

SOBRE OS MECANISMOS DE IMAGEAMENTO DO RADAR DE ABERTURA SINTÉTICA SAR PARA A ESTIMAÇÃO DO ESPECTRO DIRECIONAL DE ONDAS GERADAS PELO VENTO

Nelson Violante-Carvalho¹, Konstantina Rizopoulou²,
Luiz Mariano Carvalho³ e Brunno F. Goldstein⁴

Recebido em 5 maio, 2010 / Aceito em 13 outubro, 2010
Received on May 5, 2010 / Accepted on October 13, 2010

ABSTRACT. Despite of being the only sensor onboard satellites able to measure the wave directional spectrum, SAR has certain shortcomings, due to its aperture synthesis technique, that causes degradation in azimuth direction that introduces a sea state dependent cut-off beyond which SAR cannot sense the ocean surface waves. However, its unique capability to extract the 2D wave spectrum with global coverage, has motivated the interest of the scientific community. In this paper, the wave imaging mechanisms are discussed and the wave spectrum extracted from an ERS SAR PRI image is compared to a directional buoy moored nearby. The results are promising, showing the potential of the technique.

Keywords: wind waves, Synthetic Aperture Radar SAR, wave directional spectrum.

RESUMO. Apesar de ser o único sensor transportado em satélites capaz de medir o espectro direcional de ondas, o SAR apresenta algumas limitações, inerentes ao processo de abertura sintética, que causam degradação na sua resolução azimutal e portanto o tornam incapaz de medir ondas com comprimentos inferiores a um valor que é dependente do estado de mar. Contudo, sua capacidade única de caracterizar espectralmente as ondas com cobertura espacial global vem despertando o interesse da comunidade científica nos últimos vinte anos. Neste trabalho, os mecanismos de imageamento das ondas são discutidos e exemplificados, sendo que uma imagem ERS SAR PRI é empregada para a obtenção do espectro, que é comparado com a medição de uma boia direcional fundeada nas proximidades. Os resultados são promissores, indicando o potencial da técnica.

Palavras-chave: ondas geradas pelo vento, Radar de Abertura Sintética SAR, espectro direcional de ondas.

¹Faculdade de Oceanografia, Universidade do Estado do Rio de Janeiro – UERJ, Rua São Francisco Xavier, 524, 4015E, 20550-900 Rio de Janeiro, RJ, Brasil.
Tel.: +55(0)21 2334-0903 – E-mails: violante_carvalho@yahoo.co.uk; n.violante@uerj.br

²European Space Agency – ESA, Earth Observation Ground Segment Department, ESRIN Via G. Galilei 00044 Frascati, Italy
– E-mail: konstantinarizopoulou@hotmail.com

³Departamento de Matemática Aplicada, Instituto de Matemática e Estatística – IME – UERJ, PPG-Eng. Mecânica – FEN – UERJ. E-mail: luizmc@gmail.com

⁴Ciência da Computação – IME – UERJ. E-mail: daewoo4@gmail.com

INTRODUÇÃO

Nos últimos vinte anos, desde o lançamento do satélite ERS-1 em 1991, imagens SAR (*Synthetic Aperture Radar*) com alta resolução espacial vêm sendo adquiridas regularmente em várias regiões do planeta. Seus sucessores, como por exemplo o ERS-2, Envisat, Radarsat-1&2 e JERS-1, continuaram e ainda continuam incrementando um extenso catálogo de imagens. Sua resolução, de algumas dezenas de metros, possibilita que o SAR seja empregado para observar uma série de fenômenos oceanográficos e atmosféricos. Características únicas, combinando alta resolução com grande cobertura espacial independente da presença de nuvens, o tornam de grande interesse para aplicações científicas e operacionais.

SAR é o único instrumento transportado em satélites capaz de medir o espectro direcional, caracterizando portanto completamente o estado de mar em termos de altura, direção e comprimento das ondas. Dentre os distintos modos de operação que os diferentes satélites apresentam, dois são particularmente interessantes para investigações sobre as ondas geradas pelo vento. No chamado modo imagem (SAR PRI *Precision Image*), com resolução em torno de poucas dezenas de metros, imagens em geral de 100 por 100 km são adquiridas continuamente. A limitação deste modo de operação é a impossibilidade de armazenamento das imagens, de algumas centenas de megabytes, internamente pelo satélite. Uma vez que se torna necessário estações em terra na linha de visada para transmissão das mesmas imediatamente após a aquisição, este modo de operação é habilitado em geral em regiões costeiras.

Ondas superficiais de gravidade são influenciadas, ao se propagarem em águas rasas, por fatores como batimetria, correntes e o vento. Em regiões costeiras as características não lineares das ondas se tornam mais importantes, induzindo padrões mais complexos e com maior variabilidade temporal e espacial em comparação com sua evolução em águas profundas. As transformações que as ondas geradas pelo vento sofrem ao se aproximarem de regiões costeiras se propagando até a zona de arrebatção, com sua conseqüente quebra, são particularmente difíceis de serem medidas devido à necessidade de um número grande de instrumentos dispostos ao longo da área costeira para determinar estas transformações. Imagens SAR PRI, abrangendo milhares de quilômetros quadrados, se apresentam como particularmente interessantes para este tipo de investigação.

O modo onda (SAR *Wave Mode SWM*), o segundo modo de operação, evita o problema de limitação em espaço em disco para armazenamento, empregando imagens menores, aproximadamente de 5 por 5 km e com a mesma resolução de aproximada-

mente 30 metros, que são armazenadas e transmitidas posteriormente para estações em terra. Neste modo é possível, ao longo da trajetória do satélite, obter imagens de regiões oceânicas.

As milhões de imagens no modo onda até agora catalogadas possibilitam incrementar nosso conhecimento sobre questões associadas, por exemplo, com sua geração e propagação, bem como as características do clima de ondas global. Este acervo se torna ainda mais importante pois regiões nunca antes investigadas, devido às limitações operacionais, são agora regularmente mapeadas.

Uma severa limitação, contudo, é que nem todo o espectro de ondas é mapeado no plano da imagem SAR. Os movimentos orbitais induzidos pelas ondas geram distorções não lineares que acarretam perda de informação na direção azimutal, paralela ao deslocamento do satélite, a partir de uma região de alto número de onda. Esta região espectral, denominada de *azimuthal cut-off*, depende da distância do sensor ao alvo e do estado de mar, mais precisamente das alturas das ondas e de seu comprimento.

Uma outra dificuldade, de ordem prática, em se trabalhar com imagens SAR reside nos diferentes formatos das imagens obtidas pelos diversos satélites. Adicionalmente, com o lançamento de novos satélites, o formato das imagens de seus antecessores geralmente acaba sofrendo alterações na tentativa de uniformizar um padrão único. Tomando como exemplo os dados SAR PRI disponíveis pela Agência Espacial Europeia (*European Space Agency* – ESA), a dança de siglas dos diferentes formatos pode se tornar cansativa. O formato CCSDS (*Consultative Committee on Space Data System*) foi inicialmente empregado. Em julho de 1995 o formato CEOS (*Committee on Earth Observation Satellites*) o substituiu, caracterizado pela presença de quatro arquivos (DAT_01.001, LEA_01.001, NUL_DAT.001 e VDF_DAT.001). Com o lançamento do Envisat um novo formato é empregado, e algumas das imagens ERS-1&2 são reprocessadas na tentativa de se uniformizar a leitura das imagens. Portanto, dependendo do ano de aquisição, até quatro diferentes formatos são possíveis de serem encontrados. O processo de leitura de cada formato requer a consulta a longos, e de forma geral, intrincados manuais de usuário.

