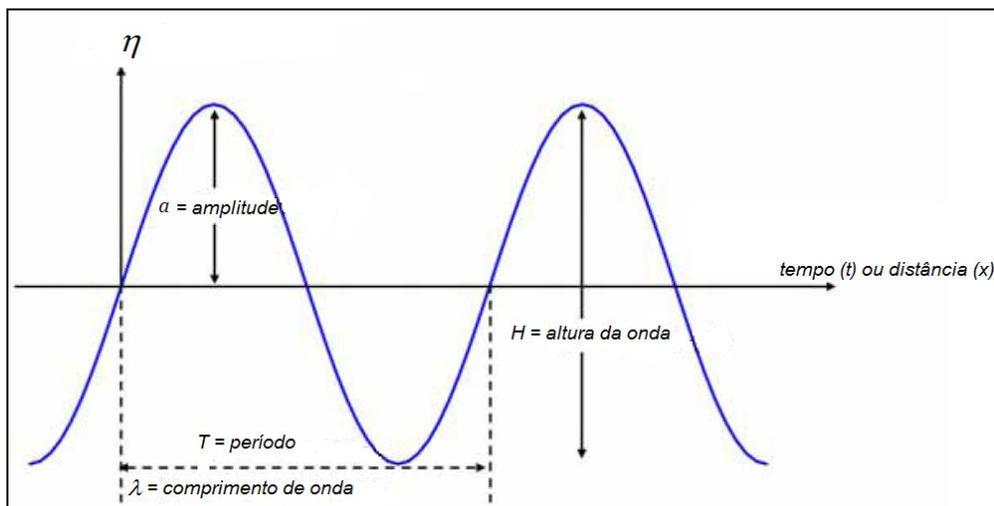


Figura 2.3 - Parâmetros da onda senoidal

As elevações aleatórias da superfície podem ser expressas como a soma de numerosas ondas senoidais, com diferentes frequências e amplitudes e com fases aleatórias:

$$\eta(t) = \sum_{i=1}^N a_i \text{sen}(\omega_i t + \phi_i) \quad (2.3)$$

onde N é um número extenso, e a amplitude a_i e a fase ϕ_i ($0 < \phi_i < 2\pi$) são variáveis aleatórias.

Essa representação aleatória da agitação marítima implica em um processo *estocástico*, onde três condições devem ser satisfeitas: o processo é *estacionário*, *ergódico* e *gaussiano*. A seguir são definidos resumidamente os conceitos mencionados (GODA, 2000):

- Processo *estocástico* refere-se a um conjunto de variáveis que assumem valores aleatórios com o tempo; esses valores não podem ser determinados para um instante específico, mas cada realização ocorre de acordo com certa distribuição probabilística.
- *Estacionariedade* supõe que todas as propriedades estatísticas, como a média do conjunto, são invariantes com o tempo.
- *Ergodicidade* supõe que as informações estatísticas obtidas por médias temporais de uma amostra são iguais as da média temporal do conjunto.
- *Gaussianidade* refere-se à propriedade de que a função de densidade de probabilidade, da elevação da superfície (η) em um determinado intervalo de tempo, seja dada por uma distribuição *gaussiana*.

2.1.2 Espectro de ondas

A Equação 2.2 mostra que a elevação da superfície da água, medida em um ponto fixo, pode ser reproduzida pela soma linear de várias componentes de ondas senoidais com diferentes amplitudes, frequências e fases (uma série de Fourier). Realizando-se várias medições, pode-se chegar ao espectro de amplitude média para cada frequência, a fim de caracterizar a agitação marítima (Figura 2.4).

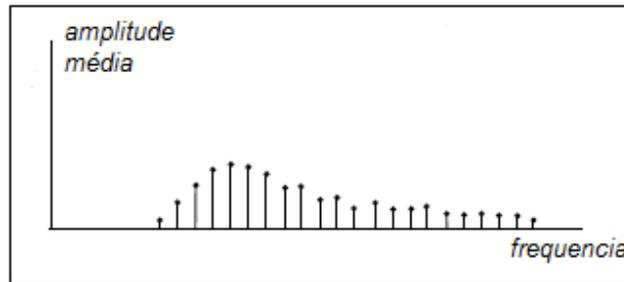


Figura 2.4 - Espectro de amplitude média.

Porém, é mais comum utilizar a *variância* da amplitude $\left(\frac{1}{2}a^2\right)$ ao invés da própria amplitude, pois pela teoria linear das ondas de gravidade, a energia das ondas é proporcional à variância. Além do mais, a variância é um parâmetro mais relevante (estatisticamente) que a amplitude, pois 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) (HOLTHUIJSEN, 2007).

Como o espectro de variância é discreto e para que todas as frequências presentes no oceano possam ser representadas, a variância é distribuída em todos os intervalos de frequência Δf , resultando em uma densidade de variância. Fazendo-se Δf tender ao limite ($\Delta f \rightarrow 0$), temos a definição do **espectro de densidade de variância** contínuo $E(f)$ para a elevação da superfície, dada por:

$$E(f) = \lim_{\Delta f \rightarrow 0} \frac{1}{\Delta f} E \left\{ \frac{1}{2} a^2 \right\} \quad (2.4)$$

onde $E(.)$ significa densidade de variância enquanto que $E\{.\}$ representa o valor esperado. A unidade no Sistema Internacional de Unidades (SI) é (m^2/Hz) . A Figura 2.5 mostra a transformação do espectro discreto de variância para o espectro contínuo de densidade de variância.

A variância total da elevação da superfície é, assim, a soma das variâncias de todas as bandas de frequência Δf , ou para um espectro contínuo,

$$\langle \eta^2 \rangle = \int_0^\infty E(f) df \quad (2.5)$$

$\langle . \rangle$ significa média temporal.

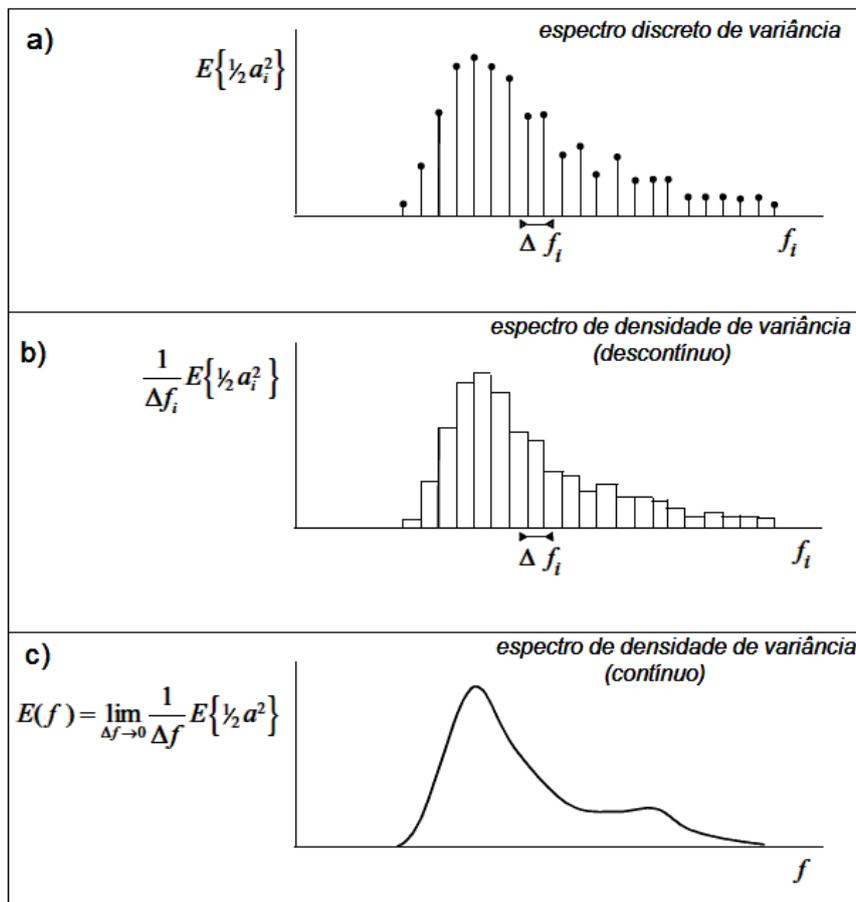


Figura 2.5 - Transformação do espectro discreto de variância (a) em espectro de densidade (b), ao se distribuir a variância nos intervalos Δf , e em espectro de densidade contínuo (c), quando $\Delta f \rightarrow 0$.

Fonte: Adaptado de Holthuijsen (2007).

O espectro de densidade de variância contínuo $E(f)$ mostra como a variância da elevação da superfície do mar é distribuída ao longo das frequências, o que

é um conceito difícil de compreender por não ter uma relação direta com parâmetros físicos do problema. Pela teoria linear de ondas, multiplicando esse espectro pela aceleração da gravidade (g) e pela densidade da água (ρ), obtém-se o **espectro de densidade de energia**, que mostra como a energia é distribuída entre as componentes, sendo um conceito mais fácil de entender fisicamente:

$$E_{energia}(f) = \rho g E_{variância}(f) \quad (2.6)$$

O espectro de densidade de variância (ou de energia) caracteriza a elevação da superfície como uma função no tempo em um dado local. A fim de descrever o movimento das ondas planas no espaço bidimensional (plano $x - y$), o modelo passa a incorporar a direção de propagação (θ) das ondas, resultando na expressão da elevação da superfície do mar:

$$\eta(x, y, t) = a \sin(\omega t - kx \cos \theta - ky \sin \theta + \phi) \quad (2.7)$$

Desse modo, a elevação da superfície também é descrita como a soma de numerosas ondas planas harmônicas:

$$\eta(x, y, t) = \sum_{i=1}^N \sum_{j=1}^M a_{i,j} \sin(\omega_i t - k_i x \cos \theta_j - k_i y \sin \theta_j + \phi_{i,j}) \quad (2.8)$$

onde cada componente é representada pelos índices i e j , referentes à frequência (ou número de onda) e à direção de propagação, respectivamente. De modo semelhante à Equação 2.4, o **espectro bidimensional de densidade de variância** para a elevação da superfície é dado por:

$$E(f, \theta) = \lim_{\Delta f \rightarrow 0} \lim_{\Delta \theta \rightarrow 0} \frac{1}{\Delta f \Delta \theta} E \left\{ \frac{1}{2} a^2 \right\} \quad (2.9)$$

Esse espectro mostra como a variância (ou a energia) da elevação da superfície do mar é distribuída ao longo das frequências e direções. Sua unidade no SI é ($m^2/Hz/grau$ ou $m^2/Hz/radiano$). O espectro unidimensional pode ser obtido integrando-se as variâncias em todas as direções:

$$E(f) = \int_0^{2\pi} E(f, \theta) d\theta \quad (2.10)$$

Até o momento, a elevação da superfície foi considerada como uma função do espaço e do tempo. Porém, ela pode também ser considerada como uma função apenas do espaço (como uma fotografia da superfície do mar, em um determinado instante), o que possibilita que sensores remotos possam estimar o espectro bidimensional de ondas. As componentes de ondas harmônicas que descrevem a elevação da superfície no plano horizontal $x - y$ podem ser escritas como:

$$\eta(x, y) = a_{i,j} \text{ sen}(k_{x,i}x - k_{y,i}y + \phi_{i,j}) \quad (2.11)$$

e o correspondente espectro de densidade bidimensional no domínio de (\vec{k}) é definido de modo análogo aos espectros anteriores:

$$E(\vec{k}) = E(k_x, k_y) = \lim_{\Delta k_x \rightarrow 0} \lim_{\Delta k_y \rightarrow 0} \frac{1}{\Delta k_x \Delta k_y} E \left\{ \frac{1}{2} a^2 \right\} \quad (2.12)$$

onde \vec{k} é o vetor número de onda, $k_x = k \cos \theta$ e $k_y = k \sin \theta$, sendo $k = \sqrt{k_x^2 + k_y^2}$ e $\theta = \arctan(k_y/k_x)$. O espectro bidimensional equivalente é:

$$E(k, \theta) = \lim_{\Delta k \rightarrow 0} \lim_{\Delta \theta \rightarrow 0} \frac{1}{\Delta k \Delta \theta} E \left\{ \frac{1}{2} a^2 \right\} \quad (2.13)$$

A unidade no SI é (m^4/grau ou radiano) Um espectro direcional $E(k_x, k_y)$ de ondas é apresentado na Figura 2.6.

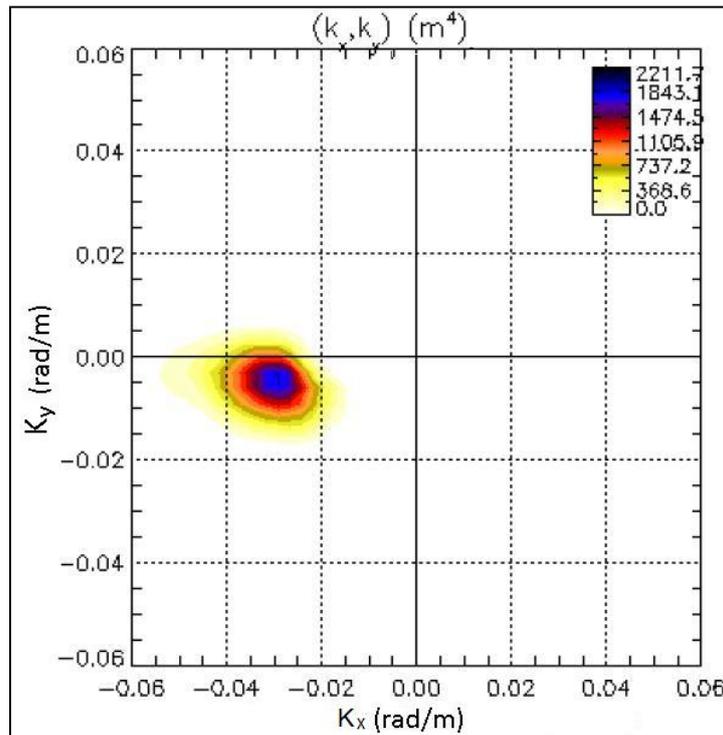


Figura 2.6 - Exemplo de espectro bidimensional de densidade de energia $E(k_x, k_y)$ de ondas. Energia em m^4/rad .

Fonte: Adaptado de Johnsen (2005).

2.1.3 Parâmetros do campo de ondas

Uma das formas que os ondógrafos direcionais usam para medir o campo de ondas consiste em utilizar as três séries temporais que representam oscilações do equipamento em três direções, durante um determinado intervalo de tempo:

$$\eta(t) = \{\eta_1(t), \eta_2(t), \eta_3(t)\} \quad (2.14)$$

sendo os índices “1”, “2” e “3” referindo-se aos deslocamentos na direção vertical, na direção leste-oeste e na direção norte-sul, respectivamente.

Aplicando a análise espectral cruzada na Equação 2.14, são obtidas nove funções de densidade espectral, que podem ser relacionadas ao espectro direcional de ondas $E(f, \theta)$ através das identidades (OCHI, 1998):

$$C_{12}(f) = C_{13}(f) = Q_{23}(f) = 0 \quad (2.15)$$

$$C_{11}(f) = \int_{-\pi}^{\pi} E(f, \theta) d\theta = E(f) \quad (2.16)$$

$$C_{22}(f) = k^2 \int_{-\pi}^{\pi} E(f, \theta) \cos^2(\theta) d\theta \quad (2.17)$$

$$C_{33}(f) = k^2 \int_{-\pi}^{\pi} E(f, \theta) \sin^2(\theta) d\theta \quad (2.18)$$

$$Q_{12}(f) = k \int_{-\pi}^{\pi} E(f, \theta) \cos(\theta) d\theta \quad (2.19)$$

$$Q_{13}(f) = k \int_{-\pi}^{\pi} E(f, \theta) \sin(\theta) d\theta \quad (2.20)$$

$$C_{23}(f) = k^2 \int_{-\pi}^{\pi} E(f, \theta) \sin(\theta) \cos(\theta) d\theta \quad (2.21)$$

onde C e Q são, respectivamente, as partes real e imaginária dos espectros cruzados representados genericamente por:

$$E_{mn}(f) = C_{mn}(f) + iQ_{mn}(f) \quad (2.22)$$

onde $m, n =$ são os índices 1, 2 e 3 relacionados às direções de oscilação.

O espectro direcional de ondas $E(f, \theta)$ pode ser escrito como o produto do espectro unidimensional $E(f)$ pela função de espalhamento angular $D(f, \theta)$:

$$E(f, \theta) = E(f) D(f, \theta) \quad (2.23)$$

Longuet-Higgins et al. (1963) expandiram $D(f, \theta)$ como uma série de Fourier na forma:

$$D(f, \theta) = \frac{1}{2\pi} \left\{ 1 + \sum_{n=1}^N [a_n(f) \cos(n\theta) + b_n(f) \sin(n\theta)] \right\} \quad (2.24)$$

Uma vez que o número de séries temporais é limitado a três, a expansão pode ser feita até dois harmônicos ($N=2$). Assim, os quatro coeficientes a_1 , a_2 , b_1 e b_2 podem ser determinados das identidades definidas nas Equações 2.15 a 2.21:

$$a_1(f) = \int_{-\pi}^{\pi} D(f, \theta) \cos(\theta) d\theta = \frac{Q_{12}}{kC_{11}} \quad (2.25)$$

$$b_1(f) = \int_{-\pi}^{\pi} D(f, \theta) \sin(\theta) d\theta = \frac{Q_{13}}{kC_{11}} \quad (2.26)$$

$$a_2(f) = \int_{-\pi}^{\pi} D(f, \theta) \cos(2\theta) d\theta = \frac{C_{22} - C_{23}}{k^2 C_{11}} \quad (2.27)$$

$$b_2(f) = \int_{-\pi}^{\pi} D(f, \theta) \sin(2\theta) d\theta = \frac{2C_{23}}{k^2 C_{11}} \quad (2.28)$$

A partir dos coeficientes de Fourier a_1 e b_1 é possível determinar a **direção de propagação** da componente f :

$$\theta(f) = \tan^{-1} \left(\frac{b_1}{a_1} \right) = \tan^{-1} \left(\frac{Q_{13}}{Q_{12}} \right) \quad (2.29)$$

Outros parâmetros importantes da agitação marítima podem ser obtidos do espectro de ondas como a **altura significativa de ondas** (H_s) e o **período de pico** (T_p), definidos como:

$$H_S = 4 \sqrt{\int E(f, \theta) df d\theta} \quad (2.30)$$

$$T_P = 1/f_P \quad (2.31)$$

sendo f_P (frequência de pico) a componente de frequência que apresenta maior energia no espectro. H_S pode ser entendida como a média das alturas do terço superior das ondas individuais, ordenadas da menor até a maior, durante o período de observação.

2.1.4 Propagação de ondas

A teoria ondas de Airy (1845, citado por Holthuijsen, 2007), também conhecida como teoria linear de ondas, fornece a descrição da propagação das ondas de gravidade em águas profundas (quando $\lambda < \text{dobro da profundidade}$), sem a existência de correntes ou obstáculos como ilhas ou quebra-mares, e também sem interferência de umas com as outras. A teoria é válida se algumas considerações forem feitas:

- A amplitude das ondas deve ser pequena quando comparada com o comprimento de onda e a profundidade.
- A água deve comportar-se como um fluido incompressível, contínuo (não possuir bolhas de ar), com densidade constante e sem viscosidade.
- A água deve estar sujeita a apenas à gravidade como única força externa.

Nessas condições e desprezando-se o efeito da corrente, a frequência absoluta ω é relacionada ao número de onda k pela **relação de dispersão** (LAMB, 1975):

$$\omega^2 = gk \tanh(kh) \quad (2.32)$$

onde h é a profundidade e g é a aceleração da gravidade. Para águas profundas ($\tanh(kh) \rightarrow 1$, para $kh \rightarrow \infty$), a relação de dispersão é reduzida a $\omega^2 = gk$.

A velocidade de propagação que um ponto da onda com uma determinada fase se desloca no espaço é chamada velocidade de fase (C_f), dada por $C_f = \lambda/T = \omega/k$. Da relação de dispersão, é obtida:

$$C_f = \sqrt{\frac{g}{k} \tanh(kh)} \quad (2.33)$$

Em água profunda, a Equação 2.33 reduz-se a:

$$C_f = \sqrt{\frac{g}{k}} \quad (2.34)$$

Indicando que as ondas de maior comprimento propagam-se mais rápido que ondas de menor comprimento.

Além da divisão das ondas superficiais em vagas e marulhos, elas podem ser classificadas, de acordo com seu estágio de desenvolvimento, em “jovens” (“*young wind sea*”) e “velhas” (“*old wind sea*”). Vagas “jovens” referem-se a estados do mar onde as ondas foram geradas recentemente pelo vento; vagas “velhas” referem-se a estados do mar já saturados, onde a energia deste dificilmente se altera com o passar do tempo (KOMEN et al., 1994). O parâmetro adimensional que mede esse estágio é conhecido como idade da onda (“*wave age*”) e é definido como:

$$WA = \frac{C_f}{u_*} \quad (2.35)$$

onde u_* é a velocidade de fricção na superfície, que pode ser calculada pela expressão (KOMEN et al., 1994):

$$u_* = \sqrt{C_D} U_{10} \quad (2.36)$$

sendo U_{10} a intensidade do vento a 10 metros de altitude, e C_D o coeficiente de arrasto adimensional usado para relacionar o “stress” do vento na superfície à velocidade do vento em metros por segundo (m/s). Uma expressão do C_D como função de U_{10} foi dada por Wu (1982):

$$C_D = (0,8 + 0,065 \times U_{10}) 10^{-3} \quad (2.37)$$

Komen et al. (1994) propuseram que típicas vagas “jovens” correspondem a WA da ordem de 5 – 10, enquanto que vagas “velhas” possuem idade da onda da ordem de 25.

Quando ondas adentram em águas costeiras, sua amplitude e direção são afetadas pela diminuição da profundidade, pois elas passam a “sentir” o fundo do mar. Uma vez que o período da onda permanece constante, pela relação de dispersão, à medida que a profundidade diminui, o comprimento de onda torna-se menor (maior k) e a correspondente velocidade de fase também diminui (Equação 2.33). Supondo uma onda plana incidindo em direção à costa com certo ângulo (α), necessariamente um lado da crista alcançará primeiro a região rasa. Este lado ao atingir a parte mais rasa se propagará com menor velocidade de fase, enquanto o outro lado na região mais profunda continuará a se propagar normalmente com a mesma velocidade anterior (Equação 2.34). Logo a linha vai se distorcer e a onda mudará de direção, tendendo a se tornar paralela à costa (Figura 2.7). Esse efeito é chamado de **refração**.

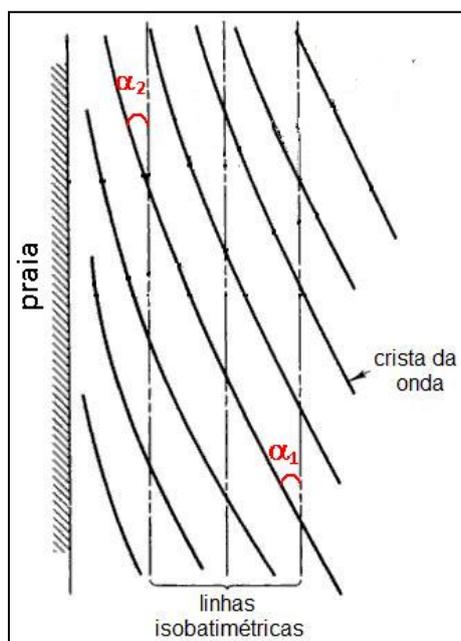


Figura 2.7 - Esquema da refração de ondas ao atingirem a costa obliquamente. Cristas das ondas encurvam ao se propagarem em profundidades diferentes, tendendo a ficar paralelas a costa. α é o ângulo formado entre a crista e a direção da costa ($\alpha_1 > \alpha_2$).

2.2 Radar de abertura sintética

2.2.1 Fundamentos do radar imageador

A Figura 2.8 mostra os principais elementos que descrevem a configuração geométrica de um sistema SAR operando em uma plataforma móvel. Esta plataforma, que pode ser uma aeronave, satélite ou ônibus espacial, situa-se a uma altura D da superfície terrestre e se move com uma velocidade V_{SAR} . A direção de voo é referida como “azimute” (eixo y) e a direção ortogonal a ela (eixo x), para onde aponta a antena, é denominada de direção em alcance (“range”). O feixe de iluminação da antena é direcionado sobre a superfície da Terra. A direção do feixe incidente forma com a normal à superfície um ângulo de incidência Θ , medido no alvo.

A linha de visada do radar é chamada de “*slant-range*” (r), enquanto que a área coberta pelo feixe da antena na superfície do terreno é denominada “área de iluminação da antena” (“*antenna footprint*”). A região da superfície terrestre imageada pelo sensor quando este se movimenta é definida como faixa de imageamento do radar.

A área de iluminação da antena tem relação com os ângulos de abertura da antena (θ_X, θ_Y) dada pelas seguintes expressões:

$$\theta_X \approx \frac{\lambda}{L_X} \quad \text{e} \quad \theta_Y \approx \frac{\lambda}{L_Y} \quad (2.38)$$

onde L_X e L_Y são as dimensões da antena, λ é o comprimento de onda radar.

A resolução espacial é um dos principais critérios de qualidade de um sistema de radar. Ela descreve a habilidade do radar em distinguir dois alvos próximos. Para alcançar alta resolução em alcance (“*range*”), o transmissor precisa emitir pulsos de energia em curtos intervalos de tempo. Associado a isso, para aumentar a relação sinal-ruído, esses pulsos devem carregar muita energia. Para alcançar essas condições, é utilizada a técnica denominada de “compressão de pulso” que consiste em emitir pulsos que são linearmente modulados em frequência em um intervalo de tempo. A frequência do sinal abrange uma banda B centrada em uma frequência portadora. Este sinal é denominado de “*chirp*”. O sinal recebido é então processado com um filtro casado, que comprime o pulso longo por uma duração efetiva de $1/B$ (LEE e POTTIER, 2009).

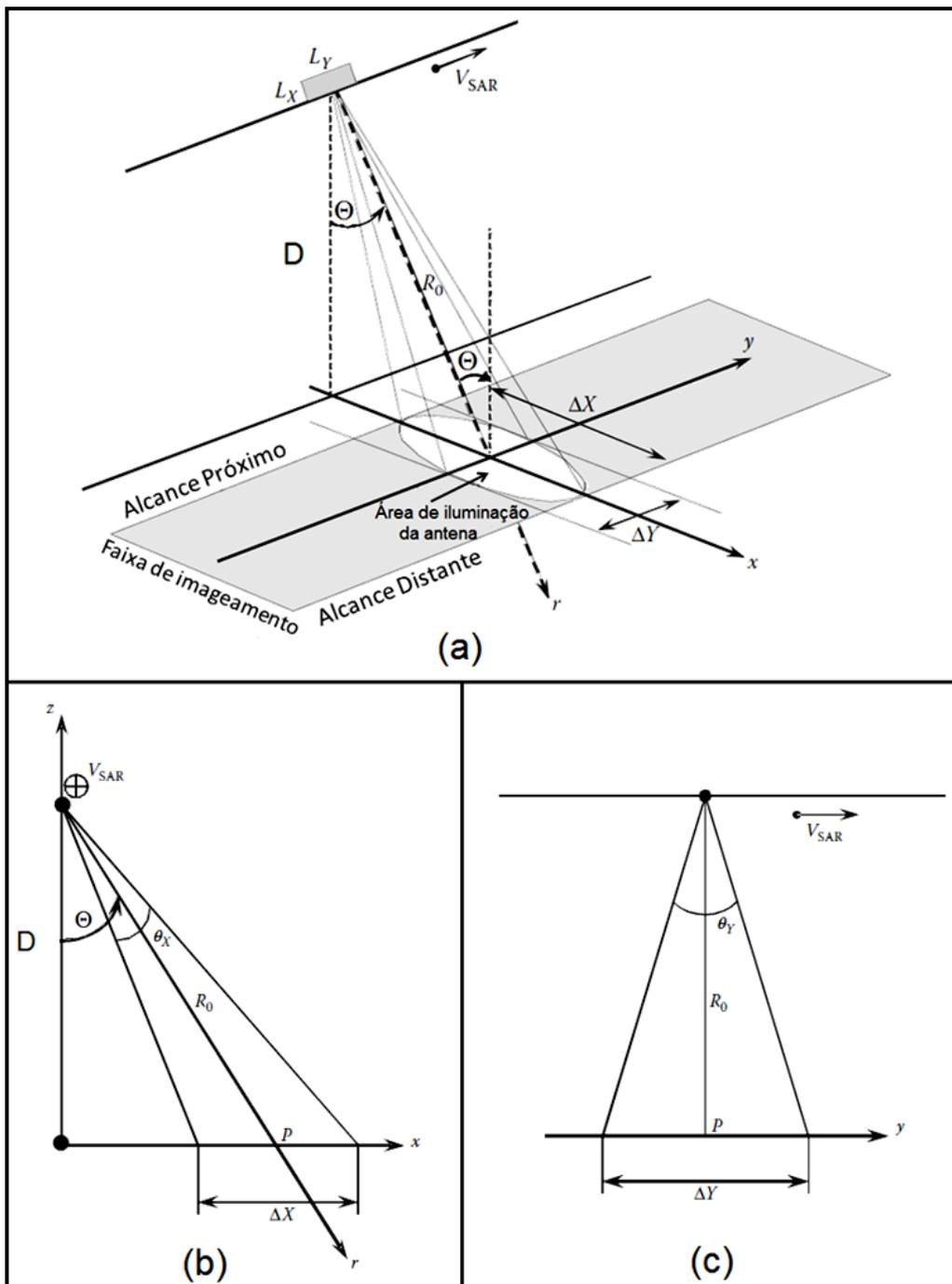


Figura 2.8 - (a) Visão da geometria de imageamento do radar imageador, (b) visão lateral e (c) visão frontal. Os parâmetros ΔX e ΔY são as variações nas direções radial projetada e azimutal, respectivamente. Os demais parâmetros estão definidos no texto.
 Fonte: Adaptado de Lee e Pottier (2009).

A resolução na direção de alcance é então calculada em função de B, e não intervalo de tempo do pulso, dada pela seguinte relação:

$$\delta_r = \frac{c}{2B} \quad (2.39)$$

onde c é a velocidade da luz. A projeção de δ_r no plano do terreno (“*ground range*”) é dada por:

$$\delta_x = \frac{\delta_r}{\text{sen } \theta} \quad (2.40)$$

o que implica que δ_x varia não linearmente ao longo da faixa de imageamento. Em um sistema radar de abertura real (RAR), dois objetos na direção de azimute só podem ser discriminados se a distância entre eles for maior que a largura do feixe de energia. A resolução instantânea em azimute para uma distância em alcance R_0 é então dada por:

$$\delta_Y = \Delta Y = R_0 \theta_Y = \frac{R_0 \lambda}{L_Y} \quad (2.41)$$

Isto implica dizer que alta resolução espacial em azimute só é possível de ser alcançada com antenas de grandes dimensões (quanto maior L_Y , menor δ_Y). Como exemplo, para que se consiga uma resolução de 30 cm no terreno de um RAR que opere na banda X (comprimento de onda de 3,1 cm) em órbita (altitude de 500 – 1000 km), sua antena deve ter um comprimento de aproximadamente 100 km, o que é algo impraticável (ROBINSON, 2004). A solução para alcançar alta resolução azimutal, sem o uso de grandes antenas em sensores orbitais, foi o desenvolvimento do conceito de abertura sintética. O fator chave desse conceito é sintetizar, por processamento digital, uma antena virtual de grande dimensão usando uma antena real pequena, através

do movimento do sensor ao longo de sua linha de voo. A Figura 2.9 ilustra como é obtida a abertura sintética. O máximo comprimento para esta antena sintética é dado pela distância percorrida pelo sensor (B), enquanto um alvo de interesse (A) permanece iluminado (instantes (1) e (2)) (LEE e POTTIER, 2009).