Devido à diversidade em relação à leitura de imagens, várias ferramentas foram desenvolvidas e disponibilizadas à comunidade científica. NEST, BEST, EnviView, RAT, BEAM, ENVI, para listar as mais bem documentadas, tentam contornar o problema de leitura dos diferentes formatos. Cada programa apresenta diferentes acessórios e dispositivos de tratamento de imagem, cada um com suas próprias limitações e, naturalmente, longos manuais. Apontar qual é a melhor opção não é tarefa simples, pois cada usuário com suas necessidades e aplicações próprias

irá listar as deficiências e virtudes de cada ferramenta. Infelizmente, nenhum dos programas citados apresenta a opção de sacar o espectro direcional de ondas de imagens SAR, objetivo descrito neste trabalho.

O presente trabalho apresenta uma longa discussão sobre os principais mecanismos que possibilitam o imageamento de ondas empregando o SAR, com alguns resultados obtidos que são comparados com medições de boias direcionais. É dividido da seguinte forma: na seção 2 os mecanismos de imageamento são discutidos e as principais formulações apresentadas. Na seção 3, algumas imagens SAR de casos idealizados são simuladas e os resultados discutidos enfatizando o papel das funções de modulação. Exemplos de aplicações de imagens reais são discutidos na seção 4 e as considerações finais apresentadas nas discussões.

MECANISMOS DE IMAGEAMENTO DE ONDAS GERADAS PELO VENTO

Efetivamente o SAR mede a energia retroespalhada de volta ao seu sensor. Em algumas de suas imagens, a nítida alternância entre cristas e cavados se assemelha ao padrão de ondas observado, por exemplo, da janela de um avião. Porém, uma imagem SAR é simplesmente um mapa da energia que, após ser emitida pelo sensor, retorna ao aparelho. A maneira pela qual esta energia interage com a superfície do oceano se dá na forma de um modelo que assume duas escalas espaciais distintas: as ondas decimétricas (para radares operando na banda C) que interagem com o pulso emitido pelo sensor, e as ondas de maior comprimento, entre aproximadamente 7 e 700 metros, que modulam estas ondas decimétricas permitindo então que estas sejam imageadas pelo SAR. Este modelo, denominado de duas escalas (*two-scale model*), é aqui descrito.

Nos ângulos de incidência normalmente empregados em sensores SAR, entre 20° e 60°, o pulso eletromagnético emitido interage com a superfície do oceano através do denominado *mecanismo de ressonância de Bragg* – veja uma introdução ao assunto em Robinson (2004, capítulo 10) ou em Violante-Carvalho & Ramos (2005, capítulo 5), e uma discussão mais aprofundada em Hasselmann et al. (1985). Em linhas gerais, o sinal retroespalhado é proporcional à amplitude das ondas decimétricas presentes na superfície do oceano, daqui por diante denominadas simplesmente como ondas de Bragg. A fração da energia incidente na superfície do oceano refletida de volta ao sensor é denominada de NRCS (*normalized radar cross section*, também representada usualmente como σ_0), sendo portanto proporcional à amplitude das ondas de Bragg.

O termo MTF (*radar modulation transfer function*, ou função de transferência de modulação) é empregado para definir a relação entre a altura das ondas e a amplitude de σ_0 (Alpers et al., 1981). Logo, as MTFs descrevem as possíveis interações entre as ondas de Bragg e as ondas de maior comprimento, com a consequente variação dos valores de σ_0 . Em teoria, a relação entre o espectro da imagem SAR, $P(\mathbf{k})$, e o espectro de elevação da superfície do mar, $S(\mathbf{k})$, é dada por

$$S(\mathbf{k}) = T_{SAR}(\mathbf{k}) P(\mathbf{k}), \quad (1)$$

onde $T_{SAR}(\mathbf{k})$ representa todos os mecanismos de modulação que descrevem o imageamento do espectro de elevação da superfície do oceano em um espectro de imagem SAR. Como empregado convencionalmente, \mathbf{k} é o vetor número de onda. A representação de $T_{SAR}(\mathbf{k})$ permite então estimar o espectro das ondas uma vez que se tenha o espectro da imagem SAR.

A modulação de inclinação representa as variações de σ_0 devido às variações do ângulo de incidência da energia emitida pelo sensor causada pelas ondas de maior comprimento. A energia retroespalhada pelas ondas de Bragg é função da inclinação das ondas mais longas, sobre a qual elas se encontram (Fig. 1). O valor de σ_0 é portanto maior no plano que se encontra na direção do radar, sendo menor na inclinação da onda que se encontra na direção oposta. A MTF de inclinação (*Tilt MTF*, T_t) é especialmente sensível para ondas se propagando transversalmente à direção de deslocamento do satélite (direção de *range*), sendo representada por (Hasselmann & Hasselmann, 1991):

$$T_t = ik_r \frac{4 \cot \theta}{1 \pm \sin^2 \theta}, \quad (2)$$

assumindo para as ondas de Bragg um espectro de Phillips – com decaimento em alta frequência proporcional à k^{-4} ou f^{-5} , sendo k o módulo do vetor número de onda e f a frequência. θ é o ângulo de incidência do radar, k_r é a componente do vetor número de onda na direção de *range* e \pm representa, respectivamente, polarização vertical e horizontal. Por ser uma quantidade puramente imaginária, a MTF de inclinação e a amplitude das ondas estão defasadas de 90°, logo o maior valor de σ_0 não ocorre na crista da onda, mas defasado de $\pi/2$ na face da onda que se localiza na direção do radar (Fig. 1).

A relação $|T_t|^2/k^2$ é apresentada na Figura 2, para ângulo de incidência $\theta = 24^\circ$. A função independe do número de onda, portanto ao ser aplicada a Equação (1), ou seja, uma multiplicação entre matrizes ponto a ponto, o espectro da imagem SAR, $P(\mathbf{k})$, é proporcional ao espectro de elevação da superfície do mar, $S(\mathbf{k})$. Esta função, como destacado, é especialmente sensível para ondas se propagando na direção de *range*.

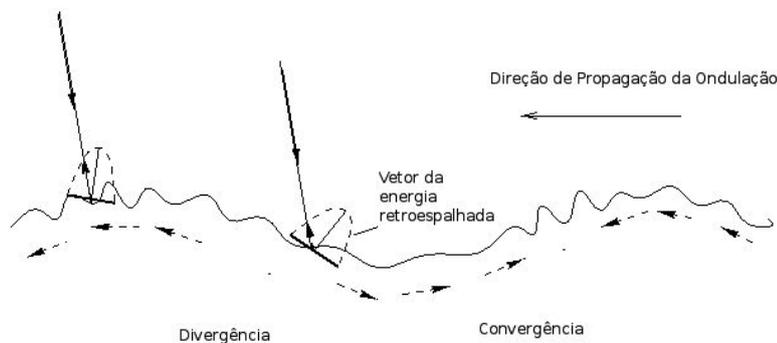


Figura 1 – Representação dos processos de modulação hidrodinâmica e por inclinação da superfície. As setas tracejadas representam a componente da velocidade orbital induzida pelas ondas mais longas gerando padrões de convergência e divergência na superfície – a modulação hidrodinâmica. A amplitude das ondas decimétricas está associada ao padrão de convergência (maior altura) e divergência (menor altura). A figura também representa a posição do vetor da energia retroespalhada. O vetor (e portanto a energia que retorna ao sensor) é maior na inclinação da onda que está na direção do satélite, e menor na direção oposta – caracterizando a modulação por inclinação. Adaptado de Robinson (2004).