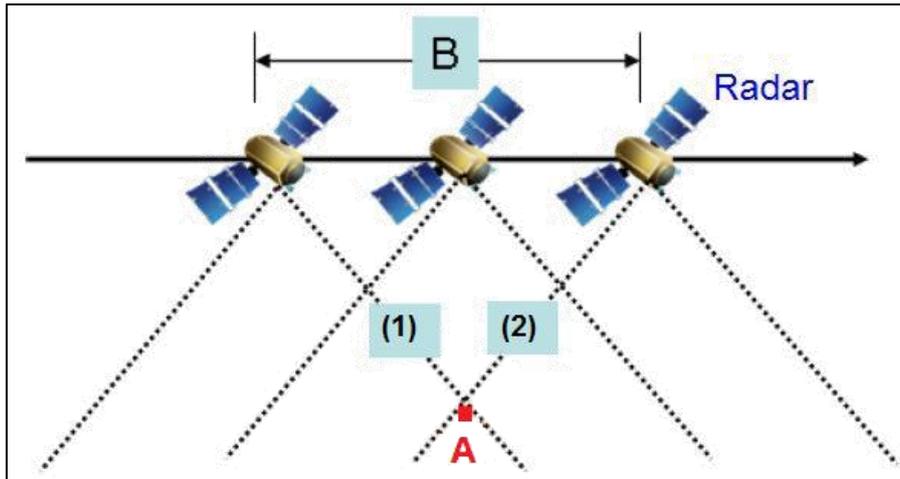


Figura 2.9 - Geração da abertura sintética (B), devido ao período em que o alvo (A) é iluminado pelo radar (instantes (1) e (2)).

A resolução em azimute passa então a ser dada por:

$$\delta_y = \frac{L_y}{2} \quad (2.42)$$

É interessante destacar que a resolução azimutal no SAR é determinada somente pela dimensão física da antena real, independentemente altitude do satélite e do comprimento da onda eletromagnética, possibilitando o uso de tais sensores em plataformas orbitais com alta resolução espacial.

A melhor resolução em azimute é obtida a partir do processamento do efeito Doppler, que é a variação da frequência do sinal devido ao movimento relativo entre a fonte transmissora e o alvo. O alvo iluminado a frente do SAR (instante 1 da Figura 2.9) produz um efeito Doppler positivo; quando o alvo se localiza a

ré, após a passagem do SAR, o Doppler passa a ser negativo (ROBINSON, 2004). O processamento dessa variação de frequência determina a posição azimutal do alvo na imagem.

2.2.2 Imageamento SAR das ondas de superfície

Uma imagem SAR consiste em um mapa bidimensional do retroespalhamento da onda eletromagnética transmitida, provocado pela rugosidade na superfície do oceano gerada, principalmente, pelo vento. Este tipo de espalhamento (Figura 2.10) é conhecido como espalhamento Bragg ou ressonante e tem, como característica, o fato de gerar um retorno em fase das ondas eletromagnéticas ao radar, produzindo uma interferência construtiva que amplifica o sinal de retorno. O espalhamento Bragg ocorre quando a seguinte relação é satisfeita:

$$\lambda = \frac{n\lambda_r}{2 \sin \Theta} \quad n = 1, 2, \dots \quad (2.43)$$

onde λ é o comprimento das ondas capilares na superfície do oceano, λ_r é o comprimento de onda do radar e Θ é o ângulo de incidência do radar.

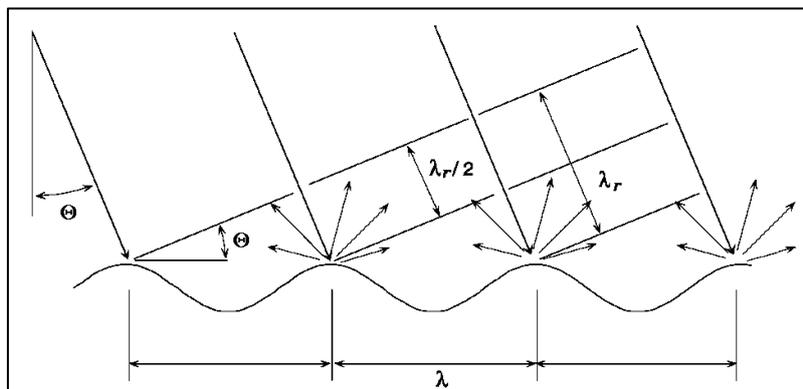


Figura 2.10 - Geometria do espalhamento Bragg.
Fonte: Adaptado de Holt (2004).

O espalhamento Bragg é dominante em ângulos de incidência de 20° a 70° (ROBINSON, 2004), faixa dentro da qual operam os radares orbitais.

O modelo de Hasselmann et al. (1985) é usado para descrever o processo de imageamento das ondas de superfície, em que as ondas capilares são responsáveis pelo mecanismo de espalhamento Bragg. A detecção das ondas de maior comprimento (vagas e marulhos) é possível devido à modulação dessas ondas capilares pelas maiores. Nesse modelo, a intensidade do retroespalhamento do sinal SAR é atribuída a três efeitos: modulação de inclinação (“*tilt*”), modulação hidrodinâmica e modulação de agrupamento devido à velocidade radial (“*velocity bunching*”)

- Modulação de inclinação: provocada pela variação da inclinação dos elementos espalhadores (ondas capilares) na superfície, introduzida pela passagem de ondas de maior comprimento, acarretando a formação de diferentes ângulos de incidência local (ângulo formado entre a reta normal à superfície e a linha de visada do radar) ao longo da onda (Figura 2.11). Esta variação induz, por sua vez, diferenças na intensidade do retroespalhamento, aumentando à medida que o ângulo de incidência local torna-se menor. Essa modulação também é máxima quando as ondas se propagam perpendicularmente à direção de voo da plataforma radar, e mínima quando os deslocamentos forem paralelos (ELACHI e BROWN, 1977).

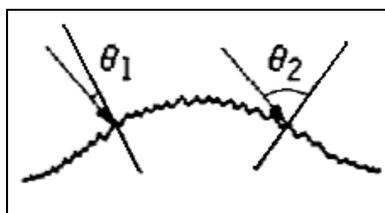


Figura 2.11 - Modulação de inclinação provocada pela variação do ângulo de incidência local θ .

Fonte: Elachi e Brown (1977).

- Modulação hidrodinâmica: provocada pelas diferentes direções que as partículas d'água são sujeitas, devido ao movimento orbital (circular) provocado pela passagem das ondas (Figura 2.12). Estas variações de direção fazem com que as ondas capilares sejam comprimidas na face frontal da crista da onda longa e suavizadas na parte posterior. Como resultado, este tipo de mecanismo cria padrões de convergência e divergência na superfície que, respectivamente, aumentam e diminuem a amplitude das ondas capilares (Figura 2.13), modulando a rugosidade da superfície e, conseqüentemente, o retroespalhamento do sinal do radar (ROBINSON, 2004).

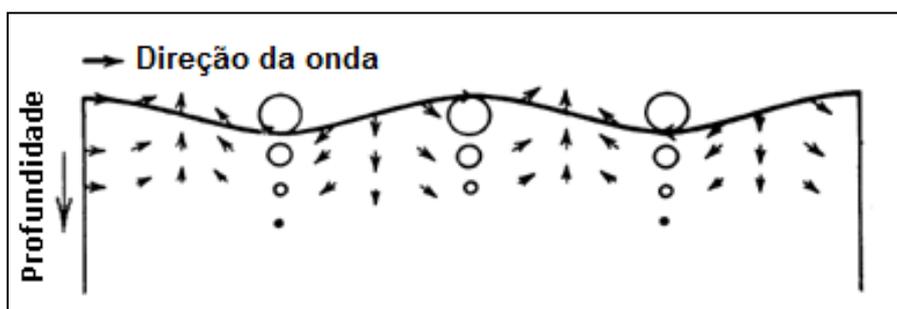


Figura 2.12 - Movimento orbital das partículas de água quando da passagem de ondas longas, com seus vetores de velocidade associados. Descrição para águas profundas.
Fonte: Adaptado de Holt (2004).



Figura 2.13 - Modulação hidrodinâmica da rugosidade pelas correntes de superfície associadas ao movimento orbital.
Fonte: Adaptado de Robinson (2004).

Esses dois mecanismos atuam, principalmente, em ondas que se propagam na direção de alcance (ALPERS et al., 1981) e no imageamento que utilize o RAR.

O terceiro mecanismo é inerente apenas ao SAR e possibilita a detecção de ondas que movem na direção de azimute:

- Modulação de agrupamento devido à velocidade radial (“*velocity bunching*”): ocorre devido à variação da componente de velocidade das partículas d’água na direção da linha de visada do feixe radar (chamada de velocidade radial), provocada pelo movimento orbital quando da passagem das ondas. Como o imageamento SAR utiliza o efeito Doppler para produzir a resolução em azimute, a variação da velocidade radial das partículas na superfície da onda, afastando-se e aproximando-se do radar, introduz uma componente de velocidade adicional ao Doppler, interpretado pelo processamento SAR como um deslocamento da posição em azimute. Esse deslocamento D é dado por:

$$D = u_r \left(\frac{R_0}{V} \right) \quad (2.44)$$

onde $\left(\frac{R_0}{V} \right)$ é a razão entre a distância radar-alvo e a velocidade da plataforma orbital, e u_r é a velocidade radial (RANEY, 1971). Para ondas que se propagam na direção de alcance, uma partícula espalhadora na crista da onda, por exemplo, será deslocada em azimute e permanecerá na mesma crista, não se percebendo essa mudança de posição na imagem. Já para as ondas que viajam na direção de azimute, a componente radial da velocidade produzirá um desvio na direção azimutal que será percebido, pois esse deslocamento colocará a informação da crista (maior brilho na imagem) na posição do cavado (menor brilho).

Com isso, o movimento orbital é responsável pelo aumento e diminuição da densidade dos espalhadores (Figura 2.14) em azimute na imagem, permitindo com que as ondas longas que se propagam na direção de voo sejam

detectáveis em uma imagem SAR, porém deslocadas de sua real posição (HOLT, 2004).

Porém, quando esses deslocamentos tornam-se maiores, o mapeamento SAR dessas ondas torna-se não linear e severas degradações da imagem passam a ocorrer (Figura 2.15).

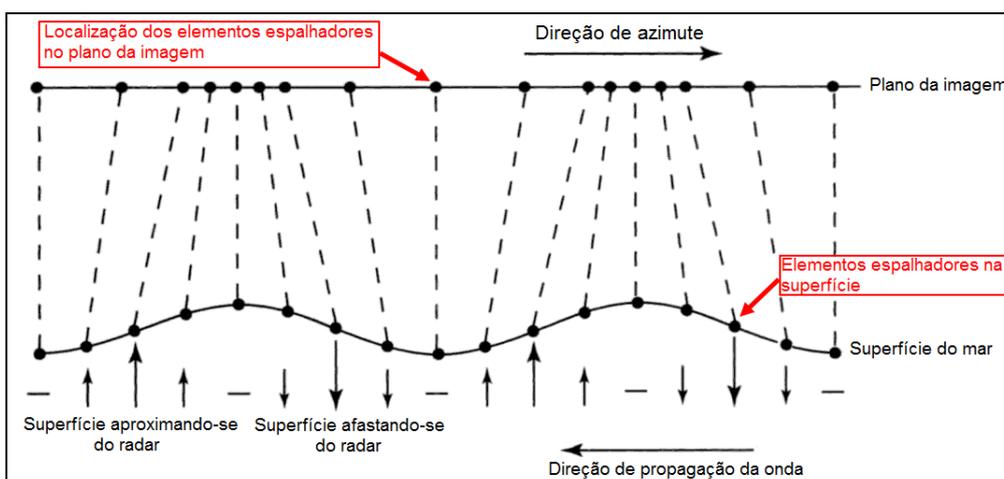


Figura 2.14 - Modulação de agrupamento devido à velocidade radial (*“velocity bunching”*), onde o deslocamento em azimute das partículas de água no imageamento permite a detecção das ondas.
 Fonte: Adaptado de Robinson (2004).

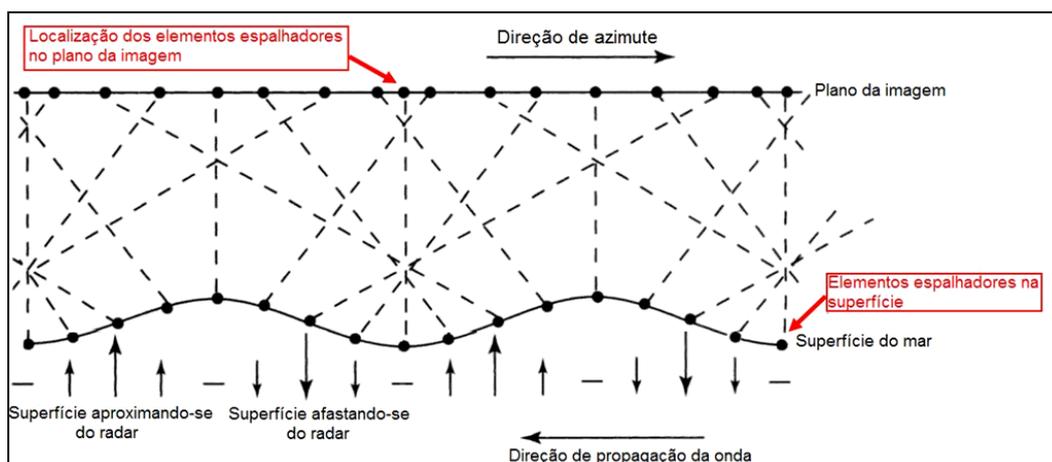


Figura 2.15 - Modulação de agrupamento devido à velocidade radial (*“velocity bunching”*) provocando deslocamentos não lineares dos elementos espalhadores da superfície no plano da imagem.
 Fonte: Adaptado de Robinson (2004).

Como exemplo, a Figura 2.16 mostra duas imagens do satélite RADARSAT-1, onde se pode verificar a degradação no imageamento das ondas, de acordo com a direção de propagação em relação à direção de azimute. Na imagem da esquerda (a), as ondas propagam-se na direção de alcance (seta R,) onde é possível uma boa identificação do campo de ondas; na imagem da direita (b), as ondas propagam-se na direção de azimute (seta S/C) e a velocidade radial das partículas atinge um determinado valor que produz deslocamentos (Equação 2.44), que geram uma degradação no imageamento provocado pelo efeito de “*velocity bunching*”.

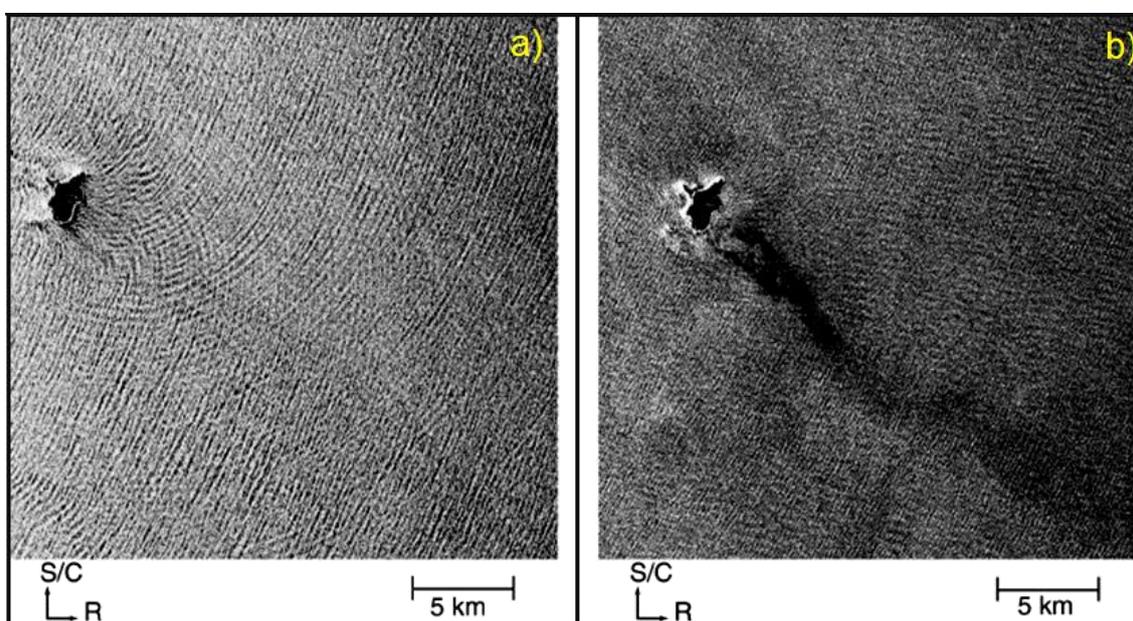


Figura 2.16 - Exemplo da degradação no imageamento SAR das ondas de superfície causada pela modulação de agrupamento devido à velocidade radial. Em (a), ondas propagando-se na direção de alcance (seta R); em (b), ondas propagando-se na direção azimutal (seta S/C).
Fonte: Holt (2004).

O movimento orbital das partículas d'água durante o período de imageamento SAR pode levar a distorções no espectro da imagem, bem como a um efeito de corte na direção de azimute (ALPERS e BRUENING, 1986). Assim, ondas cujos comprimentos sejam menores (maiores valores de k) que determinado limite não serão detectadas pelo SAR. Esse efeito é conhecido como **comprimento de onda azimutal de corte**, sendo semelhante a um filtro

passa-baixa. Beal et al. (1983) propuseram que esse comprimento de onda mínimo λ_c detectável pelo SAR era proporcional à razão (R_0/V) e à raiz quadrada de H_s . Li et al. (2010) propuseram que λ_c também é função de outros parâmetros como o ângulo de incidência Θ , o período médio da onda T_m e a velocidade do vento U_{10} :

$$\lambda_c = F\left(\frac{R_0}{V}, \Theta, H_s, T_m, U_{10}\right) \quad (2.45)$$

O comprimento azimutal de corte é frequentemente modelado como uma função filtro passa-baixa, orientada na direção de azimute, ajustada a uma distribuição gaussiana de largura λ_c (VACHON et al., 2004).

A contribuição de cada mecanismo no imageamento das ondas, de acordo com o ângulo entre a direção de propagação e a direção de voo do satélite, pode ser vista na Figura 2.17. Nota-se que apenas nos ângulos próximos a 90° (ondas viajando na direção de alcance), o mecanismo de “*velocity bunching*” é linear e as demais modulações são predominantes. À medida que as ondas tendem a se mover para direção ao azimute (0° e 180°), a modulação de agrupamento devido à velocidade radial passa a predominar.

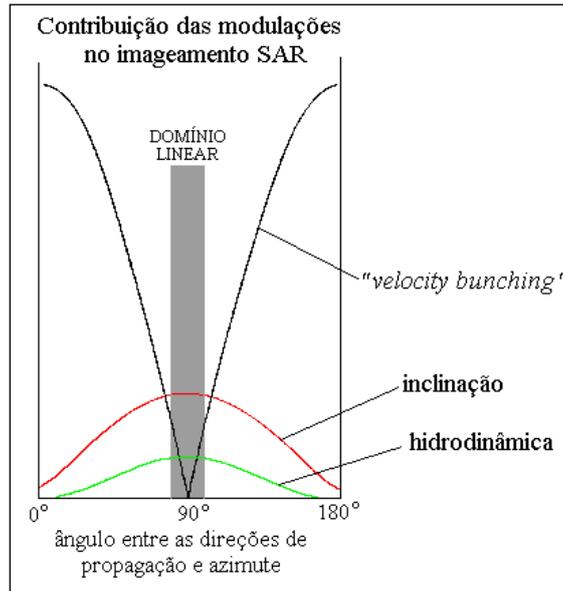


Figura 2.17 - Contribuição de cada modulação do sinal SAR no imageamento das ondas de superfície do oceano, de acordo com o ângulo entre as direções de azimute e de propagação das ondas.
 Fonte: Adaptado de Alpers et al. (1981)

Alpers et al. (1981) e Alpers (1983) definiram um parâmetro que caracteriza a não linearidade do imageamento, provocado pela modulação de agrupamento devido à velocidade radial, dado por:

$$C = \frac{1}{4} \frac{R_0}{V} (g)^{1/2} G(\psi, \Theta) \cos \Theta (k_p)^{3/2} H_s \quad (2.46)$$

onde k_p é o número de onda de pico do espectro, e a função $G(\psi, \Theta)$ é definida (ALPERS et al., 1981) como:

$$G(\psi, \Theta) = (\sin^2 \Theta \sin^2 \psi + \cos^2 \Theta)^{1/2} \quad (2.47)$$

ψ é o ângulo formado entre a direção de azimute e a de propagação da onda ($\psi = 0^\circ$ para ondas que se movem na direção de azimute). O intervalo $|C| \leq 0,3$ foi escolhido por Alpers et al. (1981) como sendo o limite onde o

imageamento é linear. A partir dele, a não linearidade degrada sensivelmente a resolução azimutal.

Outro método para caracterizar a não linearidade do imageamento foi proposta por Brüning et al. (1990), que definiram dois parâmetros de distorção:

1º) Parâmetro de alongamento para o comprimento de onda de pico, dado por:

$$ST = \lambda_p^S / \lambda_p^O \quad (2.48)$$

onde λ_p^S e λ_p^O são os comprimentos de onda de pico, nos planos da imagem SAR e do oceano, respectivamente.

2º) Parâmetro de rotação para a direção de propagação dos comprimentos de onda de pico, dado por:

$$\Delta\psi = \psi_p^S - \psi_p^O \quad (2.49)$$

onde ψ_p^S e ψ_p^O são os ângulos formados entre as direção de propagação do pico e a direção de azimute, nos planos da imagem SAR e do oceano, respectivamente.

Os parâmetros ST e $\Delta\psi$ podem ser usados para definir as condições onde a não linearidade do processo de imageamento SAR é fraca, média ou forte (Figura 2.18).

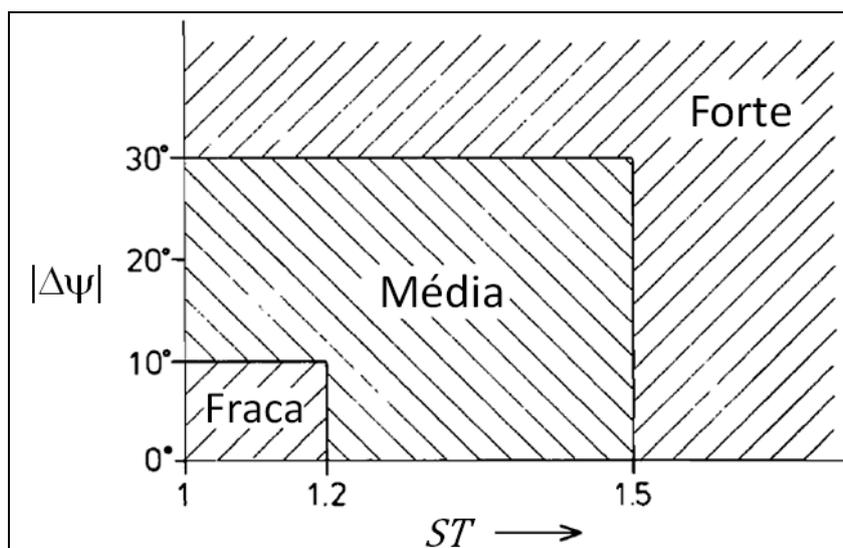


Figura 2.18 - Regiões de fraca, média e forte não linearidade, definidas pelos parâmetros de alongamento ST e de rotação $\Delta\psi$.
 Fonte: Adaptado de Brüning et al. (1990).

2.2.3 Algoritmos de inversão SAR - ondas

A obtenção do espectro de ondas a partir de imagens SAR não é uma tarefa trivial. Se assim fosse, bastaria aplicar uma Transformada Rápida de Fourier em uma pequena imagem SAR e, idealmente, convertê-la em um espectro direcional do campo de ondas, aplicando o inverso dos processos (modulações) discutidos na seção anterior. Em princípio, a relação direta entre o espectro da imagem SAR $S(\vec{k})$ e o espectro de ondas $E(\vec{k})$ é dada por:

$$S(\vec{k}) = T(\vec{k}) E(\vec{k}) \quad (2.50)$$

onde $T(\vec{k})$ representa todos os mecanismos (inclinação, hidrodinâmico e “*velocity bunching*”) que modulam o imageamento de um campo de ondas em uma imagem SAR, também conhecido como função de transferência de modulação (MTF). Desse modo, determinando-se a MTF, seria possível

inverter a Equação 2.50 e obter o espectro de ondas real $E(\vec{k})$ a partir do espectro SAR (VACHON et al., 2004).

Isso não é simples devido a não linearidade do imageamento (Figura 2.15), o que leva a expressões integrais complexas para a MTF quando a relação direta é adotada. Progressos foram alcançados quando Hasselmann e Hasselmann (1991) e mais tarde Krogstad (1992) chegaram a uma expressão integral fechada para a função de transferência não linear no domínio espectral. A inversão, ou seja, a obtenção do espectro de ondas do oceano a partir do espectro da imagem SAR, é feita através de um processo iterativo. Normalmente iniciando de um espectro de ondas como primeira aproximação, é realizada a transformação direta para produzir um espectro de imagem SAR correspondente. Este é comparado com o espectro da imagem SAR observado (medido) pelo sensor e as diferenças são identificadas e usadas para modificar o espectro de ondas inicial, até que uma convergência seja alcançada. Esse método foi largamente utilizado para análise dos dados provenientes do ERS, que usava o espectro de primeira aproximação fornecido pelo modelo de ondas WAM (ROBINSON, 2004), permanecendo, porém a ambiguidade na direção de propagação da onda, o que era resolvido utilizando-se outras fontes de informação como o próprio modelo de ondas. Ambiguidade é a indefinição na direção de propagação das ondas, quando da geração do espectro bidimensional; essa indefinição é de 180° , ou seja, a direção (sentido) pode ser 0° ou 180° , 10° ou 190° , 20° ou 200° , 30° ou 210° , e assim sucessivamente.

O SAR necessita de um período de tempo finito de iluminação do alvo (“look”) para formar a abertura sintética, da ordem de 1 segundo (s) para sistemas orbitais que operam na banda C (VACHON et al., 2004). Uma propriedade inerente a sistemas de grande largura de banda temporal como o SAR é a relação entre a frequência Doppler e o tempo. Assim, “looks” individuais podem ser extraídos de bandas discretas do espectro Doppler, que correspondem a sucessivas imagens da mesma cena em períodos de integração mais curtos,

durante os quais a posição das ondas desloca-se devido a sua propagação. Técnicas foram propostas para, a partir do deslocamento temporal entre os “looks”, resolver a ambiguidade na direção de propagação da onda, que ocorre quando se dispõe de uma simples imagem SAR. Engen e Johnsen (1995) propuseram o uso do espectro cruzado entre pares de “looks” da imagem complexa SAR, onde a parte imaginária permite a determinação da direção de propagação das ondas, sem a necessidade de uma informação auxiliar. O espectro cruzado SAR é definido como o espectro de Fourier da função de covariância cruzada entre dois “looks” separados por um intervalo de tempo. 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 Figura 2.19 mostra um exemplo desta técnica, com dois “looks” (a) e (b) derivados de uma “*image*”, e as partes real (c) e imaginária (d) do espectro cruzado derivado do par. As linhas em azul na parte imaginária indicam os valores negativos; as linhas pretas valores positivos, que determinam a direção de propagação das ondas. Dois sistemas podem ser observados no espectro cruzado (parte real), tendo comprimentos de onda em torno 300 m e 420 m (LI et al., 2009). Esse método é utilizado pela ESA nos dados do ASAR do satélite ENVISAT.

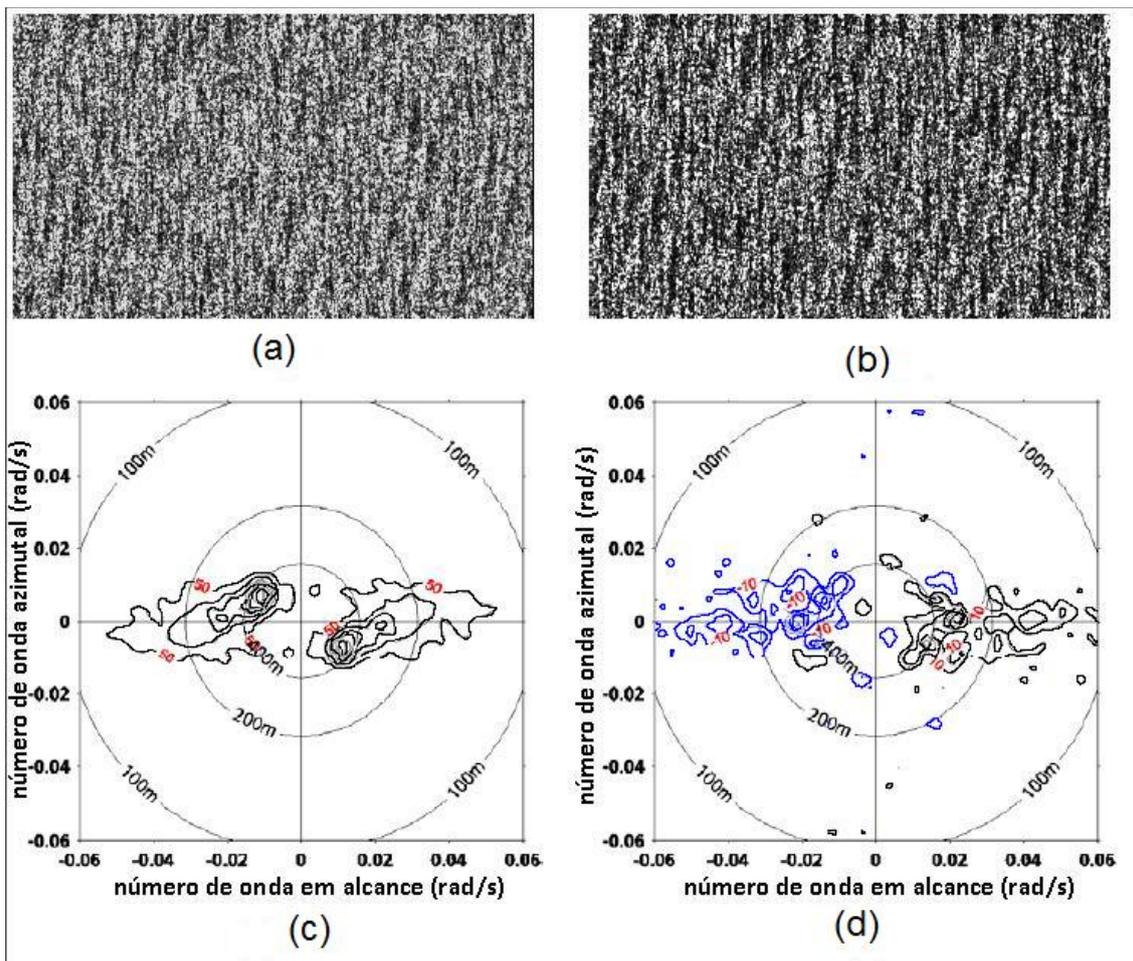


Figura 2.19 - Dois “looks” (a) e (b) extraídos de uma “*imagette*” complexa do ERS-2 SAR modo “Wave”, e as correspondentes partes real (c) e imaginária (d) do espectro cruzado calculados desse par. Em (d), as linhas de cor azul indicam valores negativos e as pretas valores positivos.
 Fonte: Adaptado de Li (2010).

Para os produtos do ASAR ENVISAT, modo de operação “Wave”, o espectro de ondas é estimado a partir das “*imagettes*” em dois passos: um para a parte que abrange as vagas do espectro e outra para a parte dos marulhos. Os marulhos induzem movimentos que normalmente resultam em um mecanismo de imageamento construtivo, enquanto que os efeitos de borramento (degradação) são associados aos movimentos induzidos pelos menores comprimentos das vagas. O primeiro passo utiliza uma informação da velocidade do vento para produzir o correspondente *a priori* espectro das vagas. Sobre esse espectro é aplicada a transformação não linear direta, a fim

de se obter a contribuição das ondas de maior frequência no espectro SAR. O vetor do vento pode ser determinado a partir da própria imagem ou com o uso de modelos numéricos. É feita uma comparação deste espectro SAR teórico com a parte de alta frequência do espectro SAR medido. A diferença entre os dois (teórico e medido) serve para ajuste dos parâmetros do espectro das vagas inicial. Uma nova transformação direta não linear é realizada e a subsequente comparação, repetindo-se o processo até que haja a conversão entre os dois espectros. Na segunda etapa, a parte do espectro que contém os marulhos é estimada a partir do sinal residual, ou seja, o espectro SAR observado menos a contribuição não linear das vagas obtida na primeira etapa. Aplica-se então a inversão e, para simplificação do processo, considera-se que a MTF entre as elevações da superfície e a imagem é linear (COLLARD et al., 2005). Após isso, a direção de propagação é estimada analisando-se o espectro cruzado entre “looks”. No ENVISAT, uma onda é imageada continuamente em aproximadamente 0,7 segundo e três “looks” são extraídos desse período. Mais detalhes podem ser vistos em Collard et al. (2005) e ASAR Product Handbook (2007).

2.3 Modelo de ondas WW3

O modelo de ondas *WAVEWATCH III*, desenvolvido pelo NCEP, resolve a equação de balanço linear para a densidade de energia A em termos de k e da direção de propagação θ , como uma função que varia lentamente no tempo t e no espaço \vec{x} :

$$\frac{DA(k, \theta; \vec{x}, t)}{Dt} = S(k, \theta; \vec{x}, t) \quad (2.51)$$

Essa equação é similar a Equação 1.1, considerando implicitamente que as escalas espaciais e temporais das componentes do espectro são muito

menores do que as respectivas escalas de mudanças do espectro, da profundidade média e da velocidade das correntes (TOLMAN et al., 2002).

Na presença de correntes, estas passam a realizar trabalho e a energia das componentes espectrais passa a não ser conservada. Nos casos onde não ocorre tal influência, a energia (E) das componentes é conservada. Neste trabalho, os efeitos da corrente não são considerados e a Equação 2.51 reduz-se a Equação 1.1.

Como o lado esquerdo da Equação 2.51 considera a propagação linear, os efeitos não lineares (interações onda-onda) surgem em S (TOLMAN, 2002). O WW3 resolve essa equação em partes consecutivas para propagação espacial, propagação intraespectral e termos fonte. As propagações espacial e intraespectral são resolvidas utilizando o esquema “QUICKEST” (LEONARD, 1979), combinado com o limitador “ULTIMATE TVD” (“total variance diminishing”) (LEONARD, 1991). Esse esquema é suficientemente livre de difusão numérica, porém implica numa descontinuidade do campo de marulhos em virtude da discretização do espectro. Detalhes da resolução das partes da Equação referentes à propagação espacial e intraespectral podem ser encontrados no manual do usuário (TOLMAN, 2002).

2.3.1 Termos fonte

O termo fonte (S) considerado no WW3 é dividido em quatro partes, um termo de fonte de energia associado à ação do vento (S_{in}), um termo de interação não linear (S_{nl}), um termo de dissipação de energia por rebentação parcial (conhecido como “carneiros” ou “whitecapping”) da onda (S_{ds}) e um termo de interação da onda com o fundo (S_{bot}). Com isso, o termo fonte pode ser escrito como:

$$S = S_{in} + S_{nl} + S_{ds} + S_{bot} \quad (2.52)$$

O esquema numérico utilizado nos termos fontes é um esquema implícito, adaptado do esquema utilizado no modelo WAM (WAMDI GROUP, 1988).

Os termos fonte de energia do vento e de dissipação representam processos separados, mas são considerados como inter-relacionados, pois o equilíbrio entre esses dois termos fonte governa as características do desenvolvimento integral do modelo de ondas. Duas combinações desses termos estão disponíveis: 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 próxima ao pico de energia, o ganho de energia fornecido pelo vento é maior que a dissipação. A energia em excesso é transferida pelas interações não lineares às altas e baixas frequências. Nas altas, a energia é dissipada, pois essas ondas possuem curto período e pequeno comprimento, o que leva 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). Dois métodos podem ser usados para calcular esses efeitos não lineares no WW3 em sua versão 2.22: o DIA (*Discret Interaction Approximation*) e o WRT (*Webb-Resio-Tracy*).

O termo de interação da onda com o fundo do mar é modelada usando a parametrização *Joint North Sea Wave Project* (JONSWAP), proposta por Hasselmann et al. (1973). A descrição completa da modelagem de todos os termos fonte é obtida em Tolman (2002).

Até a versão 2.22, o WW3 não considerava as interações não lineares triplas que dominam a propagação de ondas em águas rasas (abaixo de 40 m de

profundidade). Já a versão 3.14, mais recente, incorporou essa parametrização em seu processamento (TOLMAN, 2009).

3 MATERIAL E MÉTODOS

Como serão feitas análises dos espectros de ondas obtidos por SAR ao largo do litoral das cidades de Florianópolis e de Rio Grande, será apresentada uma caracterização dessa região, no que diz respeito ao regime de ondas. Inicialmente, como a informação da direção de propagação das ondas proveniente de boias refere-se ao sentido **de onde vêm** as ondas, e essa mesma informação vinda do SAR refere-se ao sentido **para onde vão** as ondas, neste estudo será adotado a padronização utilizada pelo radar de abertura sintética (direção de propagação de ondas refere-se ao sentido para onde estas se propagam).

3.1 Caracterização das ondas na região Sul

Apenas neste tópico, para que não haja confusão com a literatura citada para a caracterização da climatologia de ondas da região, a direção de propagação de ondas será referente ao sentido de onde as ondas vêm.

Os ventos sobre o Atlântico Sul são altamente influenciados pela existência de um sistema de alta pressão semipermanente sobre o oceano. O ramo oeste do giro anticiclônico associado dá origem a ventos persistentes vindos de nordeste ao longo da costa sul e sudeste do Brasil. Esse padrão é alterado com a passagem de frentes frias que se deslocam normalmente ao longo da costa para a direção nordeste. A passagem das frentes é acompanhada pelo deslocamento dos centros de alta e baixa pressão, o que produz ventos provenientes de sul e leste e ondas que se deslocam vindas dos quadrantes sul e leste (ALVES e MELO, 2001).

Franco e Melo (2008) avaliaram o clima de ondas nas proximidades de Florianópolis no período de 2002 a 2005, utilizando ondógrafo direcional, e em 65% dos registros houve a presença de mares dominados por um único

sistema de ondas; em 32% dos casos a presença de dois sistemas e nos 3% restantes a presença de três sistemas. A altura significativa média foi de 1,71 metros, com direção de propagação, na maioria dos casos, vinda de sul-sudeste (SSE), além de outra componente importante vinda de leste-nordeste (ENE).

Pianca et al., (2010) descreveram o clima de ondas na costa brasileira, utilizando series temporais de onze anos obtidas do modelo WW3. No setor correspondente à região sul, houve predominância no verão de ondas que se propagam vindas de nordeste e do sul; no outono predominou a direção sul com alturas entre 2 e 3 metros; nos meses de inverno, as ondas predominantes movem-se vindo de sul e de nordeste, com alturas também entre 2 e 3 metros; e na primavera, a direção predominante foi a nordeste.

3.2 Dados SAR

Foram utilizados produtos nível 2 *ASA_WVW_2P*, que correspondem aos espectros ondas derivados de “*imagettes*” complexas, de dimensões 5 x 7 km aproximadamente, adquiridas no modo de operação “*Wave*” do ASAR, a bordo do satélite ENVISAT, com ângulo de incidência de 23° e polarização vertical/vertical (VV). A Tabela 3.1 mostra algumas especificações do ENVISAT ASAR. Os acrônimos dos modos de operação do radar são: **IM** - modo “*Image*”; **AP** - modo “*Alternating Polarization*”; **WS** - modo “*Wide Swath*” e **GM** - modo “*Global Monitoring*”. As polarizações são horizontal/horizontal (HH), horizontal/vertical (HV) e vertical/horizontal (VH).

Tabela 3.1 - Características técnicas do ENVISAT ASAR.

Ângulos de incidência (°)	Comprimento de onda (cm)	Polarizações	Resolução alcance x azimute (m)
15 a 45	5,6 (Banda C)	VV, HH, VV/HH, HV/HH, ou VH/VV	30 x 30 (modos “ <i>Wave</i> ”, IM e AP) 150 x 150 (modo WS) 1000 x 1000 (modo GM)

Fonte: ASAR PRODUCT HANDBOOK (2007).

Os espectros foram obtidos no servidor da ESA (<ftp://eftp.ifremer.fr/envisat/www/>) e podem ser visualizados em um histograma direcional com resolução de 10° , contendo 24 intervalos de comprimentos de onda em escala logarítmica de 30 a 800 metros. Referem-se ao campo de ondas nos litorais de Florianópolis e de Rio Grande, próximas às posições de latitude $27^\circ44'$ Sul (S) / longitude $048^\circ10'$ Oeste (W) e latitude $32^\circ54'$ S / longitude $50^\circ48'$ W, no período de 2002 a 2004, locais onde existiam boias dotadas de ondógrafo (Figuras 3.1 e 3.2).

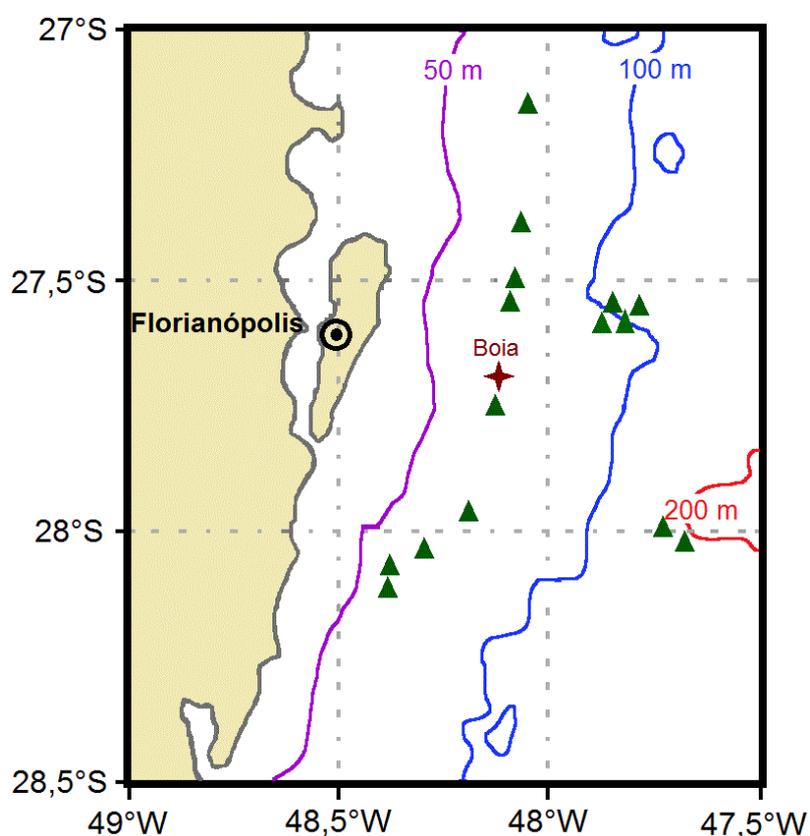


Figura 3.1 - Localização dos 15 espectros SAR, representados por triângulos verdes, e da boia no litoral da cidade de Florianópolis, com isóbatas de 50, 100 e 200 metros.

Datas, horários referenciados ao Tempo Universal Coordenado (UTC), posição do centro da “*imagette*”, passagem do satélite (ascendente: de sul para norte, com direção 347° ; descendente: de norte para sul, com direção 193°), distância das boias e parâmetros de ondas (H_S , T_p e D_p), referentes aos 15 espectros

SAR nas proximidades de Florianópolis e 34 nas proximidades de Rio Grande, estão descritos nas Tabelas 3.2 e 3.3, respectivamente.

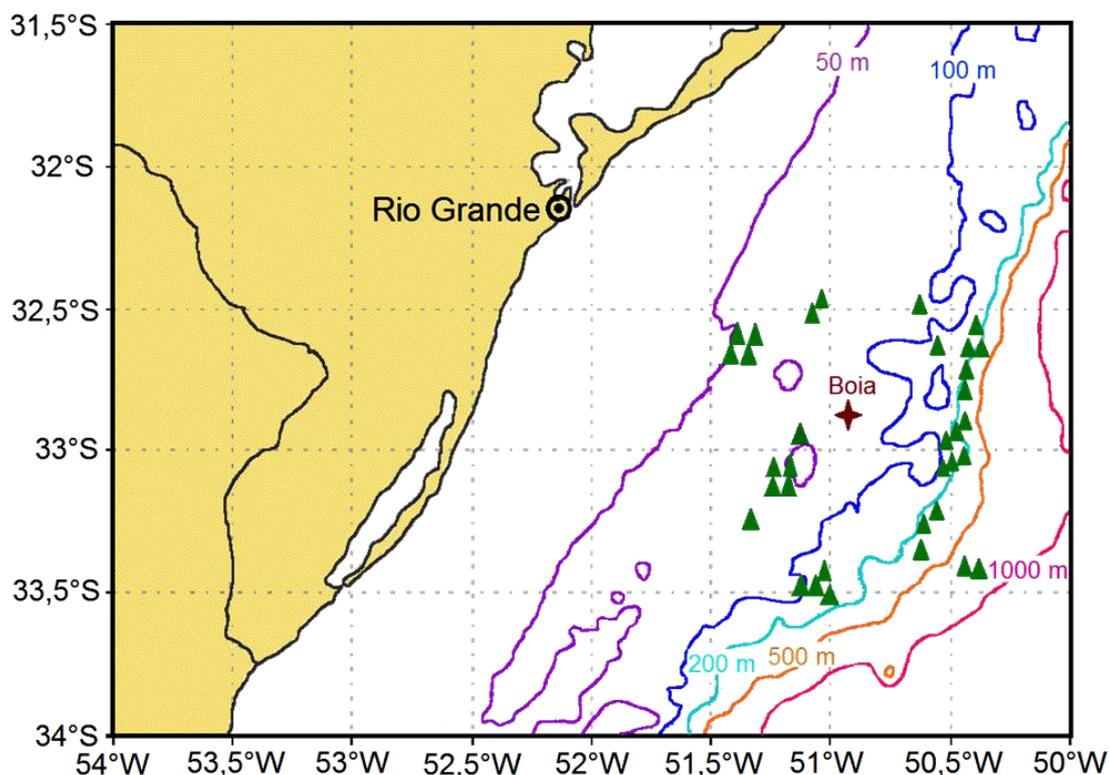


Figura 3.2 - Localização dos 34 espectros SAR, representados por triângulos verdes, e da boia no litoral da cidade de Rio Grande, com isóbatas de 50, 100, 200, 500 e 1000 metros.

Tabela 3.2 - Informações relativas à aquisição de 15 espectros SAR no litoral de Florianópolis:

Data	Horário (UTC)	Latitude (S)	Longitude (W)	Passagem	Distância da boia (km)	H_S (m)	T_P (s)	D_P (°)
11/02/2003	12:42:33	27,600296°	48,128990°	Descendente	16	1,87	13,09	320
05/03/2003	01:42:23	27,995744°	47,733211°	Ascendente	54	1,55	11,09	0
18/03/2003	12:42:46	28,071191°	48,302898°	Descendente	39	1,77	13,25	10
24/03/2003	01:44:16	28,157047°	48,403236°	Ascendente	51	1,73	12,35	340
09/04/2003	01:41:33	27,600040°	47,843688°	Ascendente	37	1,63	12,06	320
01/07/2003	12:42:45	27,786220°	48,192768°	Descendente	10	1,85	10,37	300

(Continua)

Tabela 3.2 - Conclusão.

Data	Horário (UTC)	Latitude (S)	Longitude (W)	Passagem	Distância da boia (km)	H_S (m)	T_P (s)	D_P (°)
23/07/2003	01:41:32	28,070886°	47,708919°	Ascendente	57	2,18	11,09	0
05/08/2003	12:42:42	27,400861°	48,070453°	Descendente	35	1,83	7,23	340
11/08/2003	01:44:24	28,097959°	48,403743°	Ascendente	51	1,41	11,39	50
27/08/2003	01:41:43	27,604843°	47,843479°	Ascendente	31	1,98	11,17	20
01/10/2003	01:41:40	27,601612°	47,839202°	Ascendente	31	1,22	10,35	0
14/10/2003	12:42:44	27,537960°	48,119171°	Descendente	19	1,78	9,63	250
05/11/2003	01:41:36	27,603183°	47,833324°	Ascendente	32	1,99	13,06	0
18/11/2003	12:42:36	27,278875°	48,053703°	Descendente	48	1,64	8,96	260
07/12/2004	12:42:49	27,943063°	48,231689°	Descendente	21	1,58	8,33	290

Tabela 3.3 - Informações relativas à aquisição de 34 espectros SAR no litoral de Rio Grande:

Data	Horário (UTC)	Latitude (S)	Longitude (W)	Passagem	Distância da boia (km)	H_S (m)	T_P (s)	D_P (°)
18/12/2002	01:59:53	33,525760°	51,041000°	Ascendente	74	1,98	10,32	50
22/12/2002	12:47:03	33,224617°	50,585208°	Descendente	49	1,47	11,09	280
03/01/2003	01:57:20	32,647098°	50,601974°	Ascendente	36	1,79	8,95	260
26/01/2003	12:46:56	32,695106°	50,420650°	Descendente	48	2,90	12,79	10
14/02/2003	12:49:49	32,887050°	51,201095°	Descendente	29	1,54	11,21	340
14/03/2003	01:57:09	33,341224°	50,373828°	Ascendente	72	2,40	11,90	50
21/03/2003	12:49:59	33,236454°	51,318618°	Descendente	57	1,70	11,18	100
06/04/2003	12:46:54	32,554172°	50,380249°	Descendente	59	4,59	11,91	280
18/04/2003	01:57:17	33,033210°	50,472221°	Ascendente	43	2,13	11,91	310
25/04/2003	12:49:58	33,049003°	51,280185°	Descendente	42	0,95	12,25	320
07/05/2003	02:00:00	33,470336°	51,075031°	Ascendente	69	1,81	11,09	50
11/05/2003	12:47:06	33,323833°	50,646137°	Descendente	55	1,32	9,61	280
15/06/2003	12:46:57	32,657554°	50,422710°	Descendente	49	2,73	11,91	300
27/06/2003	01:57:18	33,033210°	50,460254°	Ascendente	44	1,44	11,91	290

(Continua)

Tabela 3.3 - Conclusão.

Data	Horário (UTC)	Latitude (S)	Longitude (W)	Passagem	Distância da boia (km)	H_S (m)	T_P (s)	D_P (°)
04/07/2003	12:49:51	32,532447°	51,099288°	Descendente	42	1,99	10,43	330
16/07/2003	02:00:05	33,468677°	51,059185°	Ascendente	69	2,82	10,33	240
20/07/2003	12:47:13	33,248146°	50,625335°	Descendente	49	1,36	13,74	330
08/08/2003	12:49:54	32,471851°	51,066776°	Descendente	47	1,34	12,23	340
20/08/2003	02:00:24	32,586479°	51,336158°	Ascendente	52	2,29	12,45	290
24/08/2003	12:47:10	32,879695°	50,465721°	Descendente	40	2,43	9,61	310
24/09/2003	02:00:08	33,469516°	51,063480°	Ascendente	69	1,45	7,23	250
28/09/2003	12:47:05	32,738834°	50,434768°	Descendente	45	1,88	11,09	300
17/10/2003	12:50:02	33,046546°	51,267837°	Descendente	41	1,41	10,41	310
29/10/2003	02:00:17	32,594387°	51,329551°	Ascendente	51	1,58	8,98	240
02/11/2003	12:47:06	33,049270°	50,515476°	Descendente	40	1,99	12,83	0
14/11/2003	01:57:19	33,030548°	50,474338°	Ascendente	43	2,26	11,91	300
21/11/2003	12:50:01	33,033657°	51,254005°	Descendente	39	2,07	11,25	340
03/12/2003	02:00:21	32,625999°	51,336643°	Ascendente	50	1,67	11,38	330
07/12/2003	12:47:07	32,903255°	50,483951°	Descendente	38	1,77	11,09	320
19/12/2003	01:57:15	33,344001°	50,369998°	Ascendente	72	2,36	6,26	260
26/12/2003	12:50:04	33,047134°	51,275726°	Descendente	41	1,99	7,23	280
07/01/2004	02:00:21	32,629463°	51,343654°	Ascendente	50	2,34	8,33	240
11/01/2004	12:47:07	32,920139°	50,511360°	Descendente	36	1,04	7,76	270
23/01/2004	01:57:27	32,483200°	50,662105°	Ascendente	47	1,90	7,22	260

3.3 Dados do modelo WW3

O modelo de ondas utilizou as informações de vento disponibilizadas pelo NCEP em seu servidor de domínio público (<ftp://polar.ncep.noaa.gov/pub/history/waves/>). O campo de ventos é fornecido a cada 3 horas com resolução espacial de 1° de latitude x 1,25° de longitude.

O modelo foi “rodado” no Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos (CPTEC) do INPE para o período de 01/12/2002 a 25/01/2004, a fim de se obter os espectros de onda que seriam utilizados neste trabalho. Esses e outros produtos podem ser encontrados no “*website*” do Sistema de Previsão de Ondas e Monitoramento Costeiro cujo endereço é <http://www.lamma.ufrj.br/spo/atlasul/index.html>. O aninhamento de grades de cálculo foi a seguinte:

- uma grade global, com resolução de 1°;
- uma grade regional abrangendo a região Sul do Brasil, com resolução de 0,25°. Os limites foram: 20°S a 50°S e 20°W a 65°W
- duas grades locais abrangendo os litorais de Florianópolis (26°S a 29,5°S e 43°W a 49°W) e Rio Grande (31°S a 35°S e 48°W a 54°W), com resolução de 0,05°.

O uso de grades aninhadas visa garantir que ondas geradas longe da região coberta pelas grades locais possam ser incluídas na previsão. Assim, a rodada do modelo na grade global fornece a condição do mar no contorno da grade regional do Sul do Brasil, que por sua vez fornece essa informação no contorno das grades locais, sendo por estas utilizada na previsão do campo de ondas.

Após isso, o modelo foi “rodado” novamente apenas para os dias em que se dispõe de dados SAR (Tabelas 3.2 e 3.3), configurando a saída dos espectros de ondas para intervalos de 10 minutos, nas posições mais próximas dos dados SAR. Com isso, as diferenças temporal e espacial entre os espectros provenientes do SAR e do WW3 não são maiores do que 5 minutos e 4 km, respectivamente, sendo as posições de saída do modelo WW3 praticamente as mesmas dos espectros SAR (Figuras 3.1 e 3.2).

Como os efeitos da refração são considerados pelo WW3, foi utilizada a batimetria ETOPO2v2g, disponível no “*site*” da Agência Norte-Americana para

Oceano e Atmosfera (NOAA), no endereço eletrônico <http://www.ngdc.noaa.gov/mgg/global/relief/ETOPO2/ETOPO2v2-2006/ETOPO2v2g/>. A resolução espacial é de 2 minutos de grau.

Os espectros foram discretizados em 24 períodos (2,79 a 25 segundos) e em 24 setores de direção (intervalo de 15°). As Tabelas 3.4 e 3.5 descrevem as datas, horários referenciados ao Tempo Universal Coordenado (UTC), posição de saída do modelo e parâmetros de ondas (H_S , T_P e D_P), referentes aos 15 espectros WW3 nas proximidades de Florianópolis e 34 nas proximidades de Rio Grande, respectivamente.

Tabela 3.4 - Informações relativas à aquisição de 15 espectros WW3 no litoral de Florianópolis:

Data	Horário (UTC)	Latitude (S)	Longitude (W)	H_S (m)	T_P (s)	D_P (°)
11/02/2003	12:40:00	27,600300°	48,128910°	1,01	6,58	240
05/03/2003	01:40:00	27,995740°	47,733180°	1,95	11,67	0
18/03/2003	12:40:00	28,071190°	48,302800°	1,54	9,62	15
24/03/2003	01:40:00	28,157050°	48,403200°	2,00	10,60	0
09/04/2003	01:40:00	27,600040°	47,843600°	1,45	9,62	330
01/07/2003	12:40:00	27,786220°	48,192690°	1,53	10,60	315
23/07/2003	01:40:00	28,070890°	47,708890°	2,11	10,60	15
05/08/2003	12:40:00	27,400860°	48,070400°	1,14	5,99	255
11/08/2003	01:40:00	28,097960°	48,403690°	2,46	8,77	0
27/08/2003	01:40:00	27,604840°	47,843410°	2,74	9,62	0
01/10/2003	01:40:00	27,601610°	47,839200°	1,63	7,25	330
14/10/2003	12:40:00	27,537960°	48,119110°	1,46	8,77	255
05/11/2003	01:40:00	27,603180°	47,833310°	2,55	12,84	0
18/11/2003	12:40:00	27,27888°	48,053710°	1,10	7,25	255
07/12/2004	12:40:00	27,943060°	48,231600°	1,18	7,25	255

Tabela 3.5 - Informações relativas à aquisição de 34 espectros WW3 no litoral de Rio Grande:

Data	Horário (UTC)	Latitude (S)	Longitude (W)	H_S (m)	T_P (s)	D_P (°)
18/12/2002	02:00:00	33,525760°	51,040990°	2,16	7,25	15
22/12/2002	12:50:00	33,224620°	50,585210°	2,13	5,99	210
03/01/2003	02:00:00	32,647100°	50,601900°	2,27	7,94	300
26/01/2003	12:50:00	32,695110°	50,601900°	1,46	9,62	345
14/02/2003	12:50:00	32,887050°	51,200990°	1,61	7,94	345
14/03/2003	02:00:00	33,341220°	50,373810°	2,67	9,62	15
21/03/2003	12:50:00	33,236450°	51,318600°	2,50	9,62	15
06/04/2003	12:50:00	32,554170°	50,380190°	2,98	9,62	300
18/04/2003	02:00:00	33,033210°	50,472200°	2,23	9,62	345
25/04/2003	12:50:00	33,049000°	51,280090°	1,12	4,50	60
07/05/2003	02:00:00	33,470340°	51,075010°	1,94	5,99	30
11/05/2003	12:50:00	33,323830°	50,646090°	1,37	4,95	270
15/06/2003	12:50:00	32,657550°	50,422700°	2,62	5,99	300
27/06/2003	02:00:00	33,033210°	50,460210°	1,92	8,77	0
04/07/2003	12:50:00	32,532450°	51,099210°	1,45	8,77	15
16/07/2003	02:00:00	33,468680°	51,059110°	3,01	8,77	225
20/07/2003	12:50:00	33,248150°	50,625310°	1,36	4,95	255
08/08/2003	12:50:00	32,471850°	51,066710°	1,56	8,77	30
20/08/2003	02:00:00	32,586480°	51,336090°	1,67	10,60	300
24/08/2003	12:50:00	32,879700°	50,465700°	3,01	7,94	315
24/09/2003	02:00:00	33,469520°	51,062410°	1,79	7,25	225
28/09/2003	12:50:00	32,738830°	50,434690°	1,52	10,60	330
17/10/2003	12:50:00	33,046550°	51,267790°	1,62	6,58	225
29/10/2003	02:00:00	32,594390°	51,329500°	1,51	7,94	225
02/11/2003	12:50:00	33,049270°	50,515410°	3,23	11,67	15
14/11/2003	02:00:00	33,030550°	50,474300°	3,69	9,62	345
21/11/2003	12:50:00	33,033660°	51,254000°	2,39	8,77	0

(Continua)

Tabela 3.5 - Conclusão.

Data	Horário (UTC)	Latitude (S)	Longitude (W)	H_S (m)	T_P (s)	D_P (°)
03/12/2003	02:00:00	32,626000°	51,336610°	1,13	9,62	0
07/12/2003	12:50:00	32,903260°	50,483890°	2,41	8,77	15
19/12/2003	02:00:00	33,344000°	50,369900°	1,77	5,43	210
26/12/2003	12:50:00	33,047130°	51,275700°	2,39	6,58	225
07/01/2004	02:00:00	32,629460°	51,343600°	1,57	6,58	225
11/01/2004	12:50:00	32,920140°	50,511290°	1,00	6,58	240
23/01/2004	02:00:00	32,483200°	50,662110°	1,47	6,58	285

3.4 Dados dos ondógrafos

Foram utilizados espectros obtidos pelo ondógrafo direcional “*Datawell Waverider Mark II*” (Figura 3.3), usado durante o Programa de Informação Costeira *on-line* (PIC), conduzido pelo Laboratório de Hidráulica Marítima da Universidade Federal de Santa Catarina, nos anos de 2002 a 2004 (MELO et al., 2003). Esse ondógrafo ficou fundeado a cerca de 40 km da ilha de Santa Catarina na cidade de Florianópolis, na posição de latitude 27°44’S e longitude 048°10’W (Figura 3.1), numa profundidade aproximada de 80 metros.



Figura 3.3 - Boia “*Waverider Mark II*” usada no litoral de Florianópolis.
Fonte: Melo et al. (2008).