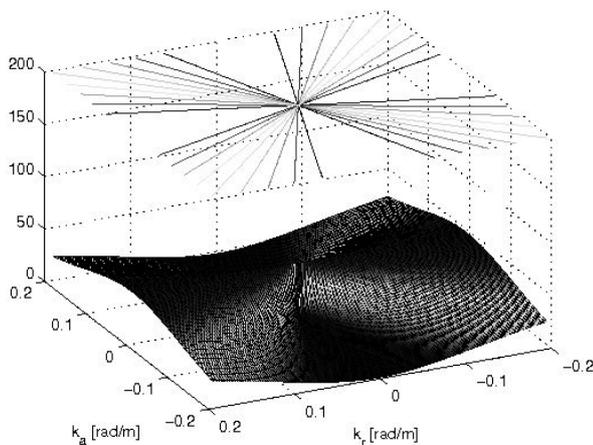


Figura 2 – Perspectiva (na parte inferior da figura) e mapa de contorno (na parte superior da figura) da MTF de inclinação (Eq. 2), $|T_i|^2/k^2$, com valores normalizados para o máximo de 50. k_a é a componente do vetor número de onda na direção azimutal e k_r na direção de *range*.

A Figura 1 também representa o efeito da modulação da amplitude das ondas de Bragg, devido às regiões de convergência e divergência em superfície induzidas pela velocidade orbital das ondas de maior comprimento. O campo convergente junto à crista induz ao aumento da amplitude das ondas de Bragg, e sua diminuição nas imediações do cavado. Dentre as diversas representações da denominada modulação hidrodinâmica (*hydrodynamic MTF*, T_h), a apresentada em Hasselmann & Hasselmann (1991) é aqui empregada (também assumindo um espectro de Phillips):

$$T_h = \frac{\omega - i\mu}{\omega^2 + \mu^2} (4.5) k \omega \left(\frac{k_r^2}{k^2} \right), \quad (3)$$

onde $\omega = 2\pi f$. O fator de amortecimento μ representa a defasagem entre o máximo de energia das ondas de Bragg e a crista da onda de maior comprimento. Para $\mu = 0$ o máximo de energia ocorre na crista, e $\mu \neq 0$ representa defasagens, sendo o valor usualmente empregado de $\mu = 0,5s^{-1}$ obtido por experimentos realizados em tanques de onda. A modulação hidrodinâmica, a menos compreendida das MTFs, também é particularmente sensível para as ondas de *range*. Devido à complexidade do fenômeno e a incerteza na sua formulação, o ângulo de incidência θ é deliberadamente escolhido para minimizar a importância relativa de T_h em relação à mais bem compreendida modulação de inclinação. Monaldi & Beal (1998) computaram que a razão entre T_i/T_h é de 6,1 para $\theta = 23^\circ$, valor do ângulo de inclinação empregado nos satélites ERS-1&2.

A Figura 3 mostra a MTF hidrodinâmica com valor de fase zero, ou seja para $\mu = 0$ e portanto a Equação (2) se reduz a $T_h = 4.5 k_r^2/k^2$. O aspecto e o comportamento de T_h é muito semelhante ao de T_i . Ambas as funções são conjuntamente denominadas de RAR (*Real Aperture Radar*), composta pela sua soma, e assume que o alvo a ser imageado é estacionário.

Ondas se propagando na direção de *range* são, portanto, detectáveis pelo SAR devido às modulações induzidas por estas nas ondas de Bragg e representadas pelas MTFs de inclinação e hidrodinâmica. A maneira pela qual as ondas se propagando na direção azimutal (paralela ao deslocamento do satélite) são detectadas está intimamente relacionada ao processo para se obter maior resolução azimutal, de onde vem a denominação radar de abertura sintética. A resolução azimutal é função do comprimento da antena empregada. Como ilustração, uma antena de 10 m,

sem usar o princípio de abertura sintética, apresentaria resolução em torno de 5 km. Ou, para se obter a resolução de 25 m, tipicamente encontrada nos satélites ERS e ENVISAT, seria preciso uma antena com comprimento de 4 km. O processo de síntese de abertura da antena tira então vantagem do fato do satélite estar se deslocando para simular uma antena de maior comprimento, sendo empregado vários retornos da energia retroespalhada de uma mesma região em instantes diferentes ao longo do deslocamento do SAR. Como o satélite está se deslocando ao longo de sua trajetória, as variações da frequência do pulso recebido pelo sensor (*Doppler shift*) são empregadas para determinar a posição do alvo.

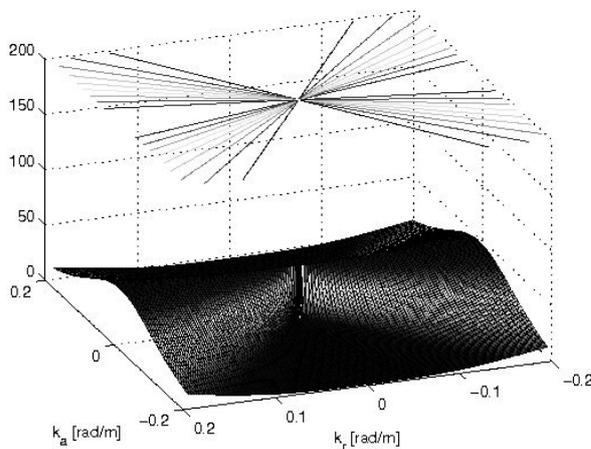


Figura 3 – Perspectiva e mapa de contorno da MTF hidrodinâmica (Eq. 3, veja detalhes no texto), $|T_h|^2/k^2$, com valores normalizados para o máximo de 50.

O complicador reside no fato do oceano não ser um alvo estático, apresentando movimentos induzidos pela velocidade orbital das ondas. Este movimento causa uma alteração na frequência Doppler recebida pelo satélite, dificultando, e em alguns casos impossibilitando totalmente, a identificação da posição da onda no plano da imagem SAR. Também como ilustração, o exemplo clássico deste efeito é o observado com navios se deslocando na direção de *range*. Os navios aparecem na imagem SAR deslocados das ondas por eles geradas (*wake waves*), na direção azimutal positiva ou negativa em função da embarcação estar se deslocando em direção ao satélite ou na direção contrária. Com as ondas na superfície do mar acontece algo semelhante, com as cristas sendo deslocadas na direção azimutal positiva e o cavado na direção azimutal negativa. Desta forma, as velocidades orbitais de uma determinada componente de onda causam deslocamentos periódicos na imagem SAR, tornando as ondas detectáveis devido à modulação que ocorre no sinal recebido pelo sensor.

Esta modulação causada pelo deslocamento da posição do alvo na imagem SAR é denominada *velocity bunching MTF*. O deslocamento da posição do alvo no plano da imagem é diretamente proporcional à velocidade orbital das ondas, sendo portanto diretamente proporcional à sua altura e inversamente proporcional ao seu período. Quanto maior a altura e quanto menor o período da onda, maior o deslocamento que ocorre no plano da imagem, aumentando o grau de não linearidade do processo de imageamento. Este grau de não linearidade gera uma região limite em alta frequência (ou alto número de onda) denominada de *azimuthal cut-off*, além da qual as ondas não são mapeadas no plano da imagem, havendo assim perda de informação. De forma geral, SAR transportados em satélites, a uma altura nominal de 800 km, não conseguem detectar ondas com comprimento menor do que aproximadamente 150 m se deslocando na direção azimutal. E, devido à resolução espacial, ondas com comprimentos inferiores a aproximadamente 100 m, mesmo na direção de *range*, não são detectadas pelo SAR.