O “*Waverider*” mede a altura das ondas utilizando um simples acelerômetro com seu eixo sensor coincidente com a direção vertical. A medida direcional é feita com dois acelerômetros fixos nos eixos cartesianos “x” e “y” que definem o plano horizontal. A partir dos movimentos em relação às direções “x”, “y” e “z” (vertical), as acelerações são calculadas e integradas duas vezes, obtendo-se os deslocamentos da boia e, conseqüentemente, as informações de altura e direção de ondas, esta última utilizando também uma bússola. O espectro é obtido com a aplicação de transformadas rápidas do Fourier em oito séries de 256 amostras extraídas a cada 200 segundos, durante meia hora de operação. As séries são somadas, obtendo-se 16 graus de liberdade em 1600 segundos de dados, e a média fornece o espectro de ondas desse período de amostragem do oceano, o qual é transmitido pelo equipamento. O ondógrafo estima os espectros de onda em 64 frequências, com resolução de 0,005 Hz na faixa 0,025 Hz a 0,1Hz, e resolução de 0,01 Hz na faixa de 0,1 Hz a 0,59 Hz. Mais especificações técnicas podem ser encontradas na brochura da Datawell bv (1999). No ano de 2003, os dados foram coletados em intervalos de uma hora, e a cada 30 minutos em 2004 (FRANCO e MELO, 2008). Esses registros são mostrados na Tabela 3.6 com suas datas e horários, além dos parâmetros altura significativa de onda (H_S), período de pico (T_P) e direção de propagação do pico (D_P).

Tabela 3.6 - Informações relativas à aquisição de 15 espectros de ondas no litoral de Florianópolis:

Data	Horário (UTC)	H_S (m)	T_P (s)	D_P (°)
11/02/2003	12:11:00	1,27	13,33	321
05/03/2003	01:11:00	1,53	11,11	359
18/03/2003	13:11:00	1,71	11,11	352
24/03/2003	02:11:00	1,85	12,50	325
09/04/2003	02:12:00	1,62	11,11	324
01/07/2003	12:57:00	1,39	9,09	280

(Continua)

Tabela 3.6 - Conclusão.

Data	Horário (UTC)	H_S (m)	T_P (s)	D_P (°)
23/07/2003	01:58:00	1,71	11,11	351
05/08/2003	12:57:00	1,40	6,67	255
11/08/2003	00:57:00	3,57	10,53	3
27/08/2003	01:29:00	2,31	11,11	1
01/10/2003	02:00:00	1,58	9,09	330
14/10/2003	13:02:00	1,38	10,00	296
05/11/2003	02:03:00	2,17	12,50	339
18/11/2003	13:34:00	1,48	8,33	257
07/12/2004	12:31:00	1,28	8,33	280

Já no litoral de Rio Grande, os dados foram fornecidos pelo Centro de Hidrografia da Marinha (CHM) e gerados pelo ondógrafo “*Watchman 100*”, fabricado pela “*Axys Environmental Systems*”. Esse sensor foi instalado em uma boia Minuano (Figura 3.4), empregada no Programa Nacional de Boias (PNBOIA). Esteve fundeada a cerca de 140 km do litoral de Rio Grande (Figura 3.2), no período de 2002 a 2004, também numa profundidade de cerca de 80 metros. O ondógrafo possuía apenas um acelerômetro para medição do deslocamento vertical, sendo, portanto não direcional. A aceleração é integrada em altura de onda por um circuito com características similares às do ondógrafo “*Datawell Waverider Mark II*”. 256 pontos são amostrados, porém a uma taxa de 1 Hz, e aplicada a análise de Fourier para construção do espectro. O processo também é realizado em oito séries de dados e a média entre elas resulta no espectro de ondas final, referente à cerca de 35 minutos de medição (AXYS, 2000). Os dados foram coletados em intervalos de uma hora e apenas os parâmetros H_S e T_P estão disponíveis, pois o ondógrafo não transmitia o espectro.



Figura 3.4 - Boia Minuano, dotada de ondógrafo não direcional.
Fonte: CHM (2010).

Foram escolhidas as 34 datas com o menor intervalo de tempo entre os horários de aquisição em relação aos espectros SAR disponibilizados pela ESA (Tabela 3.3). Esses registros são mostrados na Tabela 3.7 com suas datas e horários, além dos parâmetros supracitados.

Tabela 3.7 - Dados de H_S e T_P relativos a 34 datas no litoral de Rio Grande:

Data	Horário (UTC)	H_S (m)	T_P (s)
18/12/2002	01:50:00	2,54	9,14
22/12/2002	12:50:00	2,55	6,74
03/01/2003	01:50:00	1,88	8,53
26/01/2003	12:50:00	1,51	12,19
14/02/2003	12:50:00	2,17	10,24
14/03/2003	01:50:00	2,92	12,80
21/03/2003	12:50:00	3,24	9,14
06/04/2003	12:50:00	3,48	12,19
18/04/2003	01:50:00	1,88	12,19
25/04/2003	12:50:00	0,87	6,40
07/05/2003	01:50:00	2,33	10,67

(Continua)

Tabela 3.7 - Conclusão.

Data	Horário (UTC)	H_S (m)	T_P (s)
11/05/2003	12:50:00	1,88	6,24
15/06/2003	12:50:00	2,78	6,40
27/06/2003	01:50:00	2,01	10,67
04/07/2003	12:50:00	1,77	10,67
16/07/2003	01:50:00	3,36	10,24
20/07/2003	12:50:00	1,33	8,00
08/08/2003	12:50:00	1,95	10,24
20/08/2003	01:50:00	2,22	12,19
24/08/2003	12:50:00	3,14	8,53
24/09/2003	01:50:00	1,56	6,74
28/09/2003	12:50:00	1,54	11,13
17/10/2003	12:50:00	2,22	8,00
29/10/2003	01:50:00	1,60	9,85
02/11/2003	12:50:00	2,87	9,48
14/11/2003	01:50:00	4,03	11,64
21/11/2003	12:50:00	2,70	11,13
03/12/2003	01:50:00	1,28	10,24
07/12/2003	12:50:00	2,11	11,13
19/12/2003	01:50:00	2,28	6,56
26/12/2003	12:50:00	2,15	6,74
07/01/2004	01:50:00	2,07	8,26
11/01/2004	12:50:00	1,11	7,11
23/01/2004	01:06:00	1,60	6,92

3.5 Métodos

Os espectros SAR foram selecionados baseados em critérios de distância e período de aquisição com relação às boias, conforme feito também por

Violante-Carvalho et al. (2005). Assim, foram escolhidos dados SAR cujas distâncias entre a posição das boias e o centro da “*imagettes*” fossem de, no máximo, 100 km e a diferença de tempo entre as aquisições de, no máximo, 60 minutos. Os critérios foram mais rígidos em razão da menor distância das boias à costa. Com isso, 49 espectros SAR foram selecionados (15 da região de Florianópolis e 34 de Rio Grande). Com relação ao WW3, as saídas do modelo foram configuradas para posições muito próximas às dos espectros SAR em intervalos bem curtos, como descrito anteriormente.

A partir dos espectros de ondas oriundos do SAR, dos ondógrafos e do modelo, três parâmetros da agitação marítima, de grande interesse operacional para caracterização do campo de ondas, foram extraídos para comparação e avaliação do desempenho do SAR: a altura significativa de onda, o período de pico e direção de propagação do pico mais energético (WMO, 1998).

3.5.1 Altura significativa de ondas, período de pico e direção do pico

A altura significativa de ondas foi calculada conforme a Equação 2.30 para os espectros obtidos pelos ondógrafos e pelo WW3. Com relação ao SAR, os espectros direcionais encontravam-se no domínio de λ (unidade m^4) e foram convertidos para o espaço (f, θ) , multiplicado-se o valor de cada célula do histograma direcional por um fator $4\pi k\sqrt{k/g}$. As frequências do espectro foram discretizadas aplicando-se a relação de dispersão:

$$f = \frac{1}{2\pi} \sqrt{gk \tan(kh)} \quad (3.1)$$

aos 24 valores de λ do domínio original ($\lambda = 2\pi/k$). Com isso, os espectros passaram a estar em unidades de (m^2/Hz) e H_s foi calculada conforme a equação citada anteriormente (JOHNSEN, 2005).

A fim de avaliar o desempenho do SAR em mais detalhes espectrais, foram realizadas comparações em termos de altura de onda em banda estreita, como definida por Voorrips et al. (2001):

$$H_{T_1, T_2} = 4 \sqrt{\int_{1/T_2}^{1/T_1} E(f) df} \quad (3.2)$$

onde $E(f)$ é o espectro unidimensional de ondas e $[T_1, T_2]$ o intervalo de período de onda considerado. Foram usados os intervalos [0 a 8 s], [8 a 12 s], [12 a 16 s] e [maior que 16 s]. Com base nessa ideia, foram também realizadas comparações calculando-se a altura de onda em setores direcionais do espectro (norte, sul, leste e oeste), conforme a relação:

$$H_{\theta_1, \theta_2} = 4 \sqrt{\int_{\theta_1}^{\theta_2} E(\theta) d\theta} \quad (3.3)$$

onde $E(\theta)$ é o espectro unidimensional de ondas e $[\theta_1, \theta_2]$ o intervalo (setor) direcional em que a energia foi integrada. Foram usados os intervalos [315° a 45°], [45° a 135°], [135° a 225°] e [225° a 315°], associados às direções norte, leste, sul e oeste, respectivamente. As direções são referentes ao norte verdadeiro (0°)

O período de pico foi obtido a partir da Equação 2.31, no espectro unidimensional $E(f)$.

A direção de propagação do pico mais energético (D_p) do espectro foi calculada pelo “software” proprietário do ondógrafo instalado em Florianópolis, utilizando a Equação 2.29. Quanto aos dados SAR e WW3, essa informação foi

extraída diretamente dos espectros direcionais conforme a Figura 3.5, referente ao dia 05/03/2003 em Florianópolis. O espectro de ondas WW3 (Figura 3.5a) apresenta a distribuição de energia por período, enquanto o SAR (Figura 3.5b) a apresenta ao longo de comprimentos de onda. Em ambos, a direção do pico ($T = 11,67$ s para WW3 e $\lambda = 221$ m) foi de 0° (sentido para onde o sistema se desloca). Quando houve mais de um sistema, o pico mais energético foi considerado. A profundidade do local era de aproximadamente 155 metros.

A quantificação das diferenças entre os resultados das medições do SAR, das boias e do modelo foi realizada com o uso de parâmetros estatísticos. Sendo M o valor da medição (SAR, WW3 ou Boia) e N o número de datas, tem-se:

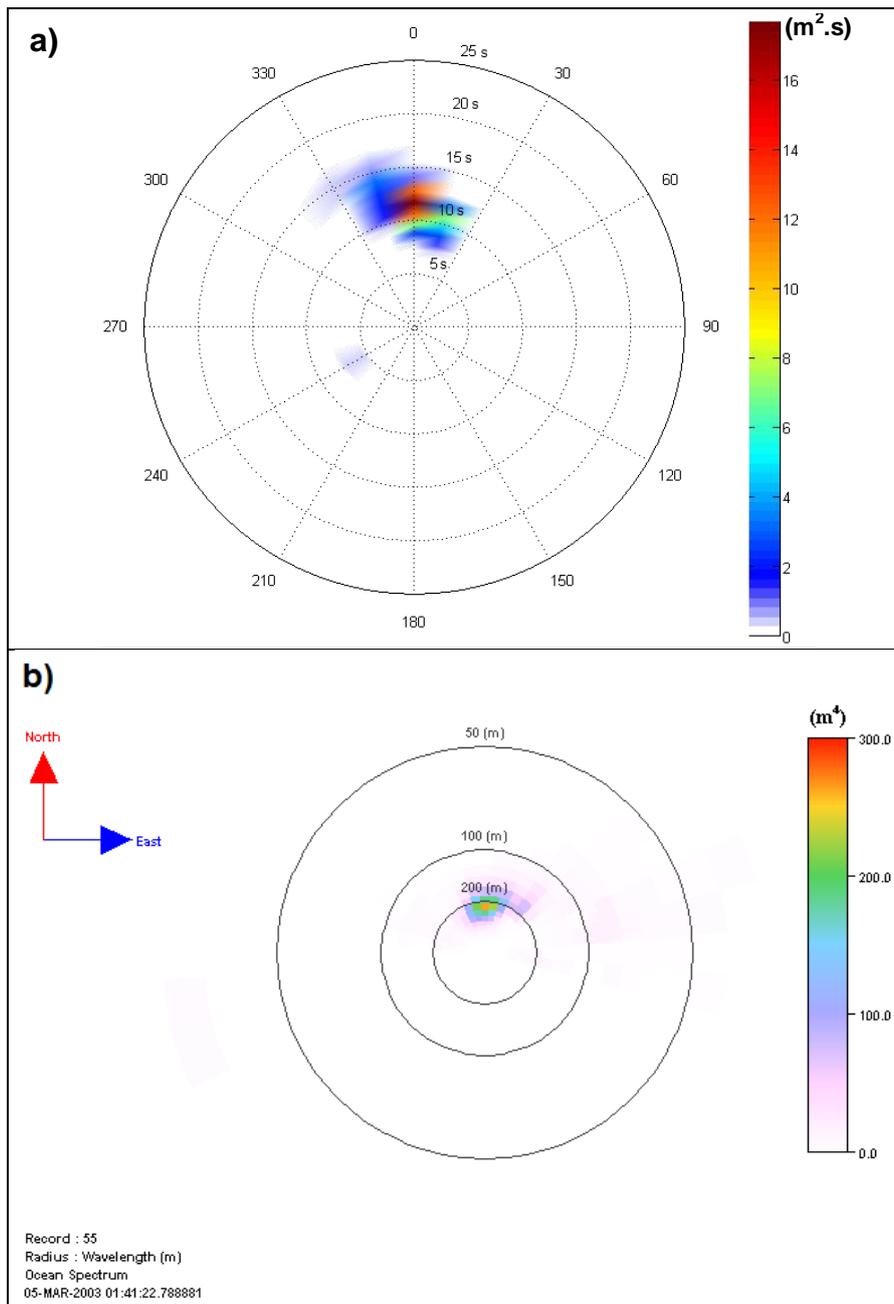


Figura 3.5 - Exemplo de espectros WW3 (a) e SAR (b) em 05/03/2003, ao largo de Florianópolis. Em ambos, a direção do pico foi de 0°.

- Valor médio (μ):

$$\mu = \frac{\sum_{i=1}^N M_i}{N} \quad (3.4)$$

- Desvio padrão (σ):

$$\sigma = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^N (M_i - \mu)^2}{N}} \quad (3.5)$$

- Viés: esse parâmetro expressa o erro sistemático ou tendenciosidade de um sensor em subestimar (valor negativo), ou superestimar (valor positivo) uma determinada medição (SAR) em relação a outra (WW3 ou boias). Definido como:

$$\text{Viés} = \frac{\sum_{i=1}^N [M_{SAR_i} - (M_{WW3_i} \text{ ou } M_{Boia_i})]}{N} \quad (3.6)$$

- Erro Médio Quadrático (EMQ): expressa a magnitude da diferença de medição entre os sensores, sem levar em consideração o sinal (positivo ou negativo). Definido como:

$$\text{EMQ} = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^N [M_{SAR_i} - (M_{WW3_i} \text{ ou } M_{Boia_i})]^2}{N}} \quad (3.7)$$

- Índice de Espalhamento (IE): Definido como a razão entre o erro médio quadrático (EMQ) e o valor médio das medições do SAR. Quanto menor esse índice, melhor a concordância entre as medidas das boias/WW3 com o SAR (idealmente IE = 0):

$$\text{IE} = \frac{\text{EMQ}}{\mu_{SAR}} \quad (3.8)$$

- Inclinação Quadrática Média (IQM): é o coeficiente da regressão linear que passa pela origem, em uma análise na qual nenhum dos dois conjuntos de dados é considerado como referência, mas que contribuem igualmente para

o erro. A situação é ideal para $IQM = 1$; se $IQM > 1$, o SAR superestima os maiores valores (ou subestima os menores) em relação às medições efetuadas pelo WW3/boias, enquanto que ocorre o oposto quando $IQM < 1$ (LALBEHARRY, 2001; MELO et al., 2008). Definido como:

$$IQM = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^N [(M_{WW3_i} \text{ ou } M_{Boia_i})]^2}{\sum_{i=1}^N [(M_{SAR_i})]^2}} \quad (3.9)$$

O fluxograma descritivo da metodologia é apresentada na Figura 3.6:

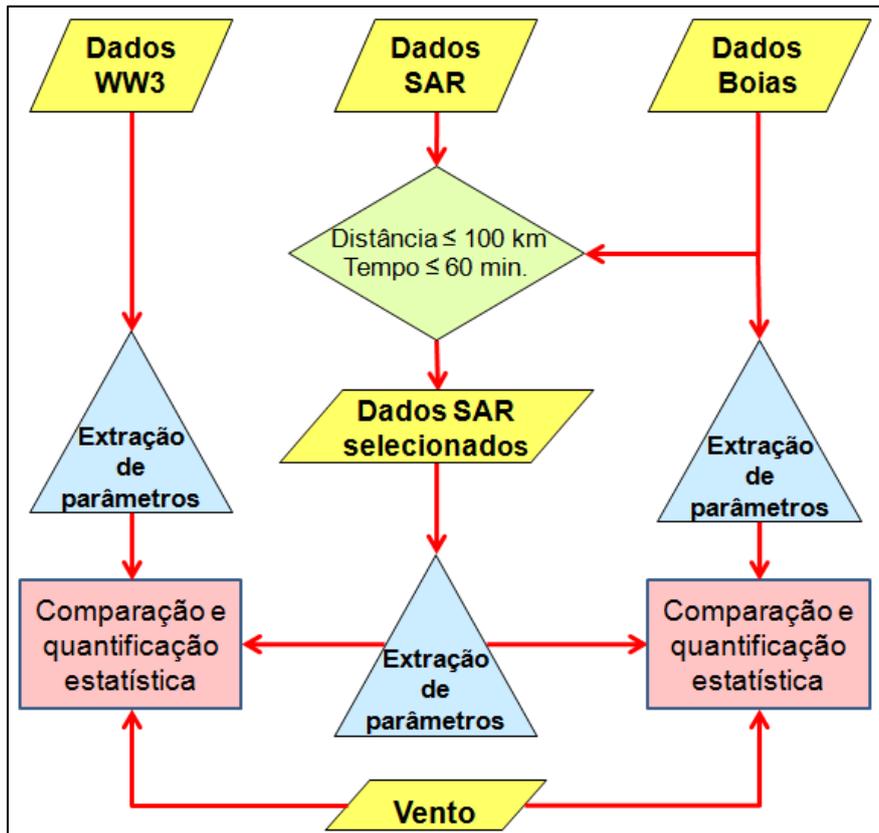


Figura 3.6 - Fluxograma descritivo da metodologia de comparação entre os espectros SAR e os derivados de ondógrafo e do modelo WW3.

Análises também foram realizadas levando-se em conta a direção de imageamento em relação à de propagação das ondas, bem como a velocidade

do vento utilizado no modelo WW3, interpolada para a posição e instante de aquisição dos espectros SAR em Florianópolis (Tabela 3.8) e de Rio Grande (Tabela 3.9):

Tabela 3.8 - Velocidade do vento referente às 15 datas no litoral de Florianópolis:

Data	Velocidade (m/s)
11/02/2003	3,20
05/03/2003	5,23
18/03/2003	2,53
24/03/2003	2,68
09/04/2003	4,49
01/07/2003	4,11
23/07/2003	5,77
05/08/2003	4,39
11/08/2003	3,96
27/08/2003	3,94
01/10/2003	3,92
14/10/2003	1,75
05/11/2003	3,48
18/11/2003	5,29
07/12/2004	3,08

Tabela 3.9 - Velocidade do vento referente às 34 datas no litoral de Rio Grande:

Data	Velocidade (m/s)
18/12/2002	8,08
22/12/2002	11,48
03/01/2003	7,42
26/01/2003	4,57

(Continua)

Tabela 3.9 - Conclusão.

Data	Velocidade (m/s)
14/02/2003	4,38
14/03/2003	7,66
21/03/2003	10,66
06/04/2003	9,80
18/04/2003	9,17
25/04/2003	7,46
07/05/2003	11,77
11/05/2003	7,84
15/06/2003	12,90
27/06/2003	8,55
04/07/2003	4,09
16/07/2003	10,08
20/07/2003	10,21
08/08/2003	6,55
20/08/2003	7,90
24/08/2003	9,26
24/09/2003	7,17
28/09/2003	7,09
17/10/2003	6,66
29/10/2003	7,66
02/11/2003	7,27
14/11/2003	9,06
21/11/2003	4,89
03/12/2003	3,14
07/12/2003	8,30
19/12/2003	10,73
26/12/2003	9,57
07/01/2004	7,03
11/01/2004	4,97
23/01/2004	8,29

4 RESULTADOS E DISCUSSÕES

Serão aqui detalhados os resultados das comparações realizadas entre os sensores/modelo de ondas e avaliado o desempenho do SAR na estimação dos principais parâmetros que caracterizam o campo de ondas, levando em consideração a direção de imageamento do satélite e as informações do vento. Os resultados serão apresentados basicamente em diagramas de dispersão e divididos em termos de altura significativa, período de pico e direção de propagação do pico.

4.1 Altura significativa de onda (H_S)

A Figura 4.1 apresenta o diagrama de dispersão entre o SAR e as boias (a) e entre o SAR e o modelo WW3 (b), com os parâmetros estatísticos referentes às medições. Cada ponto nesse diagrama corresponde a H_S obtida pelo SAR (eixo y) e pelas boias/WW3 (eixo x); a reta de inclinação 45° (preta) representa o que seria uma correlação perfeita; a reta vermelha foi traçada com a inclinação quadrática média (IQM) passando pela origem.

Notou-se uma melhor concordância do SAR como o WW3, pois todos os parâmetros estatísticos apresentaram valores mais favoráveis (μ e σ similares; menor viés, EMQ e IE; e IQM mais próxima de 1). Outro aspecto observado é o viés negativo em ambos os conjuntos de dados, o que pode ser explicado pela degradação do espectro nas altas frequências devido a não linearidade do imageamento causada pelo efeito de “*velocity bunching*”. Com isso, há uma lacuna espectral entre as vagas e as menores ondas que podem ser medidas pelo SAR na direção de azimute, significando menos energia para ser integrada na Equação 2.30. Consequentemente, ocorreu uma subestimação do valor de H_S , também verificada por Mastenbroek e De Valk (2000) ao compararem H_S proveniente de SAR dos satélites ERS e de boias.

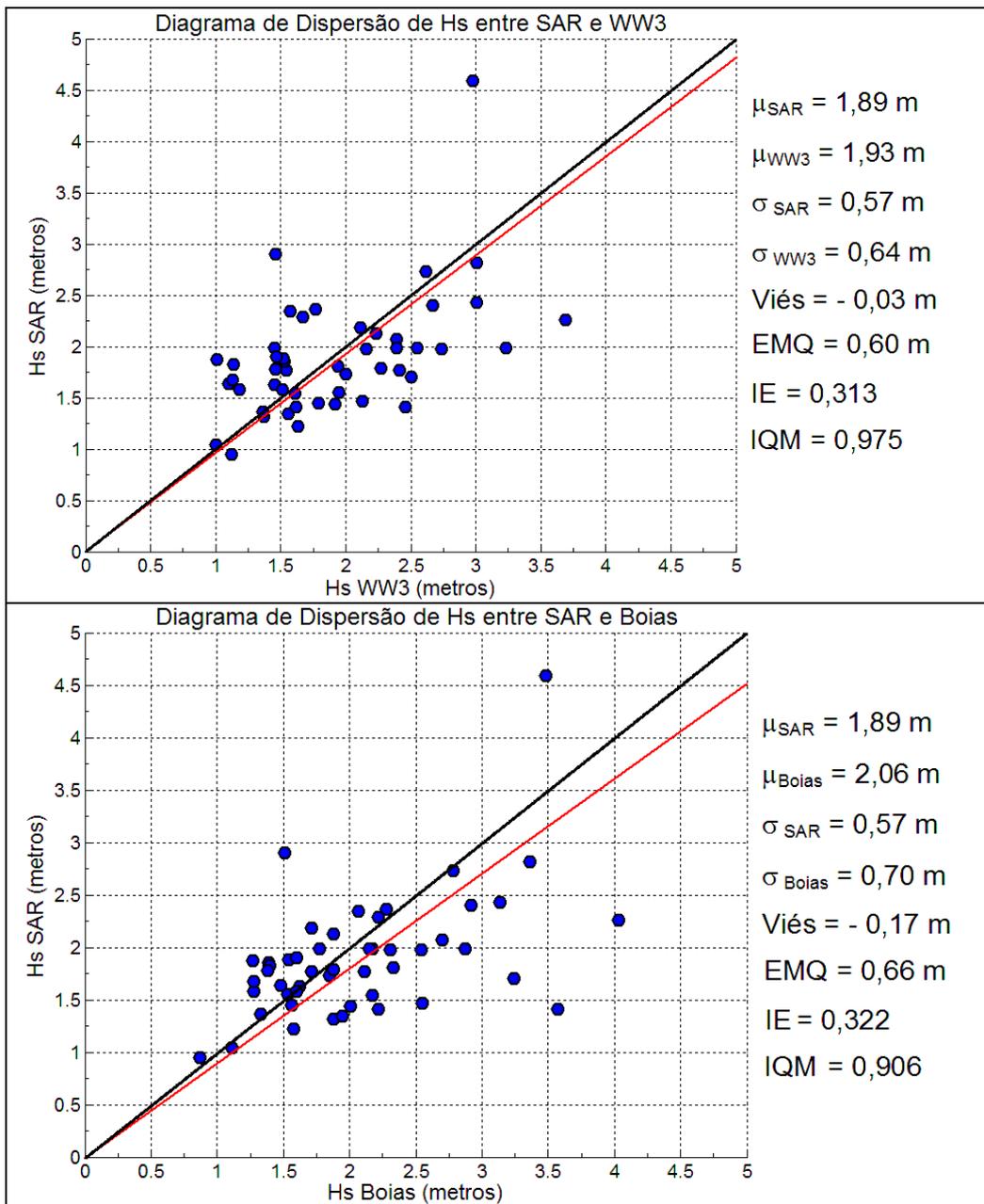


Figura 4.1 - Diagramas de dispersão de H_s entre SAR e WW3 (painel superior) e entre SAR e boias (painel inferior), com os parâmetros estatísticos (μ , σ , viés, EMQ, IE e IQM) associados. Reta na cor vermelha traçada com a inclinação dada pela IQM passando pela origem. Reta na cor preta com inclinação de 45° passando pela origem representa a correlação perfeita.

Outro aspecto observado foi o aumento da diferença a partir de 2,5 metros, possivelmente causado pelo crescimento da não linearidade que é função, entre outros fatores, de H_s (Equação 2.46). Assim, quanto maior a altura

significativa, maior o erro na estimativa desse parâmetro pelo SAR. Johnsen e Collard (2007), ao compararem H_s estimada pelo ASAR com o modelo WAM e por 5 boias, também encontraram vieses negativos iguais a - 0,18 m (SAR-WAM) e - 0,12 m (SAR-boias). Já Violante-Carvalho et al. (2005) compararam 105 valores de H_s do SAR dos satélites ERS com dados de boia e encontraram viés positivo (0,22 m).

Como verificação, o diagrama de dispersão entre WW3 e boias também foi elaborado (Figura 4.2):

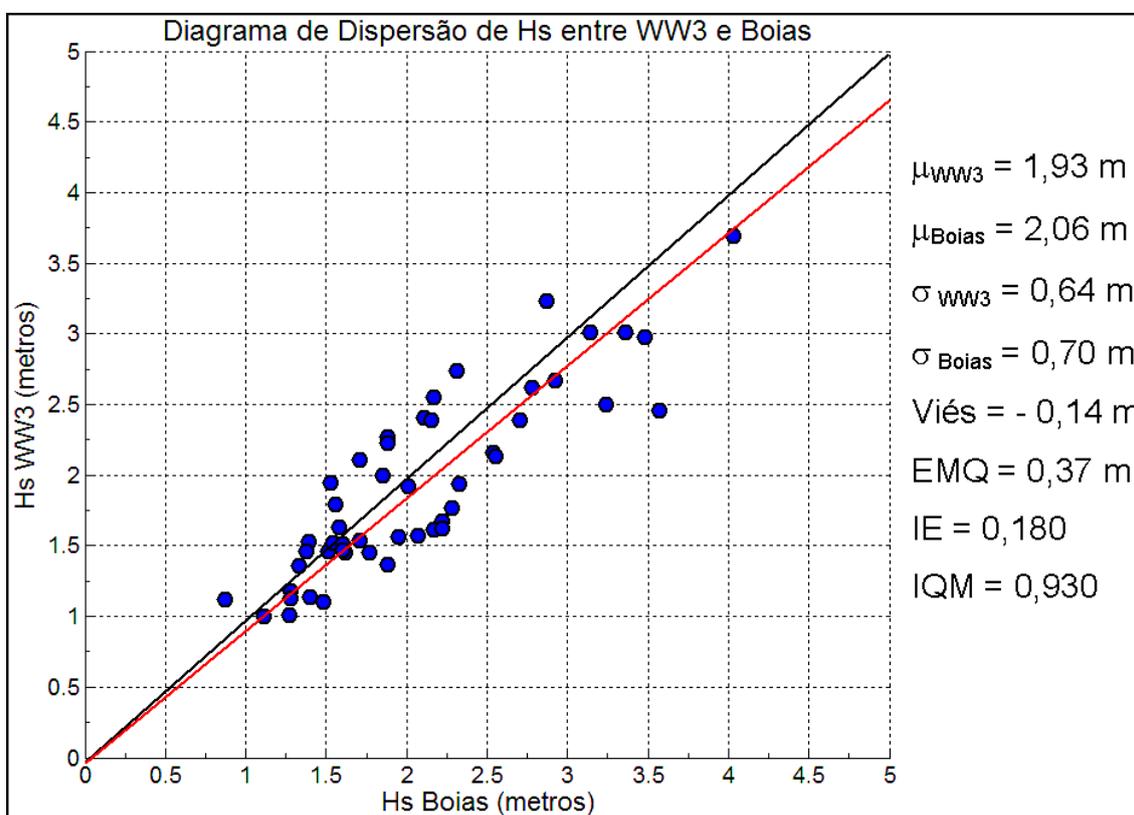


Figura 4.2 - Diagrama de dispersão de H_s entre WW3 e boias. Ver legenda da Figura 4.1.

O resultado foi bem razoável entre eles. As médias e desvios padrões apresentaram valores bem próximos; EMQ e IE foram bem menores (0,37 m e 0,18) se comparados com as medidas do SAR. Esses parâmetros também foram menores do que os encontrados no trabalho de Melo et al. (2008) (EMQ

= 0,49 m / IE = 0,29 / IQM = 1,11), que comparou dados de WW3 e de ondógrafo; a discrepância observada foi em relação ao viés: negativo neste estudo (modelo subestima H_s) e positivo (0,15 m) no de Melo et al. (2008); já Violante-Carvalho et al. (2005) obtiveram viés praticamente nulo (0,04 m) ao compararem o modelo WAM com dados de boia. Essas diferenças talvez fossem menores, caso se dispusesse de um número maior de dados para a análise.

Quanto à análise da altura de onda em bandas espectrais estreitas (Equação 3.2), a Figura 4.3 mostra o resultado da comparação do SAR com WW3/boias em termos de viés e EMQ. A comparação SAR-WW3 envolveu as 49 datas, enquanto que SAR-boia apenas as 15 datas de Florianópolis, uma vez que não se dispunha dos espectros do ondógrafo de Rio Grande. O desempenho do SAR em relação aos dois sensores variou ao longo dos períodos de onda. Na comparação SAR x WW3, o viés obteve um valor negativo (- 0,47 m) no intervalo de 0 a 8 s, uma tendência de superestimação entre 8 e 16 s, porém menor (0,27 m), e um viés levemente positivo na região de maiores períodos. Já a comparação SAR-boia obteve um comportamento semelhante, exceto pelo viés negativo inicial menor (- 0,26 m) e praticamente nulo na faixa de 8 a 12 s. Quanto ao EMQ, houve uma sensível redução de valores, à medida que se deslocou dos menores períodos (maiores frequências do espectro) para os maiores, em ambas as análises.

Desse modo, o SAR mostrou-se mais coerente na região de baixa frequência (maiores períodos) espectro, região esta pouco afetada pelos efeitos de não linearidade, mesmo com as ondas (marulhos) propagando-se na direção de azimute.

Na análise da altura de onda em setores direcionais do espectro (Equação 3.3), foi realizada somente a comparação do SAR com WW3, devido à

disponibilidade de apenas 15 espectros da boia de Florianópolis. A Figura 4.4 mostra o resultado em termos de viés e EMQ.

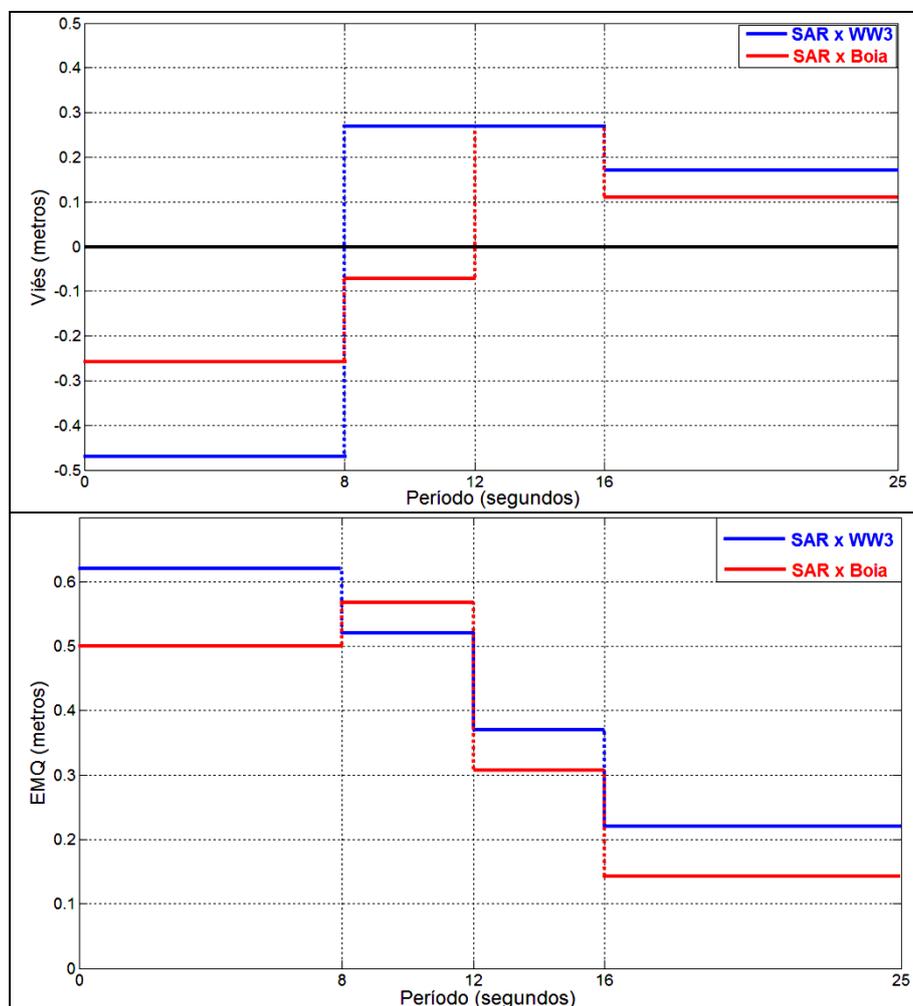


Figura 4.3 - Comparação em termos de viés (painel superior) e de EMQ (inferior) da altura de onda em bandas estreitas de período, entre o SAR e o modelo WW3 e entre o SAR e a boia.

É possível notar que a maior subestimação do SAR ocorre nos setores norte (315° a 45°) e sul (135° a 225°) do espectro, com valores de viés $-0,47$ m e $-0,39$ m, respectivamente. Esses setores correspondem à direção de azimute do satélite (347° para passagem ascendente e 193° para passagem descendente), onde há maior perda de informação devido ao comprimento de onda azimutal de corte e, conseqüentemente, menos energia a ser integrada no cálculo da altura de onda, o que explica o viés negativo e de maior valor

absoluto, quando comparado com as direções leste (0,10 m) e oeste (0,25 m). O EMQ também apresentou essa tendência, ou seja, os melhores resultados foram para as direções leste (45° a 135°) e oeste (225° a 335°), com valores de 0,33 m e 0,41 m, respectivamente. As direções de azimute apresentaram EMQ de 0,88 m para norte e 0,68 m para sul.

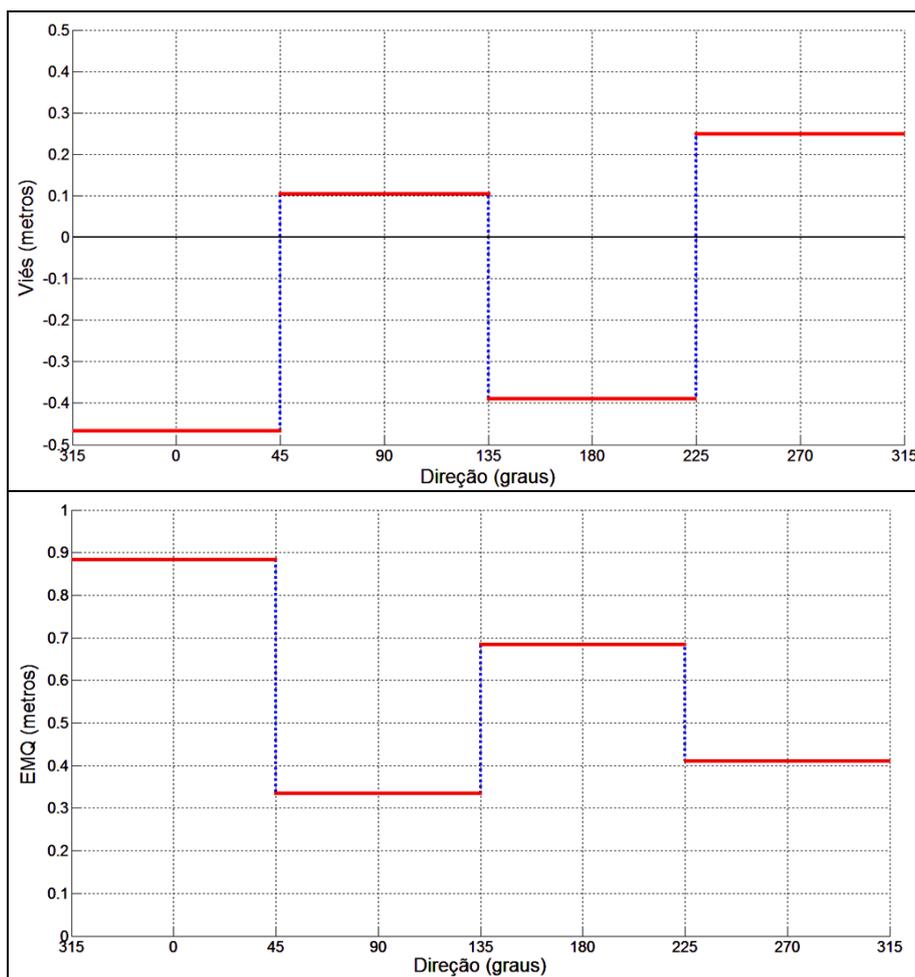


Figura 4.4 - Comparação em termos de viés (painel superior) e de EMQ (inferior) da altura de onda em bandas direcionais do espectro, entre o SAR e o modelo WW3. As direções são referentes ao norte verdadeiro.

O desempenho do SAR em estimar H_S , de acordo com a direção de propagação das ondas em relação às direções de imageamento (azimute e alcance), também foi verificado. Observou-se que, geralmente, a diferença em módulo entre as alturas significativas (H_S medido pelo SAR menos H_S medido

pelo WW3/boias) foram menores quando o ângulo formado entre as retas que contêm as direções de propagação do pico e de azimute foi maior que 45° (mais próxima à direção de alcance). A Figura 4.5 ilustra esse resultado, onde $\mu_{\text{SAR-WW3}}$, $\mu_{\text{SAR-Boias}}$, $\sigma_{\text{SAR-WW3}}$, $\sigma_{\text{SAR-Boias}}$, representam a média e o desvio padrão das diferenças em módulo de H_S entre SAR e WW3 e SAR e boias, além do EMQ. Idealmente, esses valores deveriam ser nulos. Das 49 datas, 21 apresentaram ondas com direção de propagação próxima a de azimute (entre 0° e 45°) e 28 com direção próxima a de alcance (entre 45° e 90°).

Apesar das poucas datas disponíveis para uma análise estatística mais conclusiva, algumas tendências foram observadas: a média das diferenças de H_S entre SAR-WW3 e SAR-boias reduziu-se de aproximadamente 0,60 m, nas datas em que as ondas propagavam próximas à direção de azimute, para 0,37 m nas datas em que as ondas viajavam em uma direção próxima a de alcance; e os valores de EMQ e desvio padrão dessa diferença também caíram para cerca da metade ou menos, na comparação entre os dois grupos. Assim, as informações de H_S mostraram-se mais confiáveis para ondas se propaguem mais próximas à direção de alcance, onde os efeitos de não linearidade são menores (Figura 2.16).

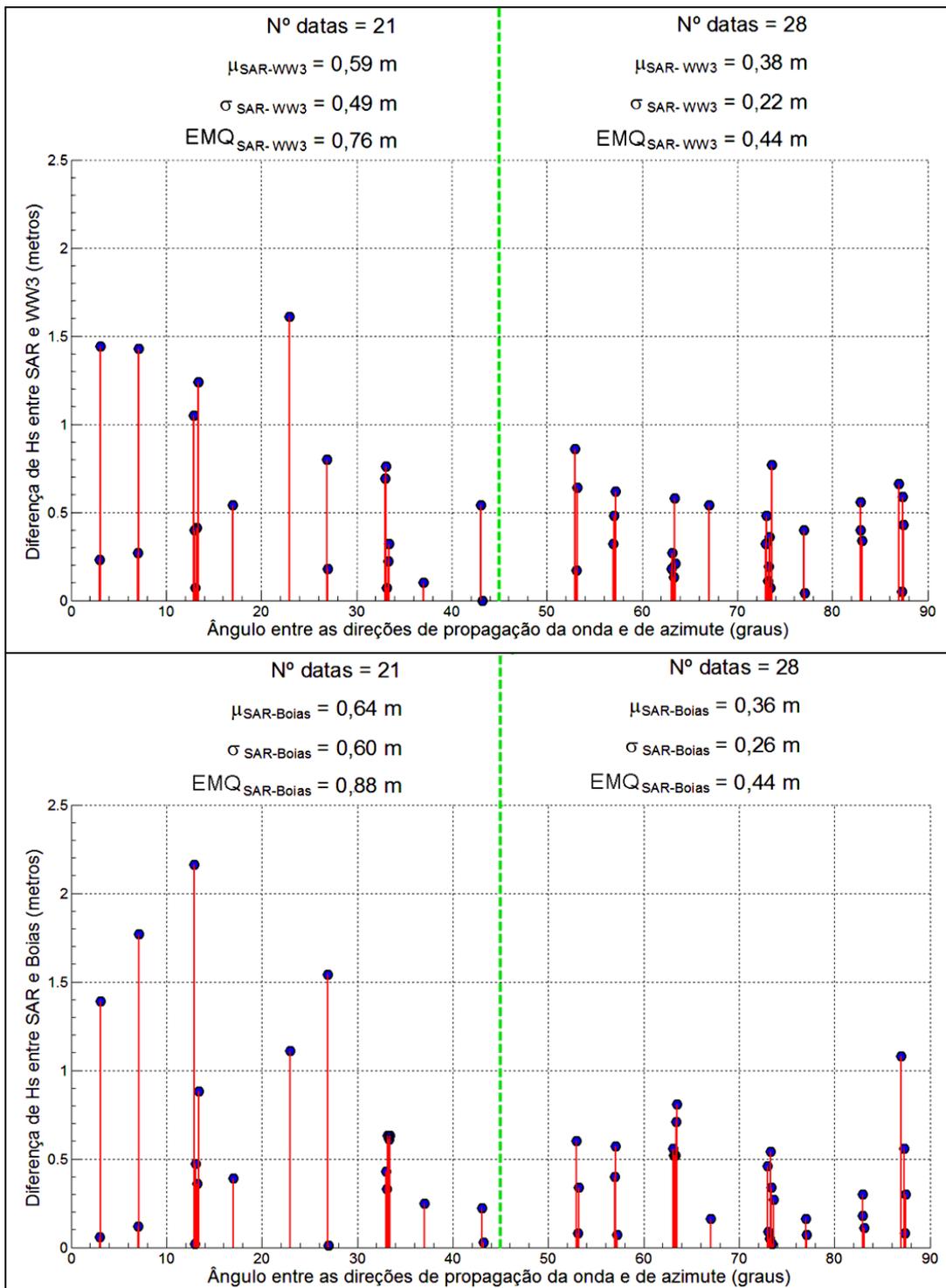


Figura 4.5 - Variação da diferença (em módulo) de H_s entre SAR e WW3 (painel superior) e entre SAR e Boias (inferior), de acordo com o ângulo entre as direções de propagação do pico e de azimute. Linha tracejada na cor verde delimita as 21 datas com ondas que se propagam na direção próxima a de azimute (0° a 45°), das 28 que se propagam na direção próxima a de alcance (45° a 90°). Parâmetros estatísticos da diferença nos dois agrupamentos encontram-se na parte superior de cada painel.

As análises apresentadas anteriormente (Figura 4.1) foram refeitas, agrupando-se as datas de acordo com a direção de propagação das ondas em relação à direção de azimute. Na comparação SAR-boias (Figura 4.6), as médias de H_S obtida pelos sensores tornaram-se mais próximas (diferença de 0,24 m passou a 0,14 m), IE reduziu-se a praticamente a metade, IQM aproximou-se da unidade e o viés negativo reduziu-se de - 0,22 m a - 0,14 m. Apenas o desvio padrão não apresentou uma convergência de valores.

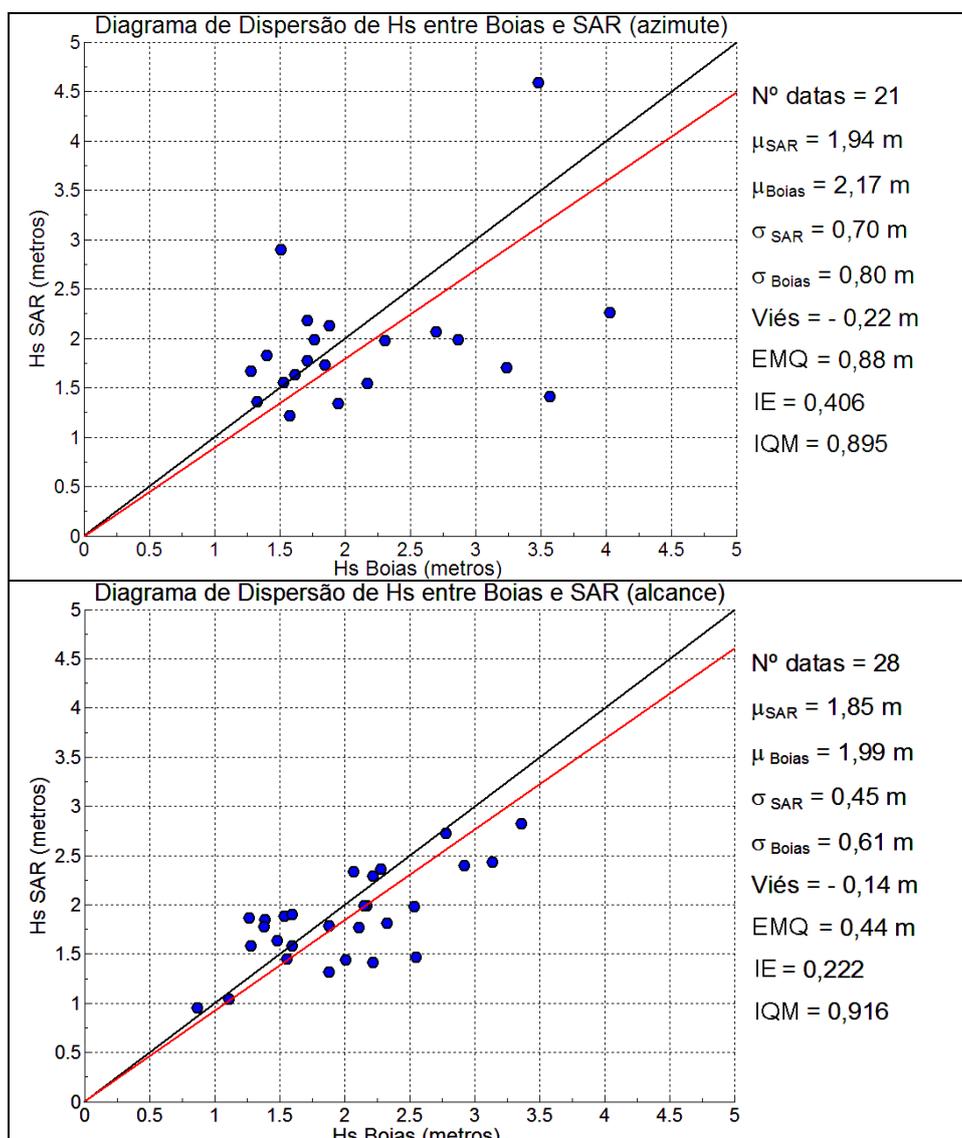


Figura 4.6 - Diagramas de dispersão de H_S entre SAR e boias, nas 21 datas em que as ondas se propagam próximas à direção de azimute (painel superior) e nas 28 datas em que as ondas se propagam próximas à direção de alcance (painel inferior). Ver legenda da Figura 4.1.

Quanto à comparação SAR-WW3, os resultados também foram semelhantes, com as médias igualando-se (1,85 m) e o viés tornando-se nulo (Figura 4.7).

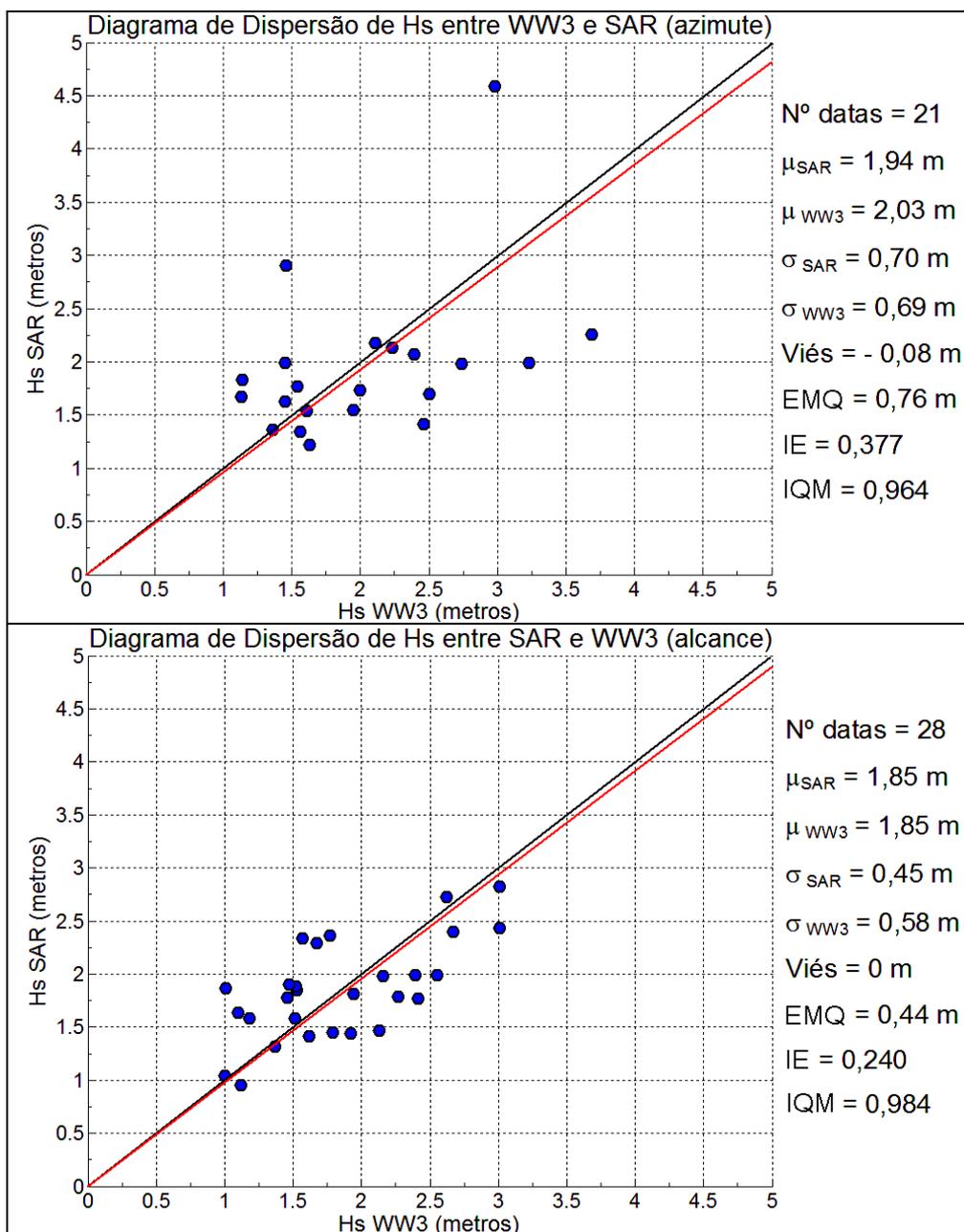


Figura 4.7 - Diagramas de dispersão de H_s entre SAR e WW3. Ver legenda da Figura 4.6.

Outra variável estudada na avaliação do SAR foi o vento no instante da aquisição. Os resultados da diferença de H_S em função da intensidade do vento estão apresentados na Figura 4.8:

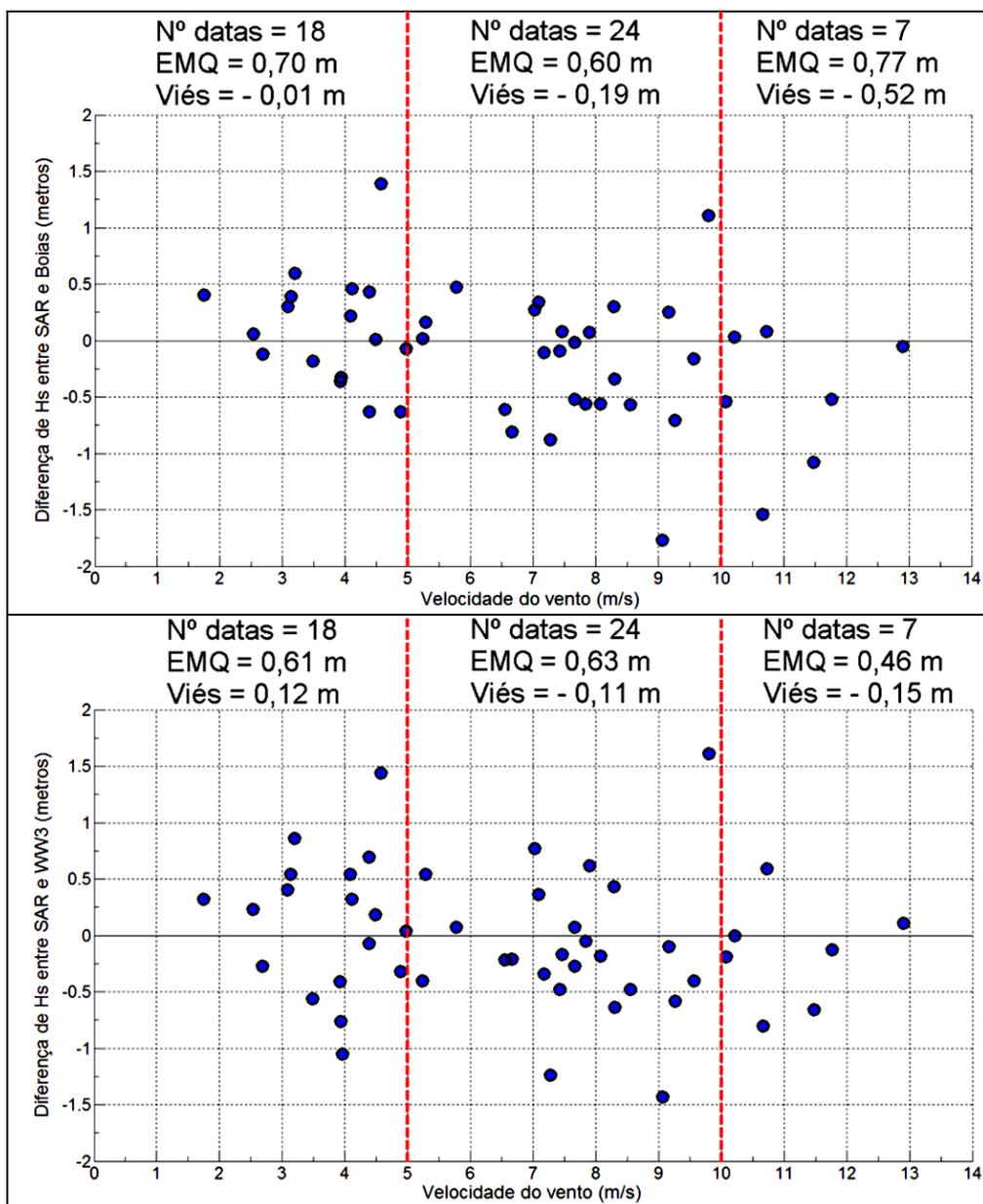


Figura 4.8 - Diferença de H_S entre SAR e boias (painel superior) e entre SAR e WW3, (painel inferior) de acordo com a velocidade do vento. Linhas tracejadas na cor vermelha delimitam 3 faixas de intensidade, nas quais são calculados EMQ e viés das medições.

Foi realizada uma análise em 3 faixas de intensidade do vento: 0 a 5 m/s (fraco); 5 a 10 m/s (moderado) e acima de 10 m/s (forte). Mesmo assim, foi possível perceber um aumento da subestimação de H_S pelo SAR, quando comparado aos dados provenientes das boias, à medida que o vento se intensifica. Mesmo com a pequena quantidade de dados (7 datas) para ventos acima de 10 m/s, a subestimação aumenta provavelmente pela ampliação do efeito do comprimento de onda azimutal de corte, que filtra a contribuição das vagas no espectro SAR em condições de vento forte (JOHNSEN et al., 2003). A faixa 5 a 10 m/s apresentou menor EMQ (0,60 m), concordando com o trabalho de Johnsen et al. (2003) que comparou o ENVISAT ASAR com o modelo de ondas WAM (Figura 4.9).

Na comparação com o WW3, o SAR apresentou um viés positivo em situações de vento fraco. Johnsen et al. (2003) também chegaram a esse resultado na comparação com o WAM devido, possivelmente, ao ASAR ter a tendência de superestimar o retroespalhamento do sinal radar e, conseqüentemente, H_S para ventos de baixa intensidade. Já o menor valor de EMQ (0,46 m) para a faixa de intensidade maior que 10 m/s deve ser observado com ressalvas, devido ao reduzido número de datas em que o vento atingiu esse intervalo. Além do mais, como descrito anteriormente, as informações de vento são provenientes de uma base de dados global, com resolução temporal de 3 horas e espacial de $1^\circ \times 1,25^\circ$, sendo, portanto interpolados para as posições dos espectros.

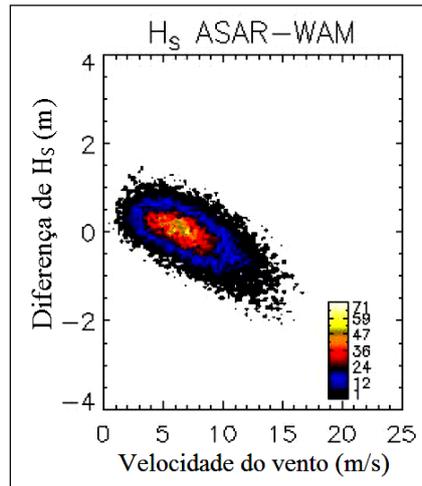


Figura 4.9 - Diferença de H_S entre ASAR e WAM em função da velocidade do vento. Escala de cores refere-se à densidade de pontos. Fonte: Adaptado de Johnsen et al. (2003).

4.2 Período de pico (T_p)

Inicialmente, as mesmas análises realizadas com relação à H_S foram feitas para T_p . O resultado encontra-se na Figura 4.10.