A forma linear da *velocity bunching MTF* é representada como

$$T_{vb} = \frac{R}{V} k_a \omega \left(\sin^2 \theta \sin^2 \phi + \cos^2 \theta \right)^{1/2}, \quad (4)$$

onde k_a é a componente do vetor número de onda na direção azimutal, V é a velocidade do satélite em relação à superfície terrestre, R é a distância entre o radar e a superfície e ϕ é o ângulo de propagação das ondas em relação à trajetória do satélite ($\sin \phi = \frac{k_r}{|k|}$). A razão entre $|T_{vb}|^2$ e k^2 é apresentada na Figura 4. A função é especialmente sensível às ondas se propagando na direção azimutal, com a modulação aumentando em direção à região de maior número de onda.

A não linearidade do processo, que é função do estado de mar, causa degradação em alto número de onda na direção azimutal com a perda da informação. Este comportamento, semelhante a um filtro passa baixa, pode ser representado multiplicando as funções de modulação por uma expressão da forma

$$\exp(-k_a^2 \xi^2), \quad (5)$$

onde $\xi = \beta v$, $\beta = R/V$ e v é a velocidade orbital das ondas. Seu valor naturalmente dependente do estado de mar, e pode ser representado por $v = \pi H/T$, com H sendo a altura e T o período da onda.

A função de transferência total linearizada do SAR, (T_{SAR}), é a soma coerente de cada um dos mecanismos discutidos:

$$|T_{SAR}| = |T_t| + |T_h| + |T_{vb}|. \quad (6)$$

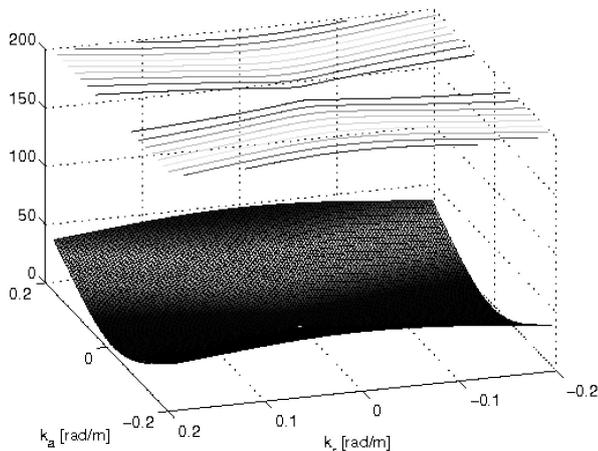


Figura 4 – Perspectiva e mapa de contorno da MTF *Velocity Bunching* (Eq. 4), $|T_{vb}|^2/k^2$, para $\theta = 23^\circ$ e $R/V = 32 s$. Os valores foram normalizados para o máximo de 50.

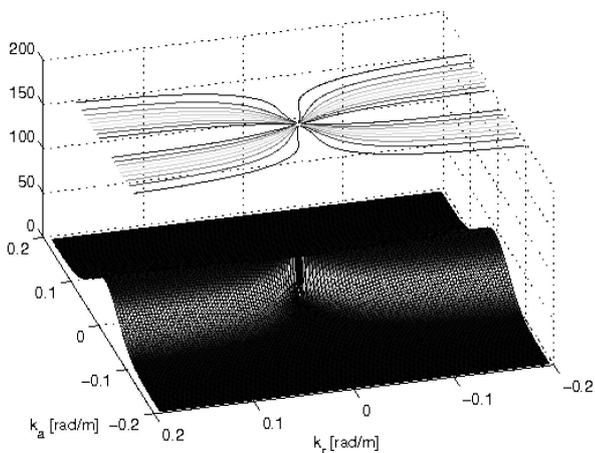


Figura 5 – Perspectiva e mapa de contorno da MTF Total do SAR (Eq. 6), $\exp(-k_a^2 \xi^2) \times |T_{SAR}|^2/k^2$, para $\theta = 23^\circ$ e $R/V = 32 s$, com valores normalizados para o máximo de 50.

A Figura 5 apresenta a perspectiva e mapa de contorno de $\exp(-k_a^2 \xi^2) \times |T_{SAR}|^2/k^2$. T_{vb} é mecanismo dominante para as ondas se propagando na direção azimutal, enquanto T_t e T_h interagem sendo o mecanismo dominante para as ondas se deslocando na direção de *range*. O decaimento azimutal em alto número de onda é claramente representado na Figura 5, para valor de $H = 1 m$ e $T = 7 s$. O *azimuthal cut-off* também é diretamente proporcional à razão $\beta = R/V$, e portanto quanto mais alta a órbita do satélite maior será seu valor. Assim, quanto maior a altura das ondas e quanto maior o valor de β , menor a capacidade do sensor de detectar as ondas que se propagam na direção azimutal.

Portanto, a Equação (1) pode ser expressa de forma mais

completa como

$$S(\mathbf{k}) = [H(\mathbf{k}) T_{SAR}(\mathbf{k}) P(\mathbf{k}) + N_{sp}(\mathbf{k})], \quad (7)$$

com $H(\mathbf{k})$ representado o *azimuthal cut-off* e $N_{sp}(\mathbf{k})$ o *speckle*. *Speckle* é essencialmente uma forma de ruído que deteriora a qualidade da imagem, causado pela interferência das ondas eletromagnéticas retroespalhadas pela superfície, sendo inerente de sistemas coerentes (Robinson, 2004). Algumas imagens SAR sintéticas são apresentadas na próxima seção, com o *speckle* sendo simulado por uma distribuição do tipo Weibull (Haselmann et al., 1985).

SIMULAÇÃO DE IMAGENS SAR EM SITUAÇÕES IDEALIZADAS DE PROPAGAÇÃO DE ONDAS

A simulação de imagens SAR torna mais simples a avaliação do desempenho de algoritmos para extração do espectro direcional de ondas destas imagens. Partindo-se de um caso idealizado, como por exemplo ondas regulares se propagando na direção de *range*, a imagem SAR correspondente a este estado de mar é simulada em função das MTF's discutidas na seção anterior. Desta forma, o emprego de imagens SAR sintéticas, representando estados de mar relativamente simples e bem definidos, apresenta-se como uma ferramenta eficaz para determinação de possíveis erros ou limitações da técnica empregada, além de facilitar a compreensão dos procedimentos de imageamento do SAR.

Devido ao movimento orbital das ondas, a resolução azimutal das imagens SAR é degradada não linearmente em alta frequência, processo que recebe a denominação de *velocity bunching*. Um algoritmo que se propõe a extrair o espectro direcional de ondas de imagens SAR deve necessariamente levar em consideração este fenômeno. Esse algoritmo também deve conter as funções de transferência de modulação. Essas funções modelam matematicamente como as ondas de Bragg, ao entrarem em ressonância com o sinal emitido pelo SAR, são moduladas pelas ondas de maior comprimento, geralmente ondulações.

A simulação do caso mais simples possível se refere à propagação de ondas regulares na direção de *range*, representada pelo eixo horizontal na Figura 6 e nas demais imagens SAR, com a direção azimutal sendo representada pelo eixo vertical. A imagem, composta de 200 pixels nas direções azimutal e de *range*, também apresenta um *transect* ao longo da direção de interesse, empregado para avaliar a capacidade de se simular corretamente o estado de mar em uma imagem SAR. Imagens SAR medidas por satélites não são livres de ruído, caracterizado especialmente por *speckle*. Na Figura 7, *speckle* é simulado e adicionado à imagem apresentada na Figura 6.