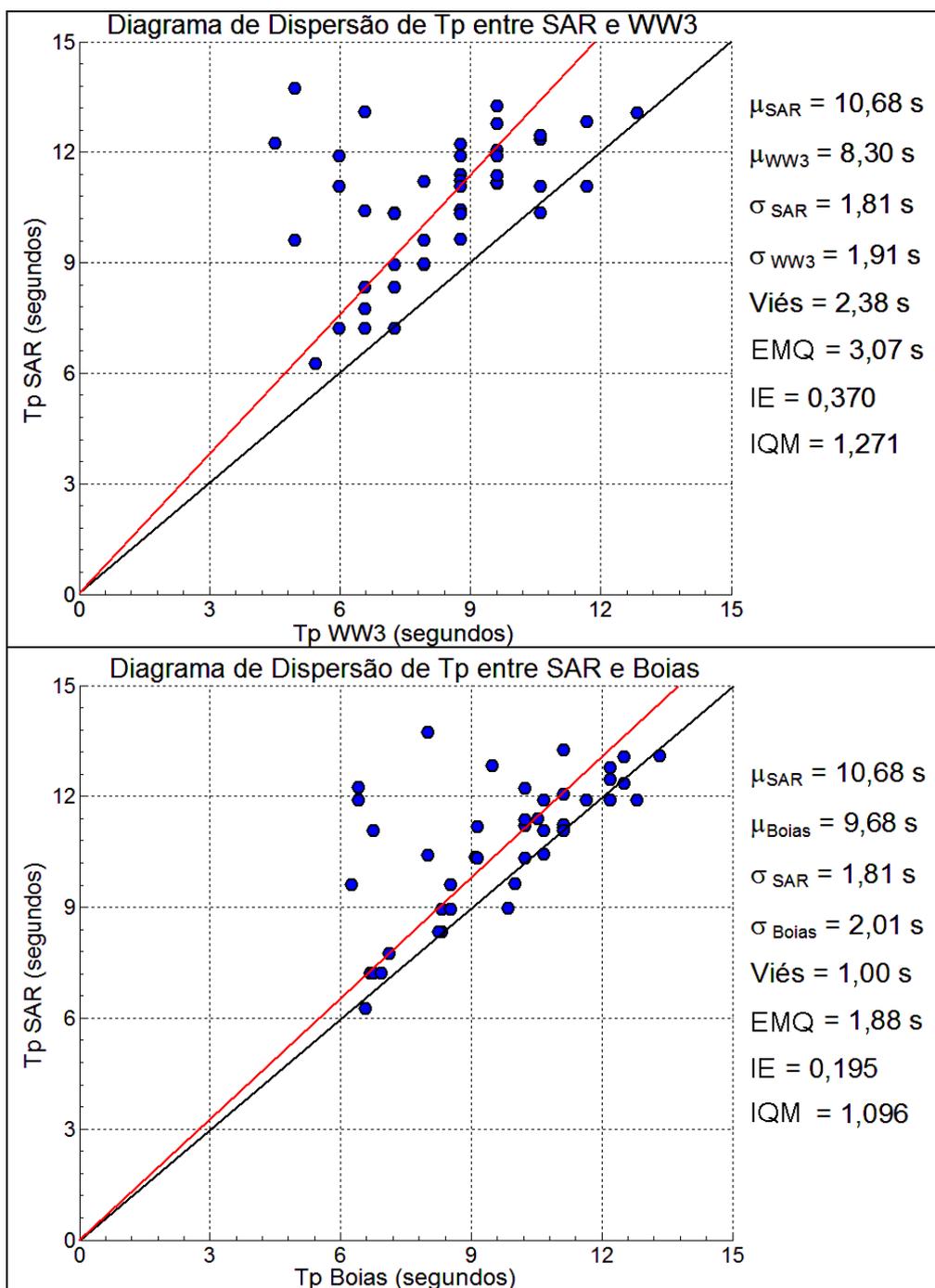


Figura 4.10 - Diagramas de dispersão de T_p entre SAR e WW3 (painel superior) e entre SAR e boias (painel inferior). Ver legenda da Figura 4.1

Observou-se, principalmente, a superestimação do período de pico pelo SAR nas duas comparações. Novamente, uma possível explicação pode estar no “corte” das ondas com períodos menores que se propagam na direção azimutal, o que causaria maior predominância dos marulhos (maiores períodos)

no espectro SAR. A direção de azimute é de 347°, para órbitas de passagem ascendente, e 193° para órbitas de passagem descendente. Ou seja, mares com períodos de pico curtos ($\lambda < \lambda_c$) que se propagavam na direção norte-sul ou vice-versa foram filtrados pelo SAR, mas registrados pelos ondógrafos e pelo WW3. Ao contrário de H_S , as informações de T_p proveniente das boias obtiveram uma melhor concordância com o SAR, mensurado pelas médias mais próximas ($\mu_{\text{SAR}} = 10,68$ s; $\mu_{\text{Boias}} = 9,68$ s) e menores viés (1,00 s), EMQ (1,88 s) e IE (0,195), além da IQM mais próxima a um.

Johnsen et al. (2003) encontraram valores de EMQ e viés iguais a 3,1 s e 0,5 s, respectivamente, na comparação ASAR-WAM. Johnsen e Collard (2007) encontraram também para o ENVISAT ASAR um viés de 0,07 s em relação ao WAM, e 0,73 s quando comparado às boias. Ou seja, a tendência foi a superestimação de T_p pelo SAR.

O comportamento do modelo WW3 em relação às boias de Florianópolis e Rio Grande também foi analisado (Figura 4.11):

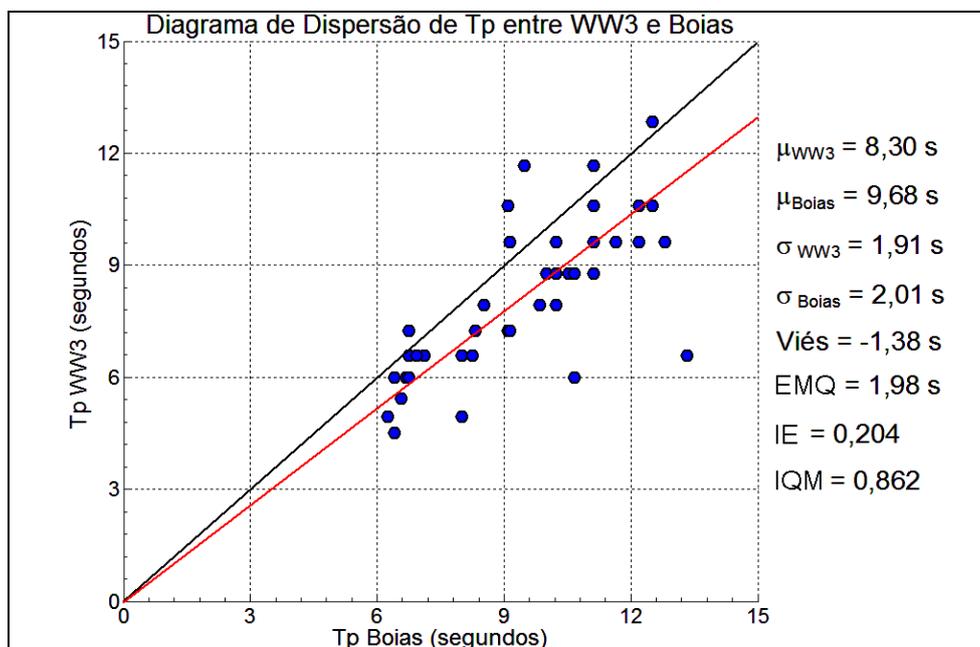


Figura 4.11 - Diagrama de dispersão de T_p entre WW3 e boias. Ver legenda da Figura 4.1

Confrontando esses resultados com a análise de Melo et al. (2008), notou-se uma redução do EMQ (de 2,67 s para 1,98 s) e do IE (de 0,29 para 0,204). Porém, o mais relevante foi inversão do viés. Neste estudo, WW3 subestimou T_p (-1,38 s) enquanto que naquele houve uma superestimação (0,88 s). Conseqüentemente, a IQM também obteve um pior desempenho (de 1,08 para 0,862).

É importante salientar que no trabalho de Melo et al. (2008) a saída do modelo foi interpolada para a posição das boias, além da análise ter sido feita com 6033 pontos. Neste estudo, o foco era a avaliação do SAR e, por isso, as saídas do modelo foram configuradas para posições bem próximas dos espectros SAR e não para as das boias. Com isso, em 17 datas (35% do total), a distância entre as boias e a saída do modelo foi aproximadamente igual ou superior a 50 km (Tabelas 3.2 e 3.3), situação que pode ter sido uma fonte de erro na comparação entre as medições.

A superestimação de T_p pelo SAR, causado pelo efeito do comprimento de onda azimutal de corte, pode ser constatada nas situações de mares “bimodais” – com as vagas propagando-se na direção azimutal. Observando-se os espectros SAR e do modelo WW3 no dia 29 de outubro de 2003 em Rio Grande (Figura 4.12), é possível verificar um pico previsto pelo modelo (Figura 4.12b), assinalado pela letra A na direção 0° e período de 8 s, o que equivale a um comprimento de onda de pico de 100 metros ao se aplicar a relação de dispersão (Equação 2.32). Já o pico medido pelo SAR (Figura 4.12a) está assinalado pela letra B ($\lambda = 125 \text{ m} / T_p = 9 \text{ s}$ e direção 240°) e que também foi calculado pelo WW3 ($T_p = 8 \text{ s} / \lambda = 100 \text{ m}$ e direção 225°). Inserindo o pico obtido pelo WW3 no espectro SAR (letra A na Figura 4.12a), nota-se que essa é uma região espectral filtrada pelo comprimento azimutal de corte, representada por retas tracejadas na cor vermelha. O valor de λ_c determinado pelo processamento foi de 192 metros na direção de azimute ($347^\circ/167^\circ$), que

é indicada pela seta de cor azul. Com isso, os períodos de pico medidos pelo SAR e calculados pelo WW3 não são equivalentes.

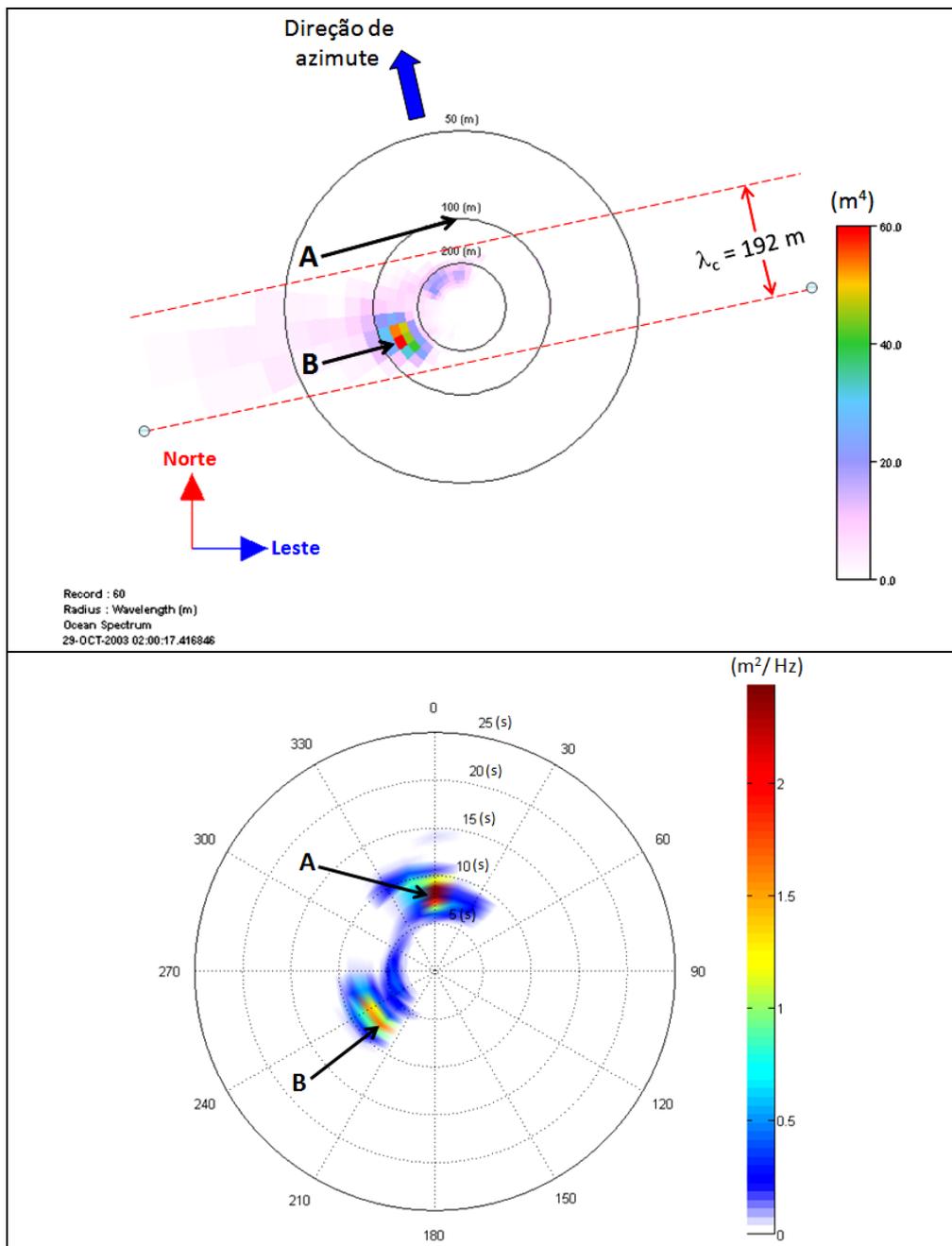


Figura 4.12 - Espectros direcionais de ondas SAR (a) e do modelo WW3 (b) em 29 de outubro de 2003, nas proximidades de Rio Grande. O espectro SAR contém a indicação (letra A) de onde estaria o pico calculado pelo WW3. O pico medido pelo SAR (letra B) também é indicado no espectro WW3. O λ_c está assinalado pelas retas tracejadas vermelhas e a direção de azimute pela seta na cor azul. Direções são referenciadas ao norte verdadeiro. Distribuição de energia por λ em (a) e por período em (b).

A fim de minimizar esse erro, o desempenho do SAR em estimar T_p também foi verificado de acordo com a direção de propagação das ondas em relação à direção de imageamento, e os resultados estão ilustrados na Figura 4.13.

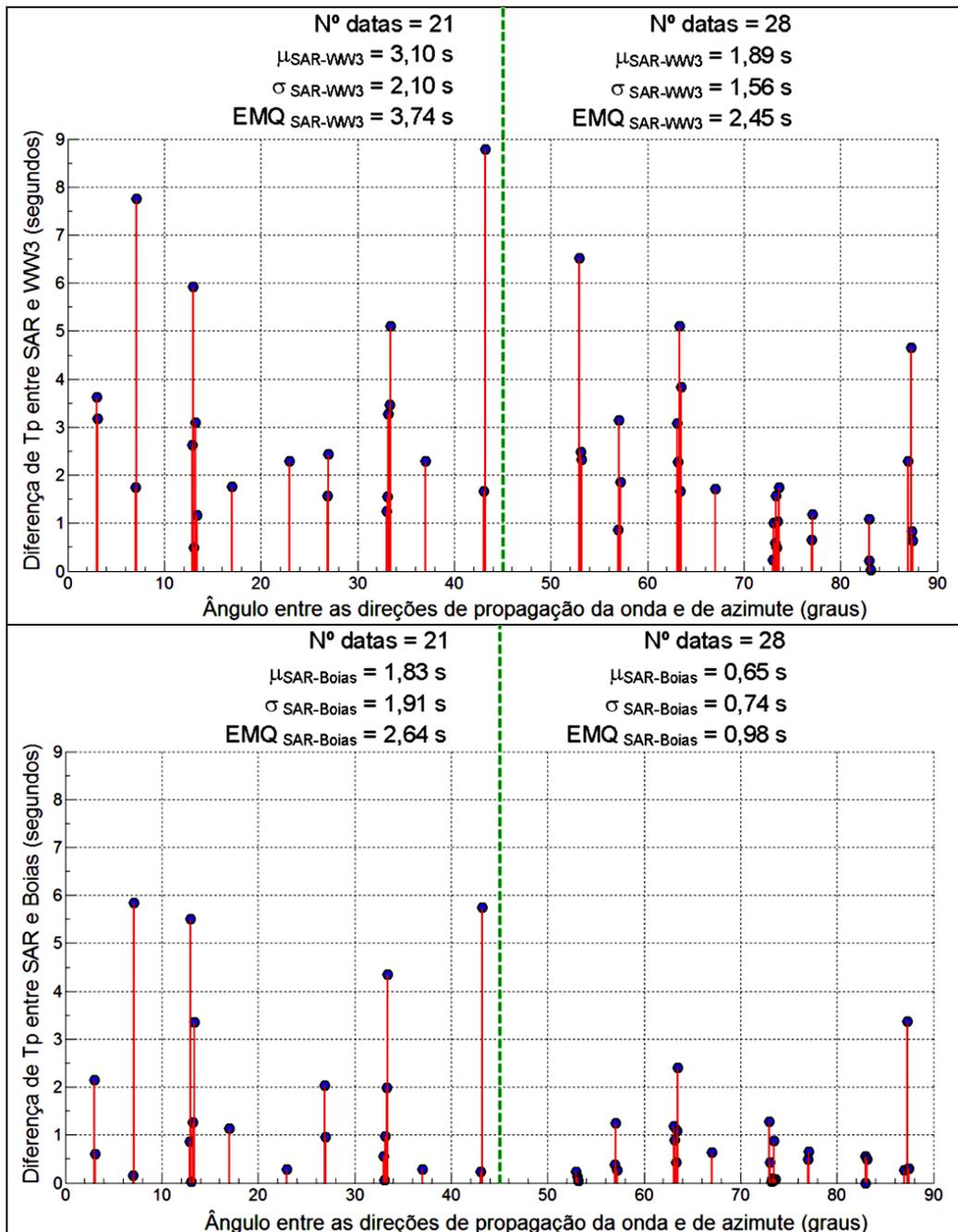


Figura 4.13 - Variação da diferença de T_p entre SAR e WW3 (painel superior) e entre SAR e boias (inferior), de acordo com o ângulo entre as direções de propagação de pico e de azimute. Ver legenda da Figura 4.5.

De modo semelhante à análise de H_S , os dados foram agrupados de acordo com o ângulo entre as direções de imageamento e de propagação de onda medida pelo SAR. As diferenças de T_P foram sensivelmente menores nas datas em que as ondas moviam-se mais próximas à direção de alcance, sobretudo na comparação com as boias, com EMQ reduzindo-se de 2,64 s (na direção azimutal) para 0,98 s; μ e σ das diferenças (em módulo) reduziram-se no grupo mais próximo a direção de alcance nas duas análises, evidenciando a maior confiabilidade do SAR para estimar T_P das ondas que se propagam nesta direção, onde as vagas também conseguem ser detectadas.

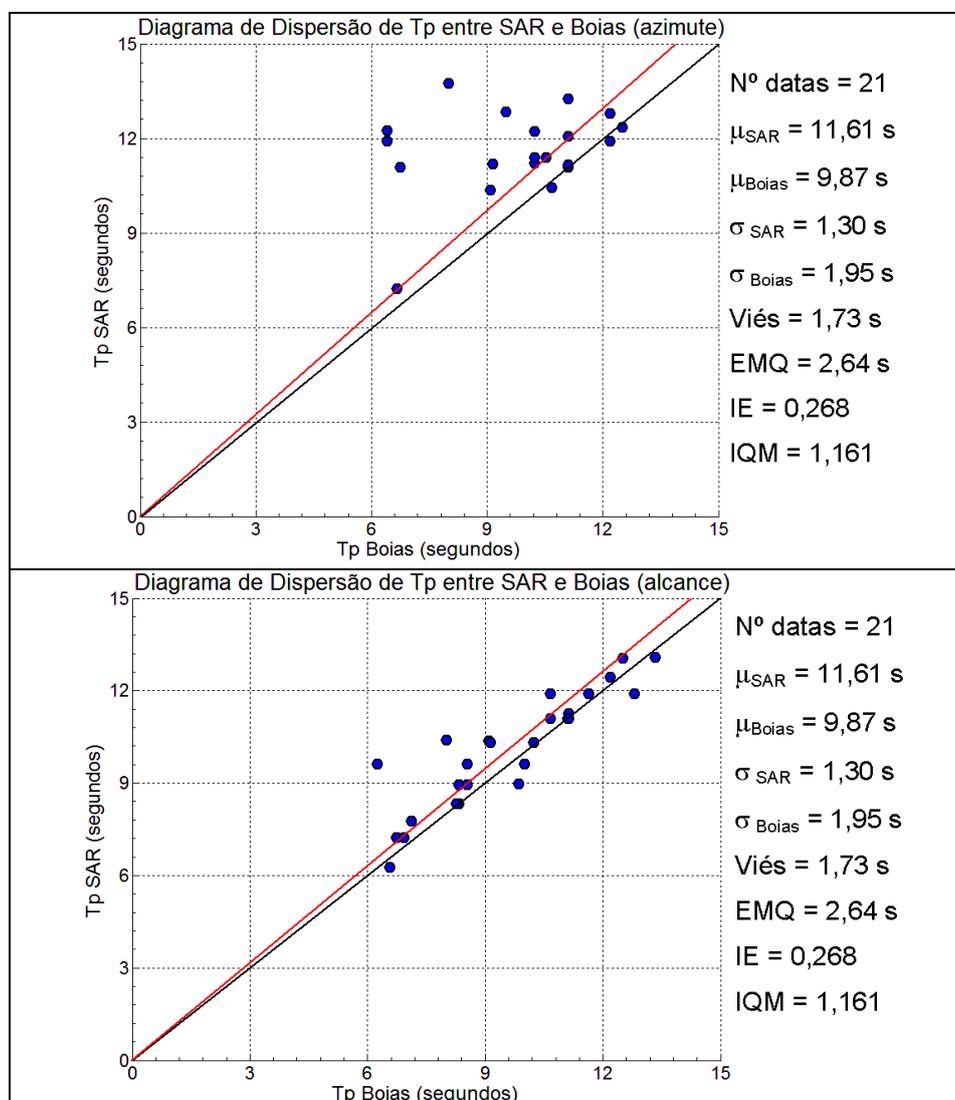


Figura 4.14 - Diagramas de dispersão de T_P entre SAR e boias. Ver legenda da Figura 4.6.

Os diagramas de dispersão foram refeitos e a análise estatística efetuada, distinguindo-se esse dois grupos de dados nas duas comparações do SAR. As Figuras 4.14 e 4.15 mostram o resultado.

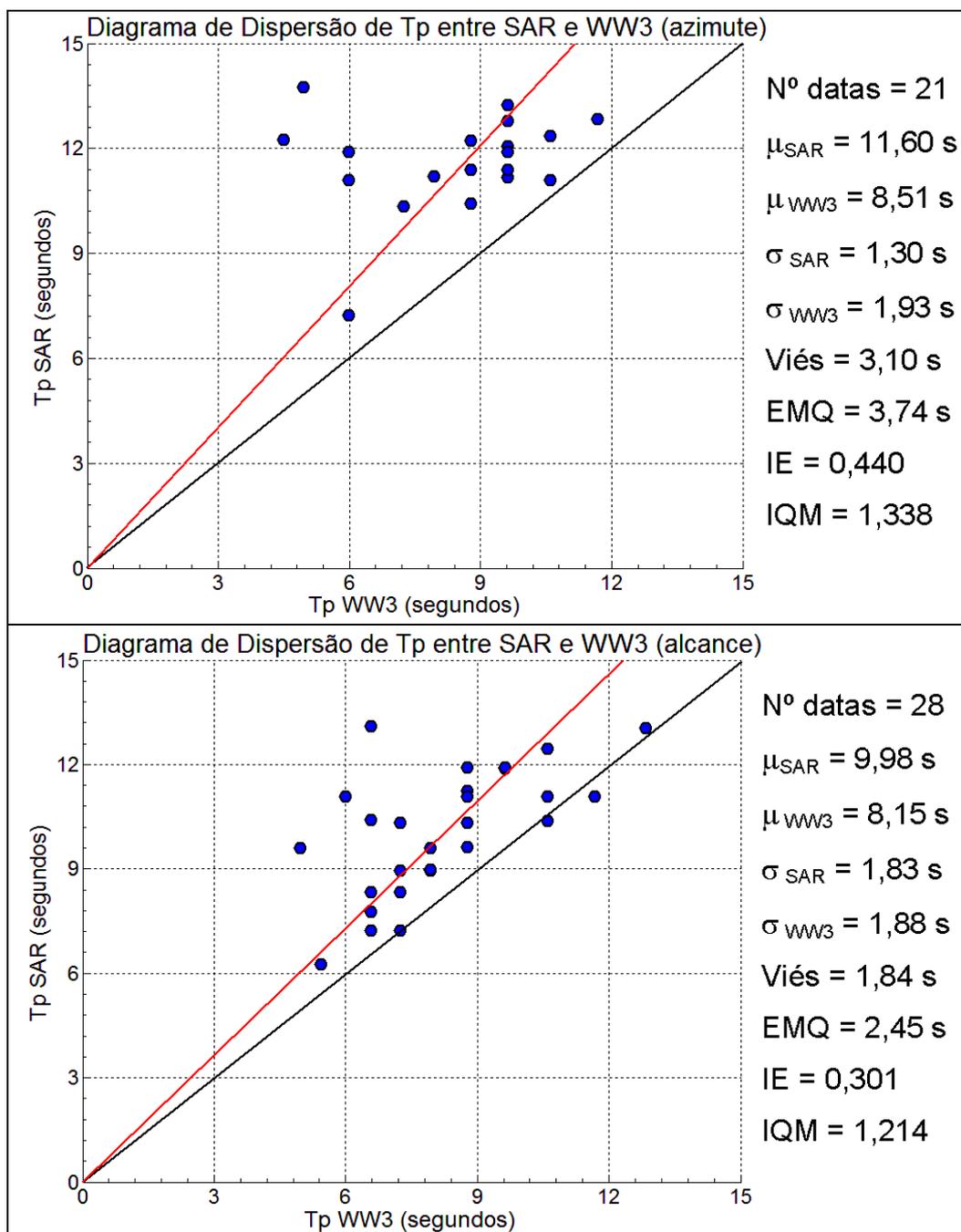


Figura 4.15 - Diagramas de dispersão de T_p entre SAR e WW3. Ver legenda da Figura 4.6.

A melhor concordância entre as medidas referentes as 28 datas, cujas ondas viajavam com direções mais próximas ao alcance, foi confirmada nas duas comparações. A análise SAR-boias (Figura 4.14) revelou uma diminuição do viés positivo em cerca de 75% e do IE em 62%. A comparação SAR-WW3 (Figura 4.15) acompanhou essa tendência, porém com valores menores: cerca de 40% de redução para o viés e 32% para o IE.

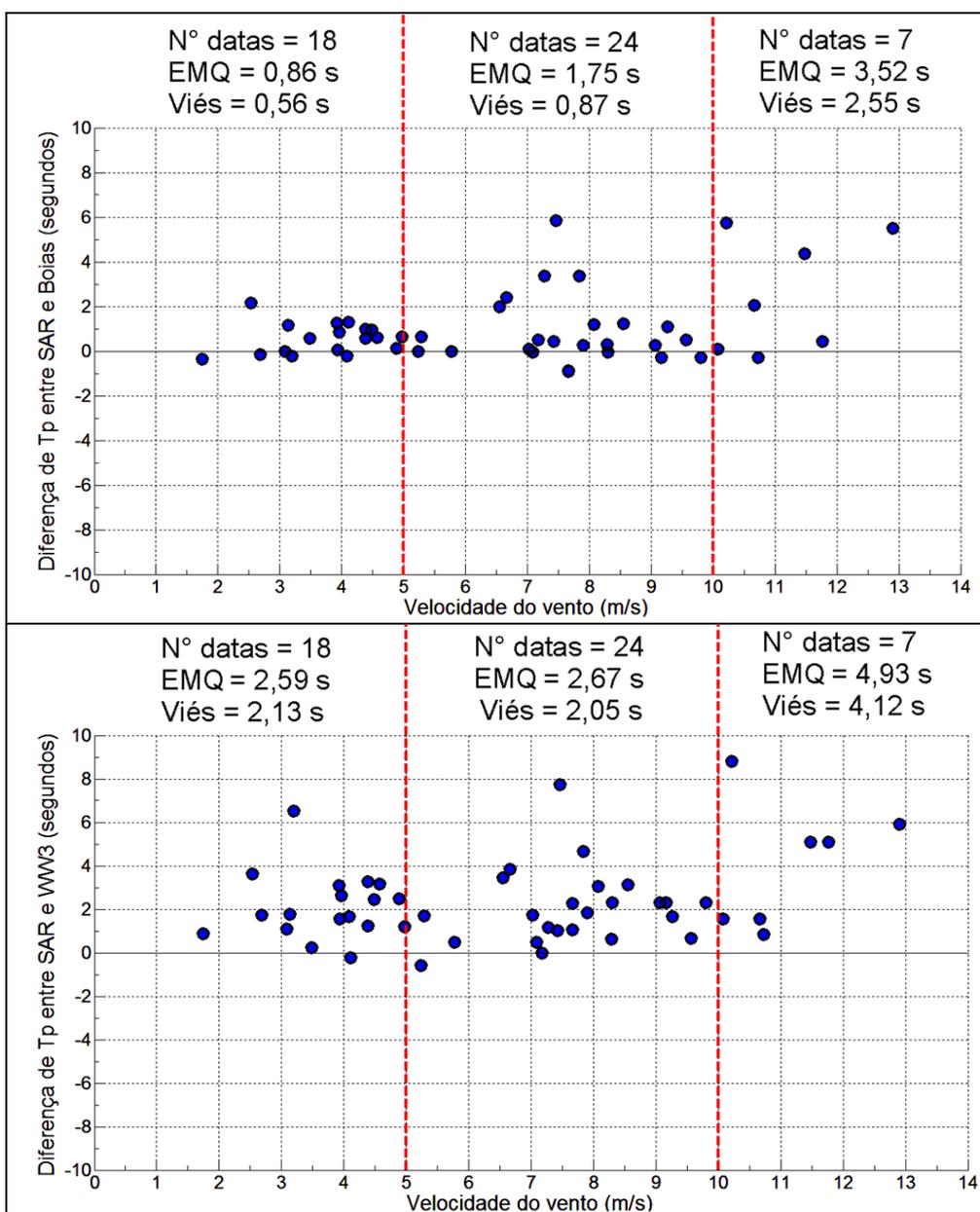


Figura 4.16 - Diferença de T_p entre SAR e boias (painel superior) e entre SAR e WW3 (painel inferior), de acordo com a velocidade do vento. Ver legenda da Figura 4.8

Quanto à análise em relação à intensidade do vento (Figura 4.16), houve uma boa concordância entre SAR e boias nas condições de vento fraco/moderado, sobretudo para a faixa de 0 a 5 m/s que obteve resultados bem aceitáveis (viés = 0,56 s, EMQ = 0,86 s). Apesar da forte tendência em superestimar T_p (cerca de 2 s), os valores do viés e do EMQ na comparação com o WW3 praticamente não variaram com o vento abaixo de 10 m/s. Os valores associados ao vento forte indicaram a maior discordância do SAR na estimação desse parâmetro nas duas comparações, observando-se que essa faixa apresentou o menor número de pontos para estudo, o que impediu uma análise mais conclusiva.

4.3 Direção de propagação do pico (D_p)

A verificação do desempenho do SAR em estimar D_p apresentou uma limitação devido ao ondógrafo de Rio Grande não ser direcional, o que disponibilizou apenas as 15 datas provenientes da boia de Florianópolis para comparação, número insuficiente para a realização de uma análise estatística mais conclusiva. Mesmo assim, as comparações foram realizadas com o intuito de verificar as tendências do SAR em relação à boia de Florianópolis. Outra fonte de erro na comparação foram as diferentes resoluções direcionais entre SAR (10°), boia (1°) e WW3 (15°), além das diferentes profundidades onde os espectros foram obtidos, o que acarreta efeitos de refração na direção de propagação.

Todas as direções foram referenciadas ao norte verdadeiro e indicam o sentido **para onde** se deslocam as ondas. A comparação (Figura 4.17) mostrou, como esperado, a predominância de ondas movendo para os quadrantes norte e oeste. Médias e desvios padrão também foram bem próximos (SAR-WW3), e o EMQ de 42° foi menor que os obtidos por Johnsen e Collard (2007) e Johnsen et al. (2003) na análise SAR-WAM (cerca de $1 \text{ rad} \approx 57^\circ$). O viés alcançou 6° , valor menor que a resolução do SAR (10°). Os valores da comparação SAR-

boia também mostraram essa tendência de desempenho do SAR, observando-se as fontes de erros na comparação citadas anteriormente.

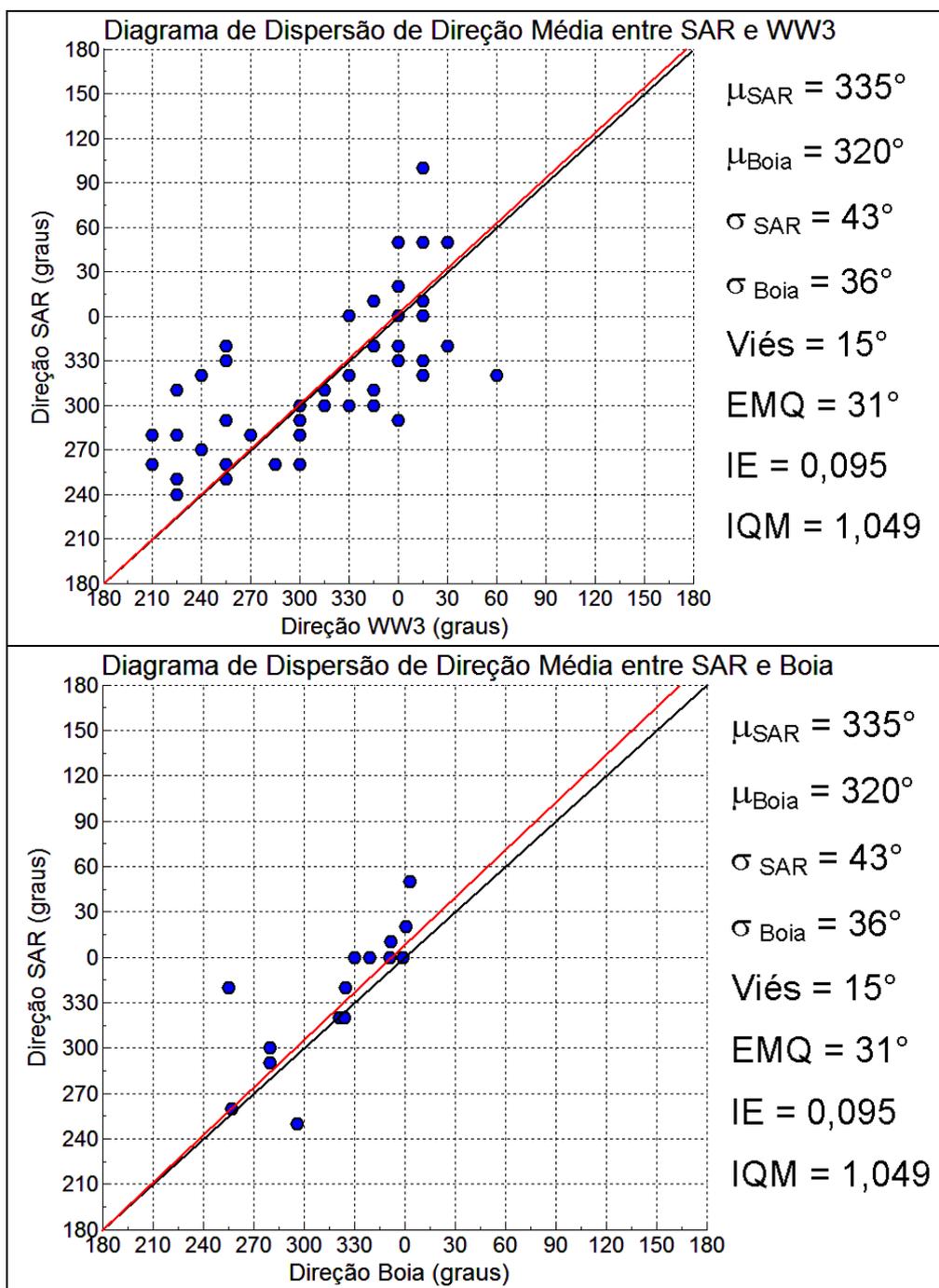


Figura 4.17 - Diagramas de dispersão de D_p entre SAR e WW3 (painel superior) com 49 datas, e entre SAR e a boia de Florianópolis (painel inferior) com 15 datas. Direções referenciadas ao norte verdadeiro. Ver legenda da Figura 4.1

O resultado da análise WW3-boia (Figura 4.18), mesmo com poucos pontos, mostrou a tendência observada por Melo et al. (2008) que obteve $\mu_{Boia} = 307^\circ$, $\mu_{WW3} = 314^\circ$, $\sigma_{Boia} = 50^\circ$, $\sigma_{WW3} = 40^\circ$, viés = 6° , EMQ = 44° , IE = 0,343 e IQM = 1,018.

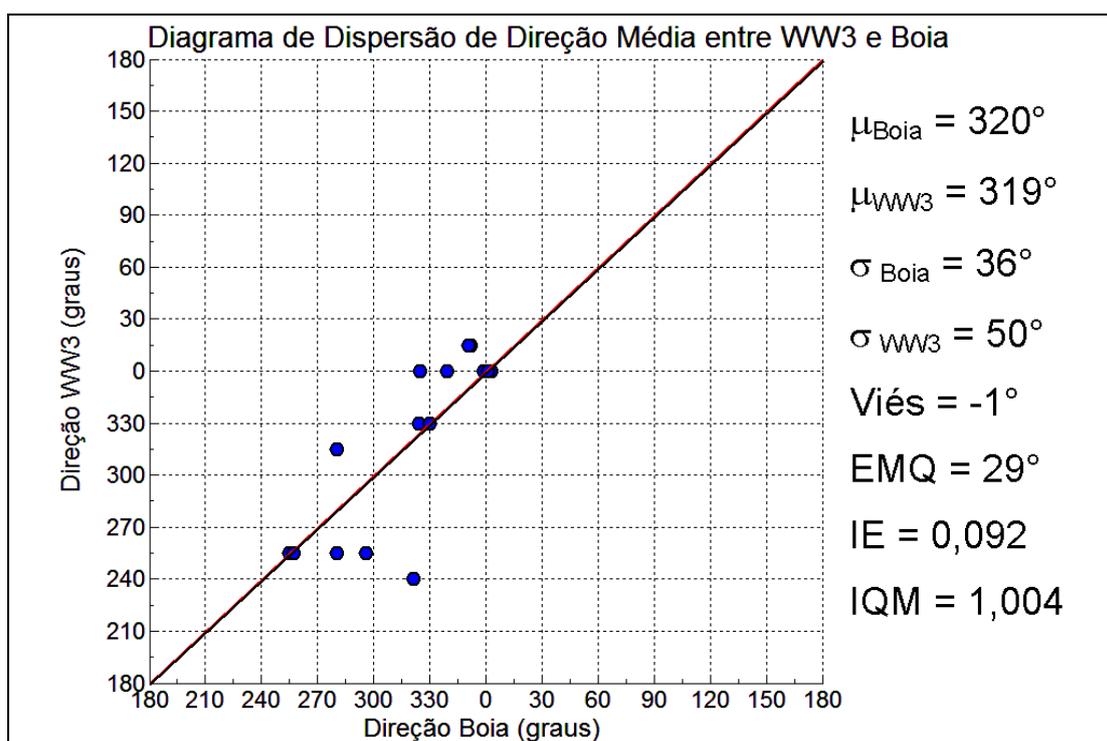


Figura 4.18 - Diagrama de dispersão de D_p entre WW3 e a boia de Florianópolis. Direções referenciadas ao norte verdadeiro. Ver legenda da Figura 4.1.

A direção de imageamento em relação a de propagação média das ondas também foi analisada, a fim de se verificar a influência do mecanismo de “*velocity bunching*” na determinação do valor desse parâmetro pelo SAR. Os resultados (Figura 4.19) mostraram, de modo similar às análises de H_S e T_P , que o desempenho é melhor na estimativa da D_p quando as ondas se movem mais próximas à direção de alcance. Na comparação com o WW3, média e desvio padrão da diferença e o EMQ reduziram-se cerca de 21% em relação as 21 datas em que as ondas se deslocam mais próximas à direção de azimute. A comparação com a boia de Florianópolis foi apresentada apenas como verificação dos resultados obtidos com o WW3.

Já com relação à influência da intensidade do vento, a Figura 4.20 mostra que não houve alterações sensíveis do EMQ nas faixas de vento fraco e moderado. Com relação à faixa vento forte (maior que 10 m/s), verificando-se o mesmo resultado da comparação de T_p , ou seja, aumento de EMQ. A análise SAR-boia não foi realizada devido ao número reduzido de pontos para análise, que seriam distribuídos entre as faixas de intensidade do vento.

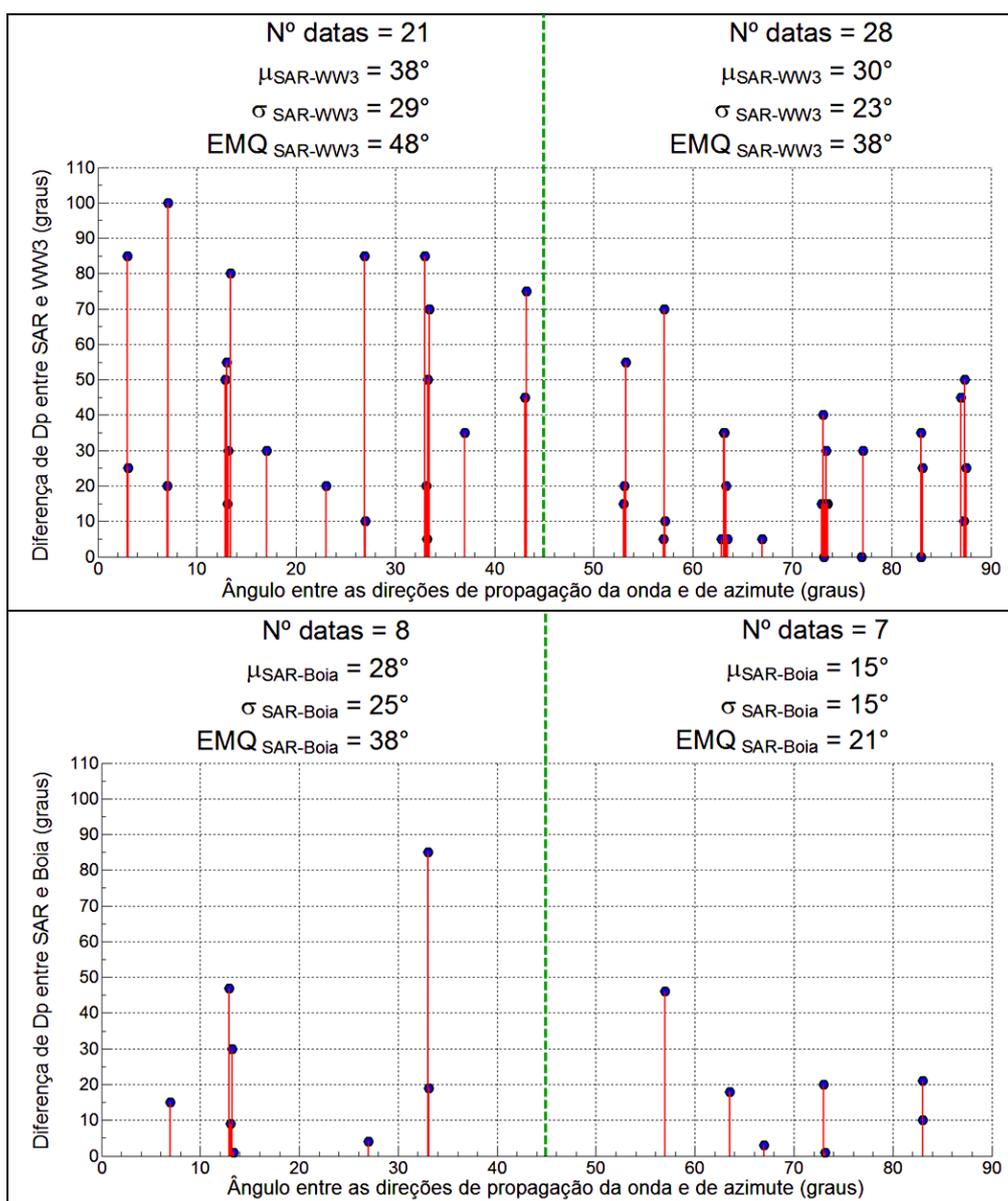


Figura 4.19 - Variação da diferença de D_p entre SAR e WW3 (painel superior) e entre SAR e a boia de Florianópolis (painel inferior), de acordo com o ângulo entre as direções de propagação do pico e de azimute. Ver legenda da Figura 4.5.

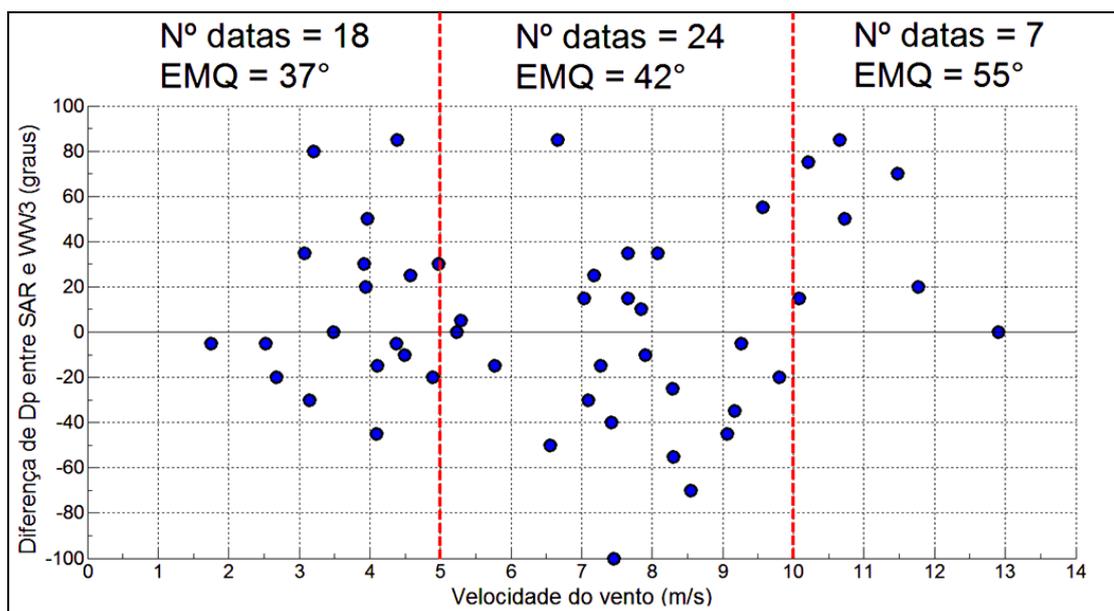


Figura 4.20 - Diferença de D_p entre SAR e WW3, de acordo com a velocidade do vento. Linhas tracejadas na cor vermelha delimitam 3 faixas de intensidade nas quais é calculado o EMQ das medições.

Uma data (25/04/2003 em Rio Grande) chamou a atenção pela grande diferença na estimativa de D_p . Analisando os espectros (Figura 4.21), notou-se que o λ_c de 133 metros (indicado por retas tracejadas vermelhas na Figura 4.21a) filtrou o pico previsto pelo WW3 ($T = 4,5$ s / $\lambda = 32$ m e $D_p = 60^\circ$), assinalado pela letra A na Figura 4.21b. Esse sistema estaria na posição marcada pela letra A no espectro SAR (Figura 4.21a), região onde não há informação disponível. Já o pico detectado pelo SAR ($\lambda = 295$ m / $T = 14,71$ s e $D_p = 320^\circ$), indicado pela letra B na Figura 4.21a, pode ser associado, possivelmente, ao sistema previsto pelo modelo, porém com pouca energia.

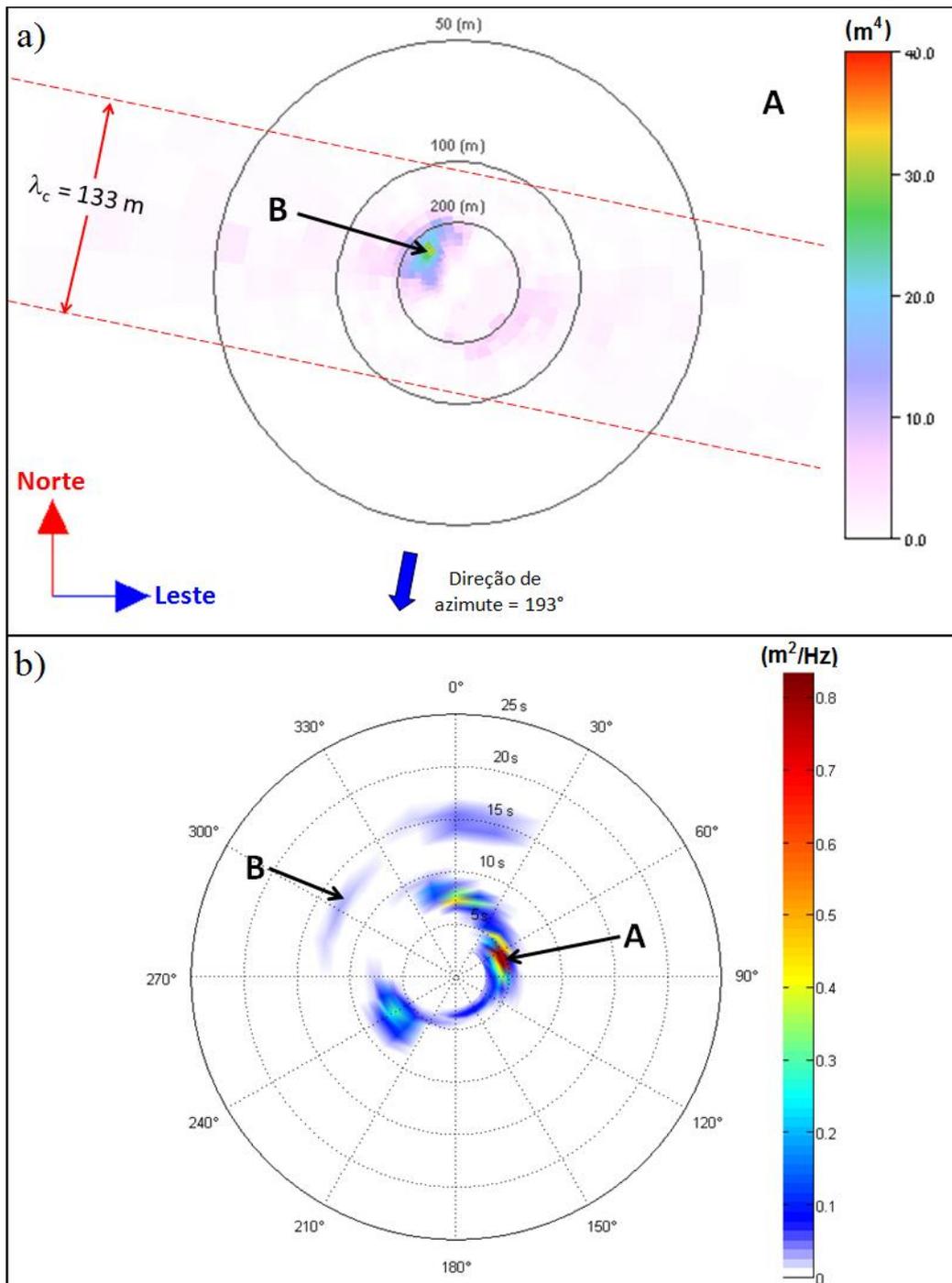


Figura 4.21 - Espectros direcionais de ondas SAR (a) e do modelo WW3 (b), em 25 de abril de 2003 nas proximidades de Rio Grande, indicando a diferença de D_p . O pico medido pelo SAR (letra B) move-se com $D_p = 320^\circ$ e a possível associação no espectro WW3 também é indicada. O pico mais energético previsto pelo WW3 (letra A) com $D_p = 60^\circ$ é assinalado onde estaria no espectro SAR (também letra A). Retas tracejadas vermelhas assinalam o λ_c . A direção de azimute (seta na cor azul da Figura (a)) é 193° . Direções são referenciadas ao norte verdadeiro. Distribuição de energia por λ em (a) e por período em (b).

4.4 Análises complementares

Outras análises foram realizadas de acordo com parâmetros relacionados ao grau de não linearidade do imageamento, bem como com o estágio de desenvolvimento das ondas.

A primeira análise verificou o desempenho do SAR de acordo com o grau de não linearidade (C) do imageamento, calculado a partir da Equação 2.46 para os dados SAR. Sendo a razão R_0/V igual a aproximadamente 108 segundos (ROSENTHAL e LEHNER, 2007), 10 datas obtiveram $|C| \leq 0,3$ (linear) e 39 acima desse intervalo. Na comparação da diferença (em módulo) de D_p entre SAR e WW3 (Figura 4.22), o EMQ do grupo onde o imageamento foi considerado não linear aumentou em 37,5 % em relação ao que obteve $|C| \leq 0,3$.

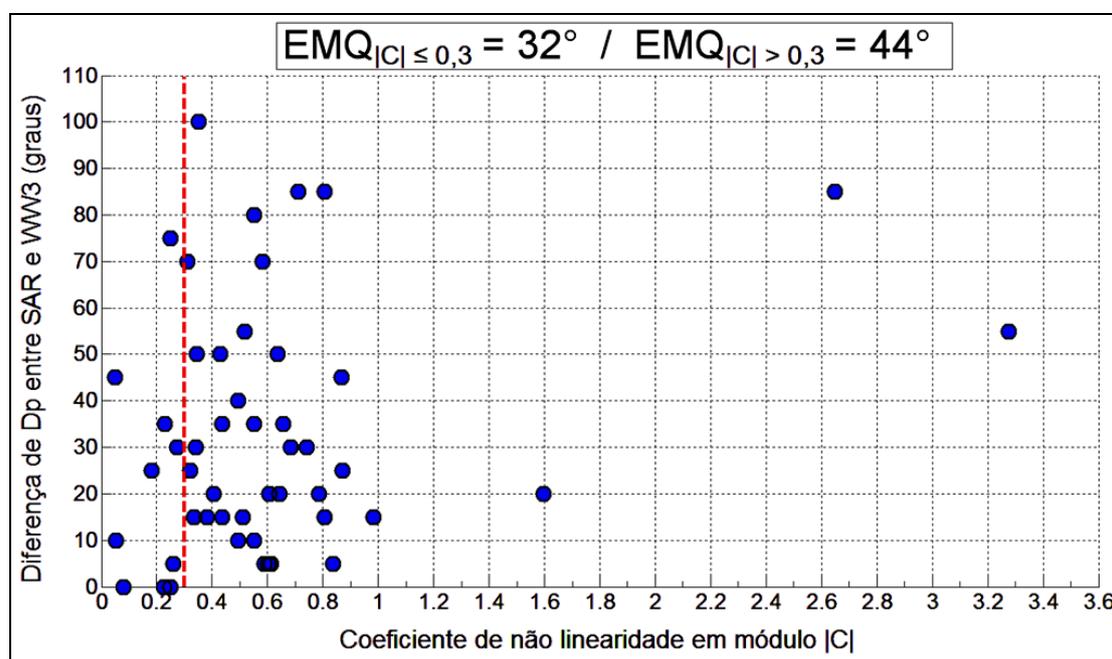


Figura 4.22 - Diferenças na D_p entre SAR e o modelo WW3, em função do coeficiente de não linearidade calculado a partir dos dados SAR. Linha tracejada na cor vermelha indica o limite de $|C|= 0,3$ onde o imageamento passa de linear $|C| \leq 0,3$ para não linear $|C| > 0,3$. EMQ das comparações encontra-se na parte superior.

A mesma análise foi feita em relação à H_s (Figura 4.23) e ao T_p (Figura 4.24) nas comparações SAR-WW3 e SAR-boias. Observou-se o mesmo aumento do EMQ em relação à H_s com uma tendência de crescimento da diferença à medida que o coeficiente C torna-se maior, embora houvesse pontos considerados com imageamento linear que apresentaram grandes diferenças nas estimativas desses parâmetros de onda.

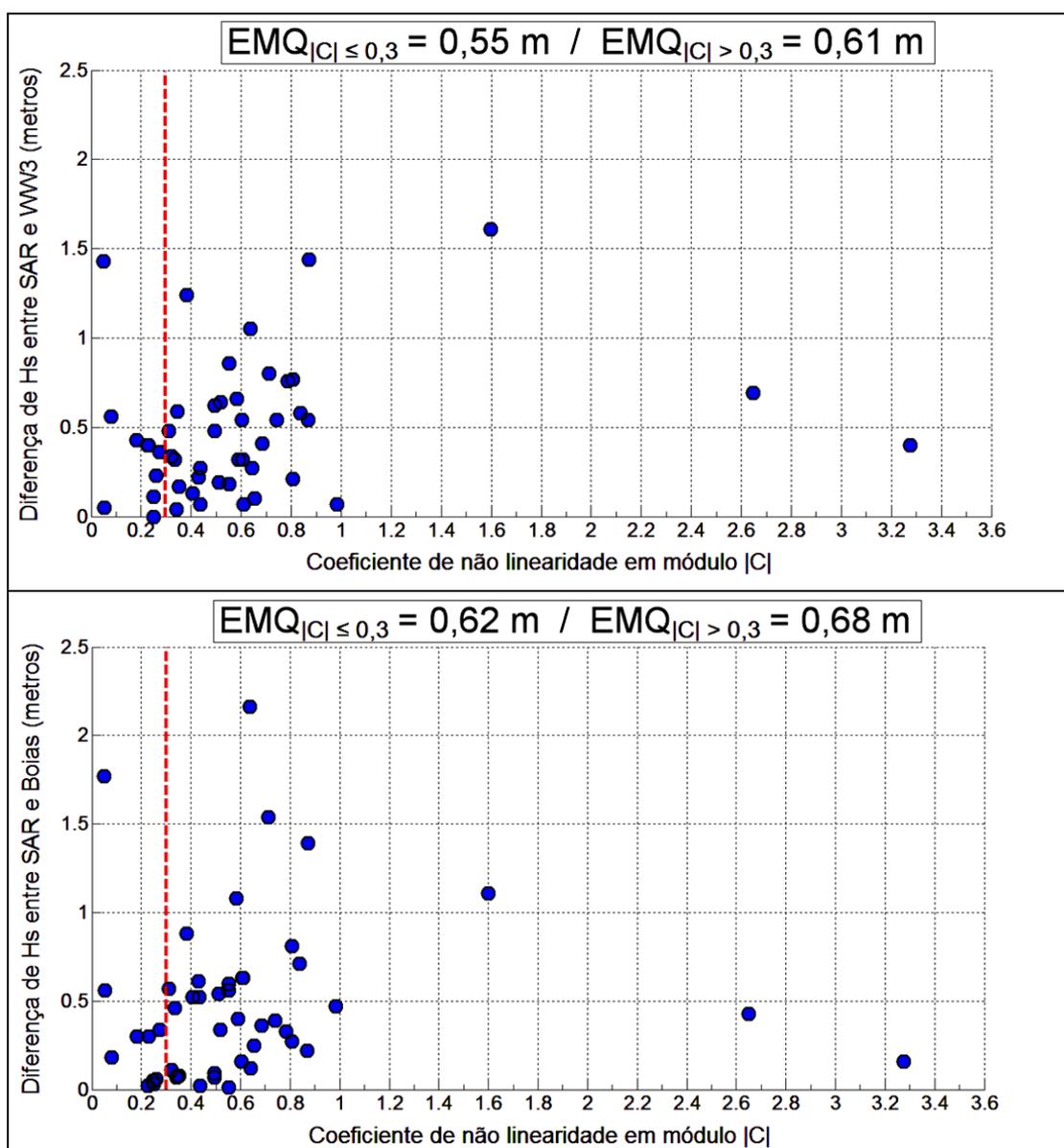


Figura 4.23 - Diferenças de H_s entre SAR e o modelo WW3 (painel superior) e entre SAR e as boias de Florianópolis e Rio Grande (painel inferior), em função do coeficiente de não linearidade, calculado a partir dos dados SAR. Ver legenda da Figura 4.22.

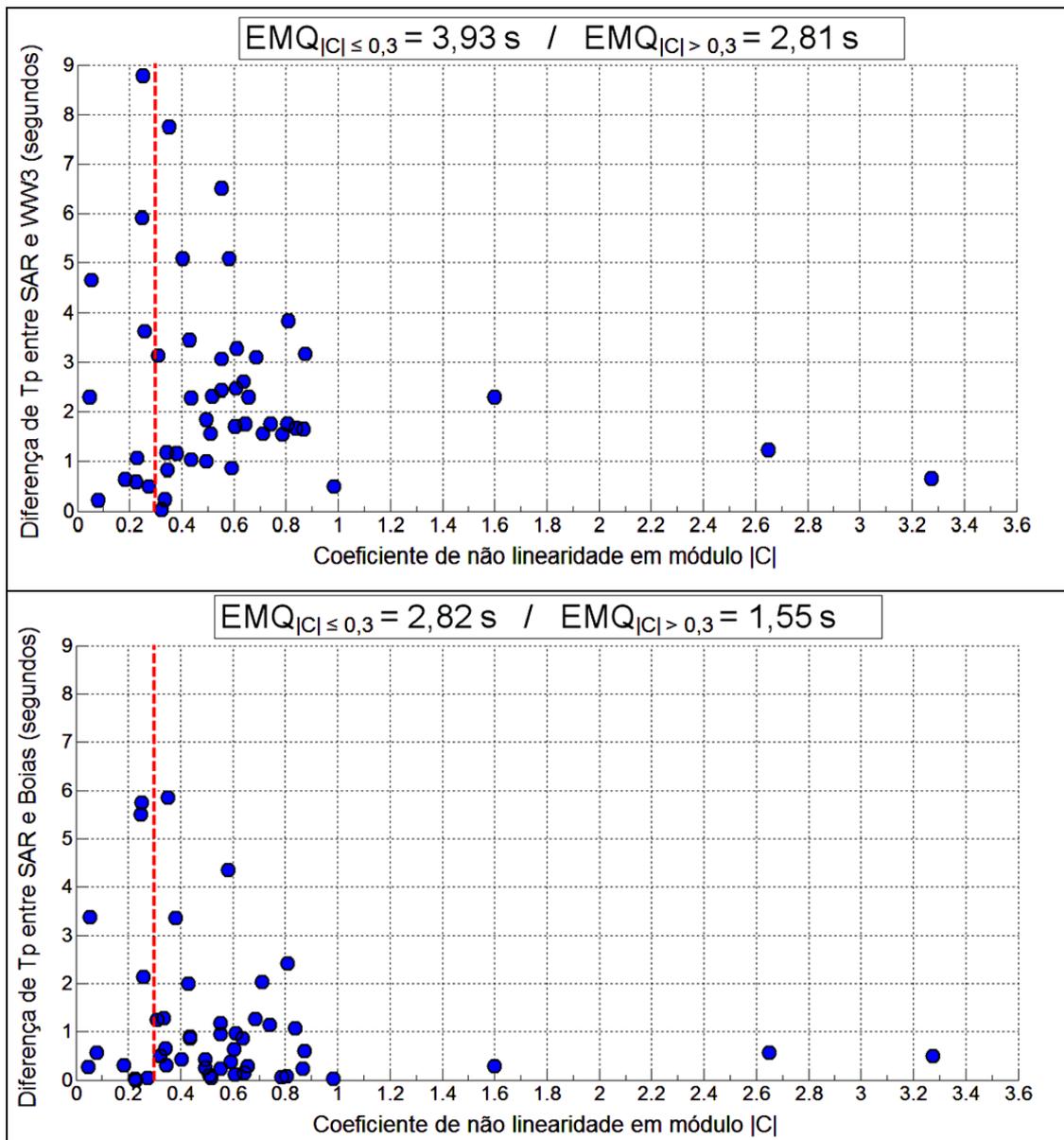


Figura 4.24 - Diferenças de T_p entre SAR e o modelo WW3 (painel superior) e entre SAR e as boias de Florianópolis e Rio Grande (painel inferior), em função do coeficiente de não linearidade, calculado a partir dos dados SAR. Ver legenda da Figura 4.22.