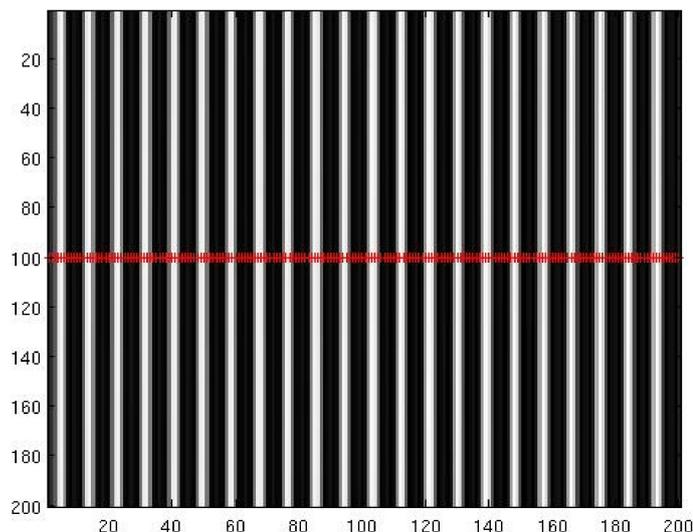


Figura 6 – Imagem SAR de 200×200 pixels de uma onda senoidal de 100 metros de comprimento se deslocando na direção de *range*. A imagem não apresenta *speckle*. A linha representa um *transect* ao longo da direção de *range*.

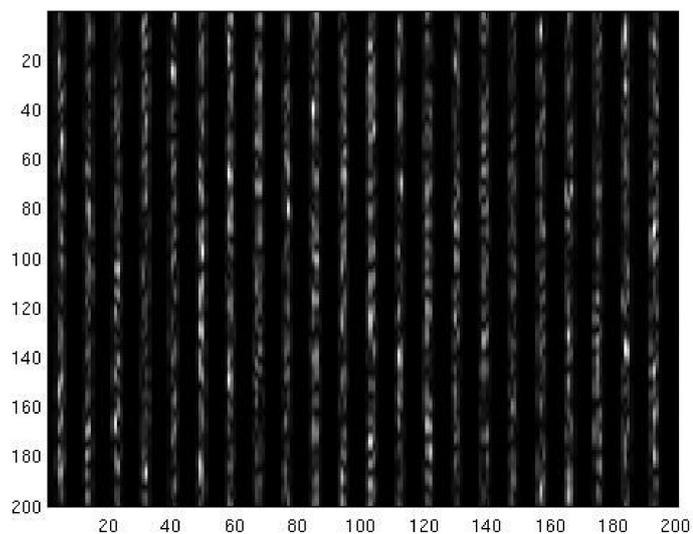


Figura 7 – Idem à Figura 6 para uma imagem com *speckle*.

A elevação da superfície do mar composto por ondas regulares com comprimento de 100 metros se deslocando na direção de *range* é apresentado na Figura 8. Também na Figura 8, a intensidade da imagem SAR sem *speckle* é mostrada, onde a relação direta entre a elevação da superfície do mar e a intensidade da imagem pode ser comprovada. Na direção de *range* os efeitos de *velocity bunching* são desprezíveis, e existe uma relação direta entre a intensidade da imagem SAR e a elevação da superfície do mar. Na direção azimutal, devido aos efeitos de *velocity bunching* tal relação não existe, e o mapeamento

da elevação da superfície do mar em imagens SAR se torna não linear.

Ondas irregulares podem ser simuladas empregando formulações espectrais representativas de estados de mar mais complexos. Um mar em estágio de desenvolvimento é bem representado pelo espectro de JONSWAP (Hasselmann et al., 1973), onde na Figura 9 é apresentado o caso para frequência de pico relacionada a um comprimento de onda de aproximadamente 100 metros (em água profunda), ou número de onda de pico (k_p) de 0,063 rad/m.

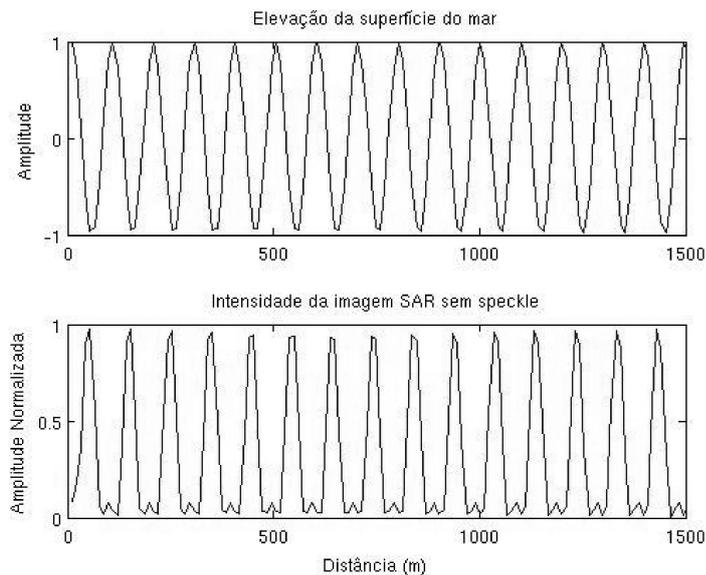


Figura 8 – Elevação da superfície do mar para um trem de ondas regulares com comprimento de 100 metros (figura superior). A intensidade da imagem SAR sem *speckle* para o mesmo segmento representado pela linha na Figura 6 ao longo da direção de *range* é apresentada na parte inferior.

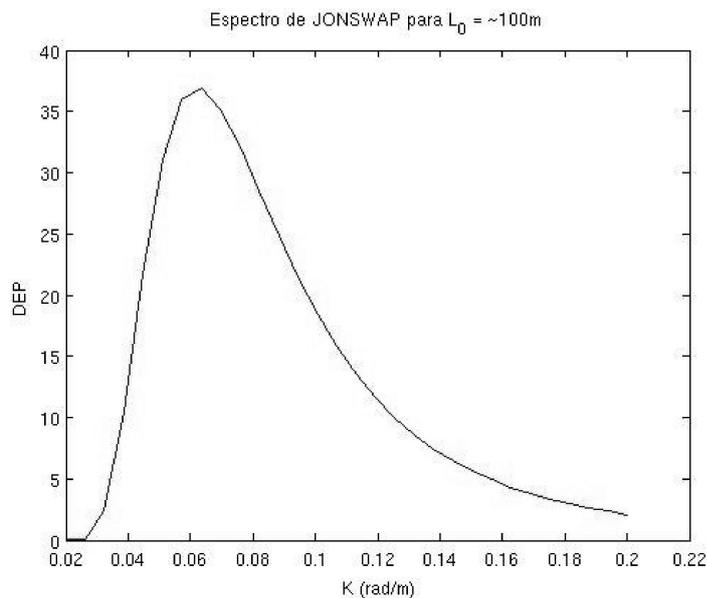


Figura 9 – Espectro de JONSWAP com comprimento de pico de aproximadamente 100 metros. A Densidade Espectral de Potência (DEP) em m^2/Hz .

Considerando-se algum tipo de formulação para o espalhamento direcional, o espectro de energia (1D) representado na Figura 9 pode ser transformado no espectro direcional (2D), com sua correspondente elevação da superfície livre do oceano gerando uma imagem SAR sintética. Na Figura 10 é apresentada a imagem SAR simulada, sem *speckle*, para a elevação da superfície

do mar empregando o espectro 1D da Figura 9, com um espalhamento direcional do tipo cosseno (Hasselmann et al., 1980) para ondas se deslocando na direção de *range*.

Um *transect* ao longo da direção de *range*, como o apresentado na Figura 6, é empregado para comparar a elevação da superfície do mar que originou a imagem sintética da Figura 10 com

a sua intensidade. O espectro de elevação da superfície é apresentado na Figura 11a, onde pode-se observar o pico espectral em torno do número de onda correspondente ao comprimento de 100 metros. De forma análoga, o espectro de intensidade da imagem SAR simulada é apresentado na Figura 11b, onde a semelhança entre os dois espectros é grande, uma vez que na direção de *range* o mapeamento da superfície do mar pela imagem SAR se dá de forma quase linear.

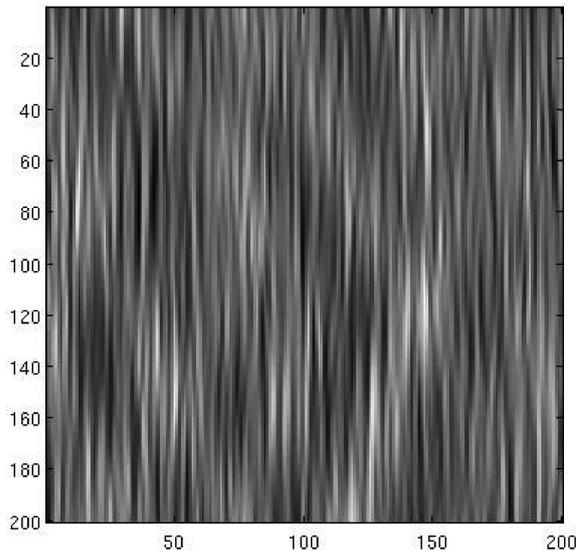


Figura 10 – Imagem SAR de 200×200 pixels sem *speckle* para ondas irregulares se deslocando na direção de *range*.

Na direção azimutal, devido à contribuição do *velocity bunching*, o mapeamento da superfície livre do oceano pelo Radar de Abertura Sintética transportado por satélites não se dá sempre de forma linear, podendo haver um posicionamento errôneo da feição oceânica na imagem SAR. Este deslocamento na direção azimutal é dependente do estado de mar, e em geral ondas com comprimentos inferiores a 100/150 metros não são imageadas diretamente, ocorrendo perda de informação em alta frequência. As componentes espectrais dentro desta faixa de alta frequência são registradas nas imagens SAR erroneamente, ocorrendo deslocamento de energia espectral desta região em direção à região de menor número de onda (Mastenbroek & de Valk, 2000).

O espectro 1D da Figura 9 é utilizado para simular a superfície livre do oceano, agora para ondas se propagando na direção azimutal, empregando uma função de espalhamento direcional do tipo cosseno para gerar o espectro 2D. Na Figura 12 a imagem SAR simulada sem *speckle* é apresentada.

O espectro da elevação da superfície livre ao longo da direção azimutal é apresentado na Figura 13a, com o pico espectral associado ao comprimento de onda de aproximadamente 100 me-

tros, como esperado. O espectro da imagem SAR sem *speckle* ao longo da direção azimutal (Fig. 13b), apresenta comportamento ligeiramente diferente. Parte considerável da energia espectral é deslocada em direção à região de menor número de onda, caracterizando a não linearidade do processo de imageamento.

Qualquer técnica que se proponha a extrair o espectro direcional de ondas de imagens SAR deve necessariamente levar em consideração os mecanismos aqui descritos e as possíveis limitações encontradas. O algoritmo do Max Planck-Institut (MPI) (Hasselmann & Hasselmann, 1991; Hasselmann et al., 1996; Heimbach et al., 1998; Violante-Carvalho et al., 2005) é empregado em alguns dos mais importantes centros de previsão de ondas, como o ECMWF (*European Centre for Medium-Range Weather Forecasts*). Originalmente implementado para extrair os espectros das imagens SWM, sua adaptação para as imagens SAR PRI é aqui descrita, com a validação de alguns casos reais apresentadas na seção seguinte.

VALIDAÇÃO DO PROCEDIMENTO DE CALIBRAÇÃO E FILTRAGEM DE IMAGENS ERS-1&2 SAR PRI

O algoritmo MPI utilizado para extração do espectro direcional de ondas emprega como dados de entrada os espectros da imagem SAR no formato *wave mode* 'ERS.SWM.UWA' (a descrição detalhada do procedimento se encontra no manual da ESA (2010), disponível na *web*, ver sítio nas referências). Ao se adaptar o algoritmo para usar as imagens SAR *image mode*, todo o procedimento de calibração e filtragem das imagens empregado no modo 'SWM.UWA' precisa ser levado em consideração. Em linhas gerais, da imagem de amplitude é obtida a imagem de potência através do emprego de valores de calibração. A imagem é normalizada e uma janela de Hamming em 2D é então aplicada. O espectro da imagem é calculado através da Transformada Rápida de Fourier (FFT) para em seguida ser aplicada uma função de transferência para mitigar os efeitos de perda em alta frequência (ou alto número de onda k). O espectro da imagem é então transformado de coordenadas cartesianas para coordenadas polares, onde o espectro é representado por 144 bins com 12 direções igualmente espaçadas de 15 graus e 12 comprimentos de onda abrangendo o intervalo de 65 a 650 metros. O formato final do espectro da imagem SAR é utilizado como dado de entrada pelo algoritmo MPI para cálculo do espectro direcional de ondas.

Uma possível maneira de validar o procedimento se baseia na comparação dos espectros de onda extraídos das imagens com medições independentes, como boias direcionais fundeadas nas imediações da área imageada pelo SAR. Uma região parti-