O EMQ da H_S nas datas com ondas consideradas com imageamento não linear foi aproximadamente 10% maior, quando comparado com as consideradas com imageamento linear. Quanto ao T_p , foram observados resultados inversos aos obtidos nos dois parâmetros de onda anteriores, ou seja, menor EMQ no grupo das datas consideradas com imageamento não linear em relação

aquelas com imageamento linear (Figura 4.24), comportamento que pode ter ocorrido devido ao pequeno número de amostras para comparação. Com uma quantidade maior, talvez fosse observada a mesma tendência dos demais parâmetros.

Exceto na comparação do T_p , notou-se uma possível relação linear das diferenças de estimativa dos parâmetros com C , algo que também poderia ser melhor avaliado caso de dispusesse de uma densidade maior de pontos, o que não foi possível neste estudo.

Outra análise baseou-se nos parâmetros de distorção propostos por Brüning et al. (1990), calculados pelas Equações 2.48 e 2.49. Os parâmetros λ_p^0 e ψ_p^0 foram obtidos dos espectros de onda WW3 e considerados como “verdade” do campo de ondas do oceano. As informações foram plotadas no esquema da Figura 2.18 e o resultado obtido é apresentado na Figura 4.25.

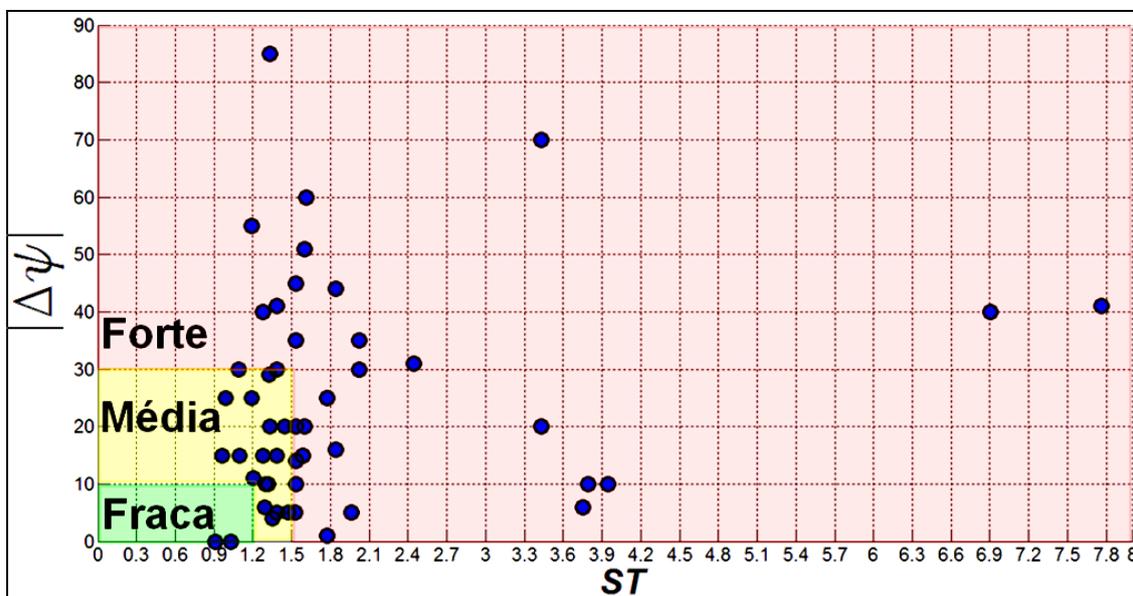


Figura 4.25 - Classificação das datas em regiões de fraca, média e forte não linearidade do imageamento, definidas pelos parâmetros de distorção ST e $\Delta\psi$ propostos por Brüning et al. (1990).

Das 49 datas de comparações SAR-WW3, 20 foram classificadas como de fraca e média não linearidade no imageamento; 29 pontos caíram na região de forte não linearidade. Verificando o EMQ das estimativas de H_S , T_P e D_P entre SAR e WW3 nestes dois grupos, observou-se que a concordância, como esperado, melhorou quando a não linearidade do imageamento foi considerada fraca/média, sobretudo na estimação do período de pico. A Tabela 4.1 sintetiza os resultados dessa análise.

Tabela 4.1 – EMQ dos parâmetros H_S , T_P e D_P na comparação SAR-WW3, em datas agrupadas de acordo com o grau de não linearidade.

	EMQ (fraca/média não linearidade)	EMQ (forte não linearidade)
Nº de datas	20	29
H_S	0,52 m	0,66 m
T_P	1,15 s	3,88 s
D_P	29°	49°

A última análise realizada avaliou o SAR em relação ao parâmetro idade da onda (Equação 2.35). O cálculo foi efetuado nos picos mais energéticos dos 3 conjuntos de dados. Komen et al. (1994) atribuíram para vagas “velhas” o valor de WA em torno de 25; com isso, adotou-se o intervalo $10 < WA < 35$ como a faixa na qual as ondas teriam essa classificação. Para o SAR, em apenas 4 datas o sistema mais energético foi classificado como vagas “velhas”; para o WW3 foram 11 datas; e para os ondógrafos de Florianópolis e Rio Grande foram 6 datas. As demais foram classificadas como marulhos ($WA \geq 35$) e não houve casos de vagas “jovens” (WA entre 5 e 10).

Em 4 ocasiões (todas em Rio Grande), os 3 conjuntos de dados coincidiram na classificação das ondas como vagas “velhas”. Essas datas estão descritas na Tabela 4.2, como o respectivo valor de WA .

Tabela 4.2 - Ondas classificadas como vagas “velhas” pelo SAR, WW3 e boia, de acordo com o parâmetro idade da onda (WA).

Data	Horário (UTC)	WA_{SAR}	WA_{WW3}	WA_{BOIA}
03/01/2003	01:57:20	32,37	28,60	30,97
16/07/2003	02:00:05	27,83	23,70	27,57
19/12/2003	01:57:15	19,07	16,58	19,99
23/01/2004	01:57:27	27,68	25,50	26,75

As informações dessas datas foram comparadas com as 38 que foram classificadas como marulhos, concomitantemente, pelos três sistemas. Os resultados foram discriminados na Tabela 4.3:

Tabela 4.3 - Comparação das estimativas de H_S , T_P e D_P entre SAR-WW3 e SAR-Boias, separadas por vagas “velhas” e marulhos. Diferenças quantificadas pelo EMQ.

H_S (metros)			
Tipo de onda	Nº de datas	EMQ _{SAR-WW3}	EMQ _{SAR-Boias}
Vagas	4	0,45	0,31
Marulhos	38	0,63	0,62
T_P (segundos)			
Tipo de onda	Nº de datas	EMQ _{SAR-WW3}	EMQ _{SAR-Boias}
Vagas	4	1,07	0,30
Marulhos	38	3,17	2,00
D_P (graus)			
Tipo de onda	Nº de datas	EMQ _{SAR-WW3}	
Vagas	4	35	
Marulhos	38	42	

Em todas as análises, as vagas obtiveram melhor concordância nas comparações, o que não era o esperado. Devido a efeito de “*velocity bunching*”, inerente ao imageamento das ondas que se movem na direção azimutal e que provoca a degradação da imagem na região de frequências mais altas do espectro, os marulhos deveriam apresentar menores EMQ nas comparações. A disponibilidade de apenas 4 amostras pode não ter permitido a

confirmação desse resultado na área de estudo. Possivelmente, com uma quantidade maior de dados, seria possível mensurar o melhor desempenho do SAR no imageamento dos marulhos em relação às vagas, nesta classificação de ondas proposta por Komen et al. (1994). Mesmo assim, na análise realizada anteriormente (Figura 4.3), pôde-se verificar a boa estimativa de H_S na faixa do espectro onde se localizam as frequências mais baixas, região dominada pelos marulhos.

Outro aspecto observado foi o elevado número marulhos em relação às vagas, o que acabou concordando com os resultados obtidos por Chen et al. (2002), que usaram dados de altímetro e escaterômetro para mapearem a ocorrência de marulhos e vagas nos oceanos. Segundo esse trabalho, anualmente cerca de 85% das ondas no litoral sul do Brasil seriam marulhos (Figura 4.26), o que indicaria a utilização do SAR para medir o campo de ondas, não apenas no Atlântico Sul, como em praticamente todos os oceanos.

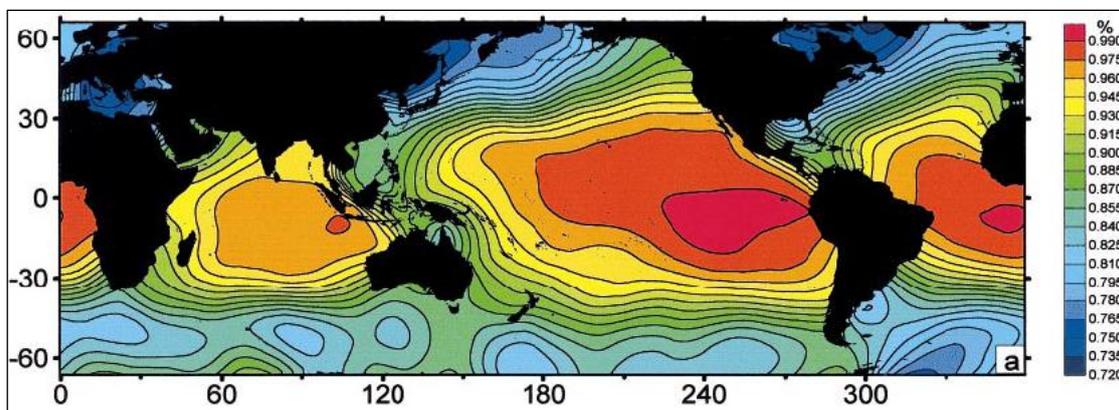


Figura 4.26 - Distribuição global da probabilidade de ocorrência de marulhos.
Fonte: Chen et al. (2002).

5 CONCLUSÕES

Neste estudo foi possível verificar uma boa coerência entre as informações obtidas a partir dos espectros de ondas derivados de imagens SAR, com as provenientes de medições *in situ* por ondógrafos e do modelo de ondas WW3, ao largo das cidades de Florianópolis e Rio Grande. Quanto à H_S , a melhor concordância do SAR foi observada em relação ao modelo WW3, o que pode ser explicado pelas distâncias entre o centro das “*imagettes*” do SAR e as boias. De um modo geral, o SAR subestimou H_S devido à perda de informação na faixa do espectro de ondas correspondente às maiores frequências, causada pela forte não linearidade no imageamento das ondas que se deslocam na direção de azimute. Essa limitação inerente ao SAR produziu melhores resultados na comparação em bandas espectrais de menores frequências (maiores períodos), alcançando menores valores de viés e EMQ, indicando a confiabilidade maior do SAR em obter informações de ondas de períodos mais longos como os marulhos. Outra consequência disso foram os menores valores de viés e EMQ nas direções leste e oeste (direção de alcance), quando foi realizada a comparação de altura de onda em setores direcionais do espectro entre SAR e WW3; já nas direções norte e sul (direção azimutal), o comprimento de onda azimutal de corte, ao retirar energia do espectro, pode ter sido o responsável pelo pior desempenho do SAR, o que implicou em maior EMQ e maior tendência em subestimar a altura de onda nessas direções. A degradação da imagem na direção azimutal fez também com que EMQ, média e desvio padrão das diferenças de H_S , nas ondas que se propagavam mais próximas à direção de alcance, praticamente se reduzisse a metade em relação as que se moviam mais próximas à direção de azimute, em ambas as comparações.

Em relação à T_p , observou-se uma tendência na superestimação desse parâmetro pelo SAR, provavelmente causado pela filtragem das vagas pelo comprimento de onda azimutal de corte em situações de mares multi modais,

razão pela qual os melhores resultados (menores EMQ, média e desvio padrão das diferenças entre as medições), assim como para H_S , ocorreram para ondas que se moviam com direção mais próxima a de alcance. Já a análise de D_p foi prejudicada pelo fato da boia de Rio Grande não ser direcional. As medidas confirmaram a direção de propagação das ondas para os quadrantes norte e oeste nessa região. Houve boa concordância entre SAR e WW3, com valores de média e desvio padrão das medidas semelhantes; a comparação com a boia de Florianópolis, mesmo com poucas datas, confirmou a boa estimativa do SAR.

A influência da não linearidade causada pela modulação “*velocity bunching*” foi analisada em duas formas: através da relação de Alpers (1983) e do esquema de Brüning et al. (1990) definido por parâmetros de distorção. Em todas as comparações, exceto para T_p utilizando-se o parâmetro C de Alpers (1983), o EMQ do grupo em que o imageamento das ondas foi considerado linear (ou com fraca/média não linearidade) foi menor.

As diferenças causadas pelo vento na estimativa dos parâmetros do campo de ondas foram verificadas e os melhores resultados para T_p e D_p ocorreram para ventos com velocidades abaixo de 5 m/s. Para H_S , a menor diferença entre SAR e o modelo WW3 aconteceu com ventos de intensidade maior do que 10 m/s; com relação as boias, a melhor concordância foi para ventos entre 5 e 10 m/s. Essa análise foi prejudicada pela quantidade reduzida de datas com ventos de intensidade superior a 10 m/s, porem foi possível observar a tendência do SAR em subestimar H_S em condições de vento forte, na comparação com o resultado de Johnsen et al. (2003).

A disponibilidade de apenas 49 datas para comparação também prejudicou a tentativa de se avaliar o desempenho do SAR em estimar os parâmetros de vagas e marulhos, de acordo com a idade da onda (“*wave age*”). Como há

predominância de marulhos, em apenas 4 comparações as ondas foram classificadas como vagas “velhas”, o que impossibilitou uma análise estatística mais conclusiva.

Para trabalhos futuros, sugere-se uma quantidade de maior de pontos a fim de se obter resultados mais robustos nas análises estatísticas. Uma alternativa poderá ser a utilização de dados do PNBOIA, quando este estiver implantado em sua totalidade. Outra vantagem seria a adoção de distâncias menores entre boias e “*imagentes*”, com o intuito de se minimizar as diferenças de medição. Com poucas datas como foi o caso dessa pesquisa, isso se tornaria inviável.

Mesmo com a disponibilidade de poucos pontos para avaliação, além da inerente limitação imposta pelo comprimento de onda azimutal de corte, os espectros SAR, quando complementados pelas informações de modelos ou ondógrafos, tornam-se importantes instrumentos para estudos em escala sinótica do campo de onda em escala de bacia oceânica, ou escala global. Para sistemas de ondas do tipo marulhos, a restrição azimutal é bem menos acentuada, o que faz com que os dados SAR sejam boas ferramentas para o monitoramento desse tipo de onda, que é predominante, não só no litoral brasileiro, como nos oceanos do planeta.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ALPERS, W. R. Monte Carlo simulations for studying the relationship between ocean wave and synthetic aperture radar image spectra. **Journal of Geophysical Research - Oceans and Atmospheres**, v. 88, n. C3, p. 1745-1759, 1983.

ALPERS, W. R. Ocean surface wave imaging from SEASAT to ENVISAT. In: INTERNATIONAL GEOSCIENCE AND REMOTE SENSING SYMPOSIUM (IGARSS), 21-25 July 2003, Toulouse, France. **Proceedings... IEEE International**, v. 1, p. 35-37. Disponível em: <<http://ieeexplore.ieee.org/stamp/stamp.jsp?tp=&arnumber=1293670&isnumber=28601>> Acesso em: 10 dez. 2010.

ALPERS, W. R.; BRUENING, C. On the relative importance of motion-related contributions to the SAR imaging mechanism of ocean surface waves. **IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing**, v. GE-24, n. 6, p. 873-885, 1986.

ALPERS, W. R.; ROSS, D. B.; RUFENACH, C. L. On the detectability of ocean surface-waves by real and synthetic aperture radar. **Journal of Geophysical Research - Oceans and Atmospheres**, v. 86, n. C7, p. 6481-6498, 1981.

ALVES, J. H. G. M.; MELO, E. Measurement and modeling of wind waves at the northern coast of Santa Catarina, Brazil. **Brazilian Journal of Oceanography**, v. 49, n. 1-2, p. 13-28, 2001.

ASAR PRODUCT HANDBOOK. Edição 2.2, 27 fev. 2007. Disponível em <<http://envisat.esa.int/handbooks/asar/toc.htm>> Acesso em: 20 out. 2010.

AXYS ENVIRONMENTAL SYSTEMS. **Watchman 100 instalation and maintenance manual**. Sidney, British Columbia, Canada. 2000. 122 p.

BEAL, R. C.; TILLEY, D. G.; MONALDO, F. M. Large-and small-scale spatial evolution of digitally processed ocean wave spectra from SEASAT synthetic aperture radar. **Journal of Geophysical Research**, v. 88, n. C3, p. 1761-1778, 1983.

BORGE, J. C. N.; REICHERT, K.; DITTMER, J. Use of nautical radar as a wave monitoring instrument. **Coastal Engineering**, v. 37, p. 331-342, 1999.

BROWN, W. E.; ELACHI, C.; THOMPSON, T. W. Radar imaging of ocean surface patterns. **Journal of Geophysical Research**, v. 81(15), p. 2657-2667, 1976.

BRÜNING, C.; ALPERS, W.; HASSELMANN, K. Monte-Carlo simulation studies of the nonlinear imaging of a two dimensional surface wave field by a synthetic aperture radar. **International Journal of Remote Sensing**, v. 11, n. 10, p. 1695-1727, 1990.

CHEN, G.; CHAPRON, B.; EZRATY, 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, n. 11, p. 1849–1859, 2002.

CENTRO DE HIDROGRAFIA DA MARINHA (CHM). **Dados Oceanográficos**. Disponível em <https://www.mar.mil.br/dhn/chm/oce_dados_coleta.html> Acesso em: 15 jun. 2010.

DATAWELL BV. **Directional waverider Mark II**. Netherlands, 1999. Folder. Disponível em <http://download.datawell.nl/documentation/directional_waverider_mkii_brochure.pdf> Acesso em: 20 ago. 2010.

ELACHI, C.; BROWN, W. E. Models of radar imaging of the ocean surface waves. **IEEE Journal of Oceanic Engineering**, v. OE-2, n. 1, p. 84-95, 1977.

ENGEN, G.; JOHNSEN, H. SAR ocean wave inversion using image cross spectra. **IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing**, v. 33, n.4, p. 1047-1056, 1995.

EUROPEAN SPACE AGENCY (ESA). ENVISAT IN DEPTH. **ASAR in depth – desing**. Disponível em <<http://envisat.esa.int/earth/www/object/index.cfm?fobjectid=3772&contentid=3801>>. Acesso em: 10 nov. 2010.

EUROPEAN SPACE AGENCY (ESA). ERS IN DEPTH. **SAR in depth – desing**. Disponível em: <<http://earth.esa.int/object/index.cfm?fobjectid=4001&contentid=4018>>. Acesso em: 10 nov. 2010.

FRANCO, D.; MELO, E. Relevância dos mares secundários na caracterização do regime de ondas ao largo da Ilha de Santa Catarina, SC (2002 – 2005). In: SEMINÁRIO E WORKSHOP EM ENGENHARIA OCEÂNICA, 3., 2008, Rio Grande, 20 p. **Anais...** Disponível em: <<http://www.semengo.furg.br/2008/38.pdf>> Acesso em: 10 set. 2010.

GODA, Y. **Random seas and design of maritime structures**. Singapore: World Scientific, 2000. 443 p.

HASSELMANN, K.; BARNETT, T.P.; BOUWS, E.; CARLSON, H.; CARTWRIGHT, D.E.; ENKE, K.; EWING, J.A.; GIENAPP, H.; HASSELMANN, D.E.; KRUSEMAN, P.; MEERBURG, A.; MÜLLER, P.; OLBERS, D.J.; RICHTER, K.; SELL, W.; WALDEN, H. Measurements of wind-wave growth and swell decay during the Joint North Sea Wave Project (JONSWAP). **Deutsches Hydrographisches Institut**, v. 8, n. 12, p. 1-95, 1973.

HASSELMANN, S.; BRUENING, C.; HASSELMANN, K.; HEIMBACH, P. An improved algorithm for the retrieval of ocean wave spectra from synthetic aperture radar image spectra. **Journal of Geophysical Research**, v. 101, n. C7, p. 16615-16629, 1996.

HASSELMANN, K.; HASSELMANN, S. On the nonlinear mapping of an ocean wave spectrum into a SAR image spectrum and its inversion. **Journal of Geophysical Research**, v. 96, n. C6, p. 10713-10729, 1991.

HASSELMANN, K.; RANEY, R. K.; PLANT, W. J.; ALPERS, W.; SHUCHMAN, R. A.; LYZENGA, D. R.; RUFENACH, C. L.; TUCKER, M. J. Theory of SAR ocean wave imaging: A MARSSEN view. **Journal of Geophysical Research**, v. 90, n. C3, p. 4659-4686, 1985.

HOLT, B. SAR imaging of the ocean surface. In: JACKSON, C. R.; APEL, J. R. (Ed.). **Synthetic Aperture Radar marine user's manual**. Washington DC, 2004. Disponível em: <http://www.sarusersmanual.com/ManualPDF/NOAASARManual_CH02_pg025-080.pdf>. Acesso em: 25 fev. 2010.

HOLTHUIJSEN, L. H. **Waves in oceanic and coastal waters**. New York, USA: Cambridge University Press, 2007, 387 p. ISBN (978-0-521-86028).

JOHNSEN, H. **ENVISAT ASAR wave mode product description and reconstruction procedure**. 2005. 24 p. (Norut IT Report No. IT650 v 1.0). Disponível em <http://envisat.esa.int/pub/ESA_DOC/ENVISAT/ASAR/envi59.pdf>. Acesso em 10 out 2010.

JOHNSEN, H; COLLARD, F. Comparison of reprocessed ASAR WM ocean wave spectra with WAM and buoy spectra. In: ENVISAT SYMPOSIUM, 2007, Montreux, Switzerland. **Proceedings...** Montreux: ESA SP-636, 2007, 7 p. Disponível em: <<http://envisat.esa.int/envisatsymposium/proceedings/sessions/2F3/462855j.pdf>>. Acesso em: 12 mai 2010.

JOHNSEN, H; ENGEN, G; CHAPRON, B, F. Validation of the ASAR wave mode level 2 product using WAM and buoy spectra. In: WOKSHOP COASTAL AND MARINE APPLICATIONS OF SAR, 2., 8-12 September 2003, Svalbard, Norway. **Proceedings...** Svalbard: ESA SP-565, 2003, 8 p. Disponível em: <http://earth.esa.int/workshops/cmasar_2003/papers/E11john.pdf> Acesso em: 14 mai 2010.

KOMEN, J. G., CAVALERI, L., DONELAN, M., HASSELMANN, K., HASSELMANN, S.; JANSSEN, P. A E. M. **Dynamics and modelling of ocean waves**. New York, USA: Cambridge University Press, 1994, 532 p. ISBN(0-521-47047-1).

KROGSTAD, H. E., A simple derivation of Hasselmann's nonlinear ocean-SAR transform. **Journal of Geophysical Research**, v. 97, n. C2, p. 2421-2425, 1992.

LALBEHARRY, R. Evaluation of the CMC regional wave forecasting system against buoy data. **Atmosphere-Ocean**, v. 40, n. 1, p. 1-20, 2001.

LAMB, H. **Hydrodynamics**. 6. ed. New York, USA: Cambridge University Press, 1975, 738 p. ISBN(13: 0-521-05515-6).

LEE, S. E.; POTTIER, E. **Polarimetric radar imaging: from basics to applications**. Boca Raton, USA: CRC Press, 2009, 398 p. ISBN(13:978-1-4200-5497-2).

LEONARD, B. P. A stable and accurate convective modeling procedure based on quadratic upstream interpolation. **Computer Methods Applied Mechanics Engineering**, v. 18, n. 1, p. 59-98, 1979.

LEONARD, B. P., 1991: The ULTIMATE conservative difference scheme applied to unsteady one-dimensional advection. **Computer Methods Applied Mechanics Engineering**, v. 88, n.1, p. 17-74, 1991.

LI, X. **Ocean surface wave measurement using SAR wave mode data**. 2010. 146 p. Tese (Doutorado em Geociências) – Universidade de Hamburgo, Hamburgo, Alemanha, 2010. Disponível em <http://ediss.sub.uni-hamburg.de/volltexte/2010/4492/pdf/XiaomingLi_Dissertation_2010.pdf> Acesso em: 10 dez 2010.

LI, X.; LEHNER, S.; ROSENTHAL, W. Investigation of ocean surface wave refraction using TERRASAR-X data. **IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing**, v. 48, n. 2, p. 830-840, 2010.

LONGUET-HIGGINS, M. S.; CARTWRIGHT, D. E.; SMITH, N. D. Observations of the directional spectrum of sea waves using the motions of a floating buoy. In: OCEAN WAVE SPECTRA, 1961, Maryland, USA. **Proceedings...** New Jersey, USA: Prentice-Hall. 1963. p. 111-136.

MASTENBROEK, C.; DE VALK, F.C. A semiparametric algorithm to retrieve ocean surface wave spectra from synthetic aperture radar. **Journal of Geophysical Research**, v. 105, n. C2, p. 3497-3516, 2000.

MELO, E.; HAMMES, G.R.; FRANCO, D.; ROMEU, M.A.R. Avaliação de desempenho do modelo WW3 em Santa Catarina. In: SEMINÁRIO E WORKSHOP EM ENGENHARIA OCEÂNICA, 3., 2008, Rio Grande, 20 p. **Anais...** Disponível em: <<http://www.semengo.furg.br/2008/08.pdf>> Acesso em: 10 set. 2010.

MELO, E.; PIMENTA, F. M.; MENDES, D. A. R.; HAMMES, G. R.; ARAUJO, C. E. S.; FRANCO, D.; ALVES, J. H. G. M.; BARLETTA, R. C.; SOUTO, A. M.; CASTELÃO, G.; PEREIRA, N. C.; BRANCO, F. V. A. Real time, on-line coastal information program in Brazil. In: INTERNATIONAL CONFERENCE ON COASTAL AND PORT ENGINEERING IN DEVELOPING COUNTRIES, 6., 2003 Sri Lanka. **Proceedings...** 14 p. Disponível em: <ftp://ftp.hamburg.baw.de/pub/Kfki/Bib/2003_COPEDEC_VI/Copedec/PDF/Papers/104.PDF>. Acesso em: 20 out 2010.

OCHI, M. K. **Ocean waves: the stochastic approach**. New York, USA: Cambridge University Press, 1998. 319 p. ISBN(0-521-56378-X).

PIANCA, C.; MAZZINI, P. L. F.; SIEGLE, E. Brazilian offshore wave climate based on NWW3 reanalysis. **Brazilian Journal of Oceanography**, v. 58, n. 1, p. 53-70, 2010.

RANEY, R. K. Synthetic aperture radar imaging of moving targets. **IEEE Transactions on Aerospace and Electronic Systems**, v. AES-7, n. 3, p. 499-505, 1971.

ROBINSON, I. S. **Measuring the oceans from space: the principles and methods of satellite oceanography**. Chichester, UK: Springer Praxis Publishing, 2004. 669 p. ISBN (3-540-42647-7).

ROBINSON, I. S. **Discovering the ocean from space: the unique applications of satellite oceanography**. Chichester, UK: Springer Praxis Publishing, 2010. 638 p. ISBN(978-3-540-24430-1).

ROSENTHAL, W.; LEHNER, S. Individual wave height from SAR. In: ENVISAT SYMPOSIUM, 2007, Montreux, Switzerland. **Proceedings...** ESA SP-636.

Disponível em:

<http://envisat.esa.int/envisatsymposium/proceedings/sessions/2F4/461401ro.pdf>

f. Acesso em: 25 fev. 2010.

SWIFT, C.T.; WILSON, L. R. Synthetic aperture radar imaging of moving ocean waves. **IEEE Transactions and Antennas Propagation**, v. 27, n. 6, p. 725-729, 1979.

TOLMAN, H. L. **User manual and system documentation of WAVEWATCH-III, version 2.22**. Washington DC, USA: National Centers for Environmental Prediction. 2002. 133 p. Disponível em:

<http://polar.ncep.noaa.gov/mmab/papers/tn222/MMAB_222.pdf>. Acesso em 20 out 2010.

TOLMAN, H. L. **User manual and system documentation of WAVEWATCH-III, version 3.14**. Washington DC, USA: National Centers for Environmental Prediction. 2009. 194 p. Disponível em:

<http://polar.ncep.noaa.gov/mmab/papers/tn276/MMAB_276.pdf>. Acesso em 30 out 2010.

TOLMAN, H. L.; BALASUBRAMANIYAN, B.; BURROUGHS, L. D.; CHALIKOV, D. V.; CHAO, Y. Y.; CHEN, H. S.; GERALD, V. M. Development and implementation of wind-generated ocean surface wave models at NCEP.

Weather and Forecasting, v. 17, n. 2, p. 311-333, 2002.

Disponível em <<http://journals.ametsoc.org/doi/pdf/10.1175/1520-0434%282002%29017%3C0311%3ADAIOWG%3E2.0.CO%3B2>>

Acesso em 14 dez 2010.

TOLMAN, H. L.; CHALIKOV, D. Source terms in a third-generation wind wave model. **Journal of Physical Oceanography**, v. 26, n. 11, p. 2497-2518, 1996.

VACHON, P. W.; MONALDO, F. M.; HOLT, B.; LEHNER, S. Ocean surface waves and spectra. In: JACKSON, C. R.; APEL, J. R. (Ed.). **Synthetic**

Aperture Radar marine user's manual. Washington DC, 2004. Disponível em:

<http://www.sarusersmanual.com/ManualPDF/NOAASARManual_CH05_pg139-170.pdf>. Acesso em: 25 set. 2010.

VIOLANTE-CARVALHO, N.; ROBINSON, I. S.; SCHULZ-STELLENFLETH, J.

Assessment of ERS synthetic aperture radar wave spectra retrieved from the Max-Planck-Institut (MPI) scheme through intercomparisons of 1 year of

directional buoy measurements. **Journal of Geophysical Research**, v. 110, n. C07019, 19 p., 2005.

VOORRIPS, A. C.; MASTENBROEK, C.; HANSEN, B. Validation of two algorithms to retrieve ocean wave spectra from ERS synthetic aperture radar. **Journal of Geophysical Research**, v. 106, n. C8, p. 16825-16840, 2001.

WANDI GROUP. The WAM model - a third generation ocean wave prediction model. **Journal of Physical Oceanography**, v. 18, n. 12, p. 1775-1810, 1988. Disponível em < <http://journals.ametsoc.org/doi/pdf/10.1175/1520-0485%281988%29018%3C1775%3ATWMTGO%3E2.0.CO%3B2>> Acesso em 15 dez 2010.

WORLD METEOROLOGICAL ORGANIZATION (WMO). **Guide to wave analysis and forecasting**. 2.ª edition. Geneva, Switzerland. 1998. 159 p.

WU, J. Wind-stress coefficients over sea surface near neutral conditions. A revisit. **Journal of Physical Oceanography**, v. 10, n. 5, p. 727-740, 1980.