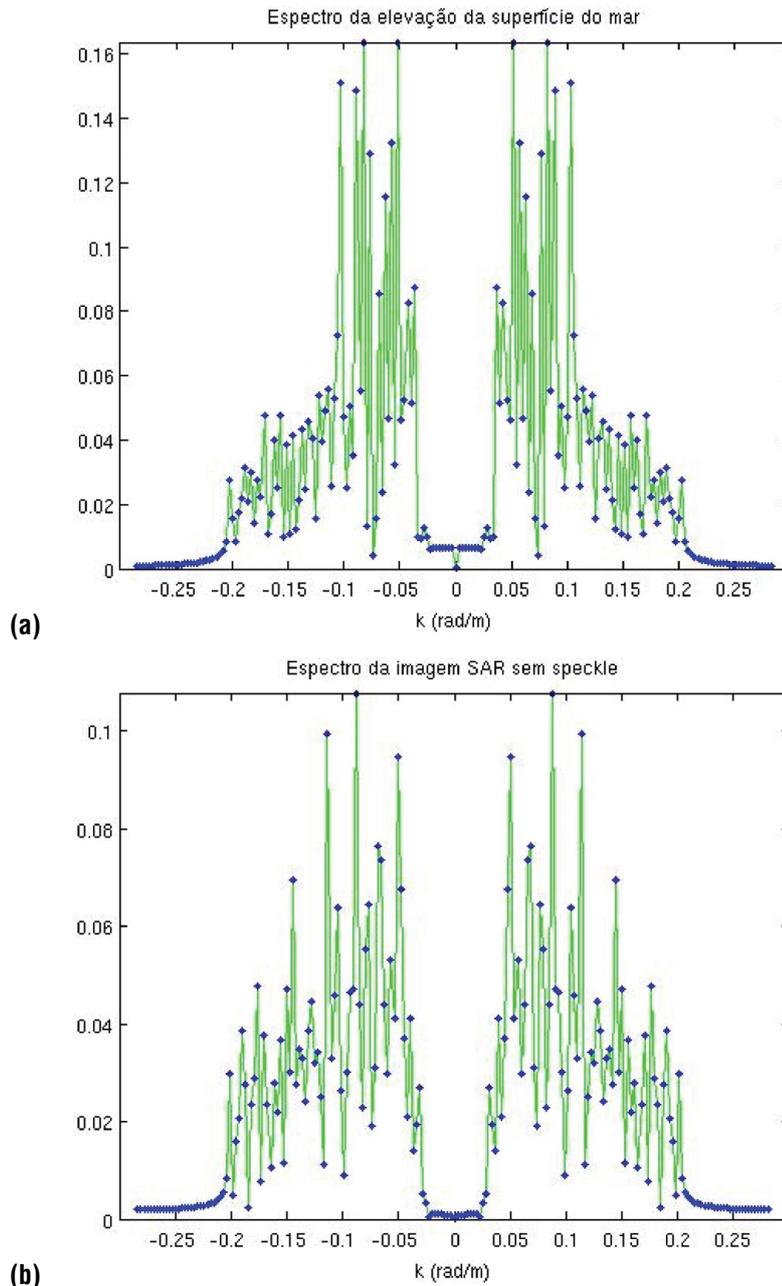


Figura 11 – Em (a) espectro da elevação da superfície do mar ao longo da direção de *range* para o estado de mar simulado pela imagem da Figura 10. Em (b) espectro de intensidade da imagem SAR (Fig. 10) ao longo da direção de *range*.

cularmente interessante é a de São Francisco, Califórnia, apresentada na Figura 14, por haver duas boias direcionais fundeadas nas imediações em profundidades superiores a 1000 metros, com os dados disponíveis na *web* (ver a página da NOAA/NDBC, 2010).

A imagem foi selecionada dos catálogos da ESA (2010) empregando o programa EOLi (*Earth Observation Link*). Da imagem

quick look abrangendo a área total, é possível selecionar uma pequena imagem – ou, utilizando o jargão da ESA, uma *image* – de 512 por 512 pixels, representado pelo quadrado na Figura 14 e apresentada na Figura 15. O procedimento descrito em ESA (2010) é seguido para se obter o espectro da imagem também apresentado na Figura 15. Pode-se observar ondas se deslocando na direção de *range*, com cristas paralelas à trajetó-

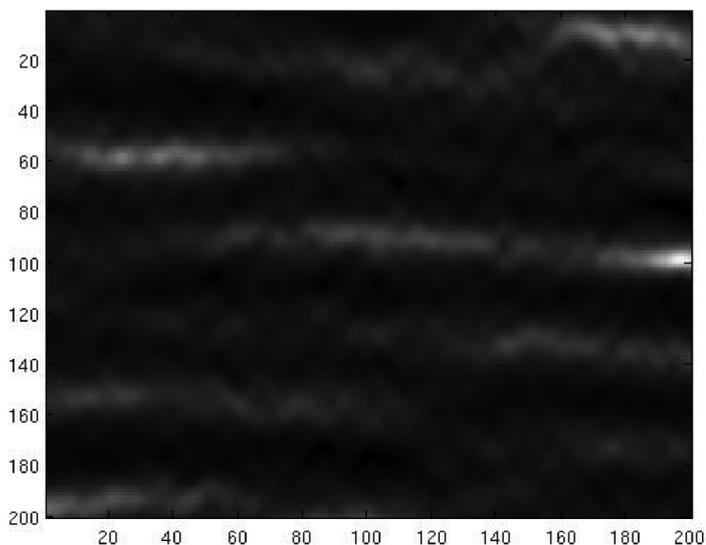


Figura 12 – Imagem SAR de 200×200 pixels para ondas irregulares se deslocando na direção azimutal.

ria do satélite. Desta pequena área, com dimensões idênticas às imagens ERS SAR *Wave Mode* (ERS.SWM.UWA), é feito o processamento para se obter o espectro direcional das ondas geradas pelo vento.

Além do espectro de imagem, como informação de entrada para o algoritmo MPI, é empregado um *first guess*, geralmente obtido de um modelo de geração e propagação de ondas. Esta informação adicional é utilizada para determinar a direção de propagação, resolvendo a ambiguidade direcional, bem como para estender a parte de alto número de onda, não medida diretamente pelo SAR. Como *first guess*, é empregada a saída do WW3 (o modelo de geração e propagação WaveWatch III, Tolman, 1991), coincidente com as medições realizadas pela boia direcional fundeada na área da Figura 14. Os espectros estimados pelo modelo coincidentes com as medições realizadas pelas boias NOAA/NDBC desde fevereiro de 2005 estão disponíveis na rede (mais detalhes em NCEP/NOAA, 2010).

O espectro direcional de ondas obtido da imagem SAR é apresentado na Figura 16b, que pode ser comparado com o espectro medido pela boia 46042 (Fig. 16c). É interessante destacar que a forma do espectro SAR é mais próxima do espectro medido pela boia do que o espectro estimado pelo WW3 (Fig. 16a), inclusive com a presença de um pico espectral de baixa frequência não computado pelo modelo. Este exemplo é interessante por ilustrar uma das mais importantes contribuições ao se empregar medições usando o SAR. Uma das maiores limitações de modelos de geração e propagação de ondas se encontra na estimação da ondulação, justamente a parte do espectro diretamente medida

pelo instrumento. A diferença de direção entre os dois picos da ondulação (SAR e boia) está dentro da resolução em direção de 15 graus empregada nas duas medições. Outro ponto de interesse é o valor de altura significativa medida pela boia e pelo SAR, mais próximos entre si do que o valor estimado pelo WW3.

DISCUSSÃO

O presente trabalho discute as potencialidades e limitações de se empregar imagens geradas por um Radar de Abertura Sintética transportado em satélite para a obtenção do espectro direcional de ondas geradas pelo vento. As funções de transferência responsáveis pelo imageamento das ondas são apresentadas, juntamente com simulações de imagens em situações idealizadas, para fundamentar esta discussão.

O algoritmo MPI, originalmente desenvolvido para empregar imagens SWM, foi adaptado para o modo SAR PRI e os resultados preliminares são apresentados. Uma imagem ERS SAR PRI da costa da Califórnia é empregada para se extrair o espectro direcional de ondas. O resultado foi comparado com o espectro estimado por um modelo e o medido por uma boia direcional. Os resultados são promissores, indicando o potencial da técnica aqui discutida. Ainda que os resultados sejam iniciais, o exemplo apresentado ilustra algumas das potencialidades da técnica. A componente de ondulação, presente no espectro medido pela boia e não estimado pelo WW3, aparece claramente no espectro SAR. Outro ponto de interesse é o valor da altura significativa calculada pelo SAR, bastante próximo da medição da boia, sendo mais uma contribuição positiva.

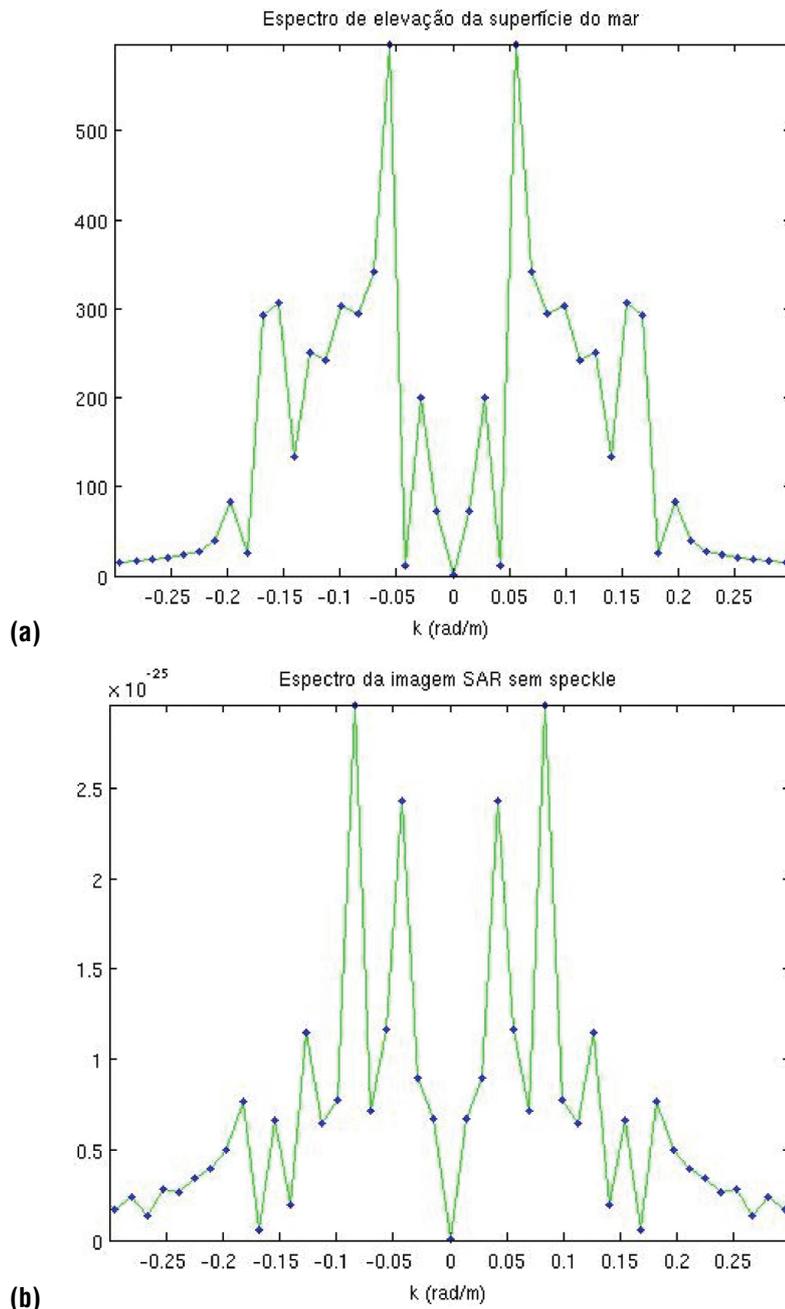


Figura 13 – Em (a) espectro da elevação da superfície do mar ao longo da direção azimutal para o estado de mar simulado pela imagem da Figura 12. Em (b) espectro da imagem SAR (Fig. 12) ao longo da direção azimutal.

Na próxima etapa do trabalho, será investigada a variação espacial de espectros obtidos por diferentes imagettes em água profunda empregando uma única imagem SAR. A região de São Francisco, apresentada na Figura 14, é interessante para tal procedimento, uma vez que duas boias direcionais, fundeadas em água profunda, estão separadas por uma distância inferior a

100 km, logo podendo estar incluídas em uma única imagem SAR. Além de buscar resposta para uma interessante questão científica, tal procedimento possibilitará comparar os espectros obtidos pelo algoritmo MPI e investigar seu desempenho. Também cientificamente de interesse, o procedimento será adaptado para a obtenção de espectros de onda em águas rasas,

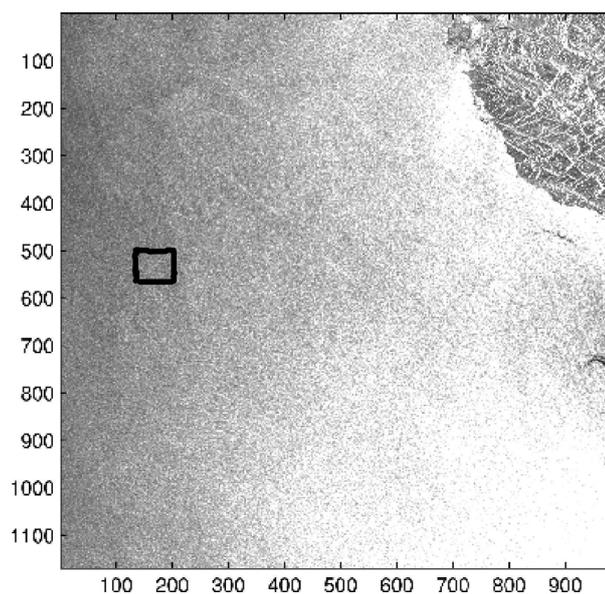


Figura 14 – Imagem ERS-2 SAR PRI, de 23 de dezembro de 2006 18:49 UTC, obtida nas imediações da boia 46042 NOAA/NDBC. A imagem original apresenta 8.440 por 8.537 pixels, com o tamanho de pixel de 12,5 m por 12,5 m, de aproximadamente 150 MB. Os eixos representam os números de pixels, onde neste *quick look* é calculada a média de oito por oito pixels, havendo a redução do tamanho da imagem por um fator de 64. O quadrado é uma imagette de 512 por 512 pixels, empregada para a análise posterior.

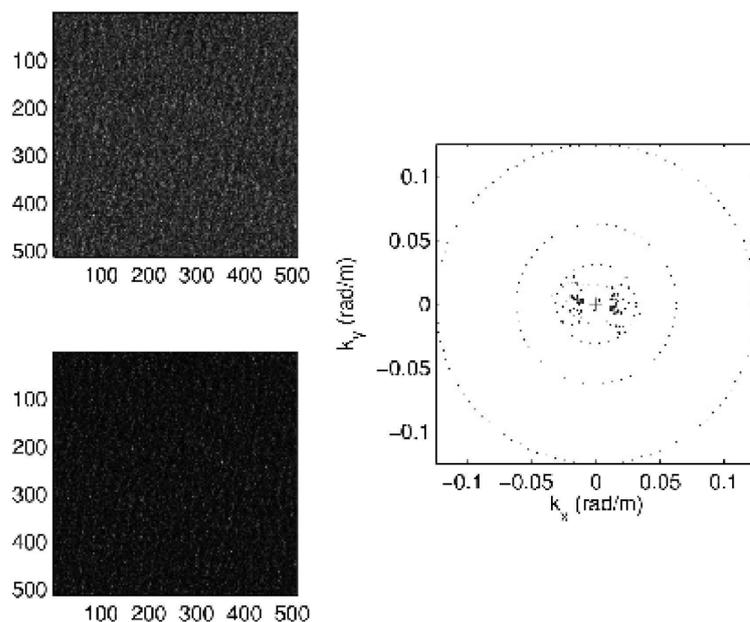


Figura 15 – No alto, à esquerda, a imagette de 512 por 512 pixels representada pelo quadrado na Figura 14, com o tamanho de pixel de 12,5 m por 12,5 m. Embaixo à esquerda a mesma imagem normalizada. À direita é apresentado o espectro da imagem, com o eixo horizontal representando o número de onda na direção de *range* e o eixo vertical o número de onda na direção azimutal. O círculo exterior corresponde ao comprimento de onda de 50 m, e o interior ao de 400 m. Também apresentados os de 100 m e 200 m.

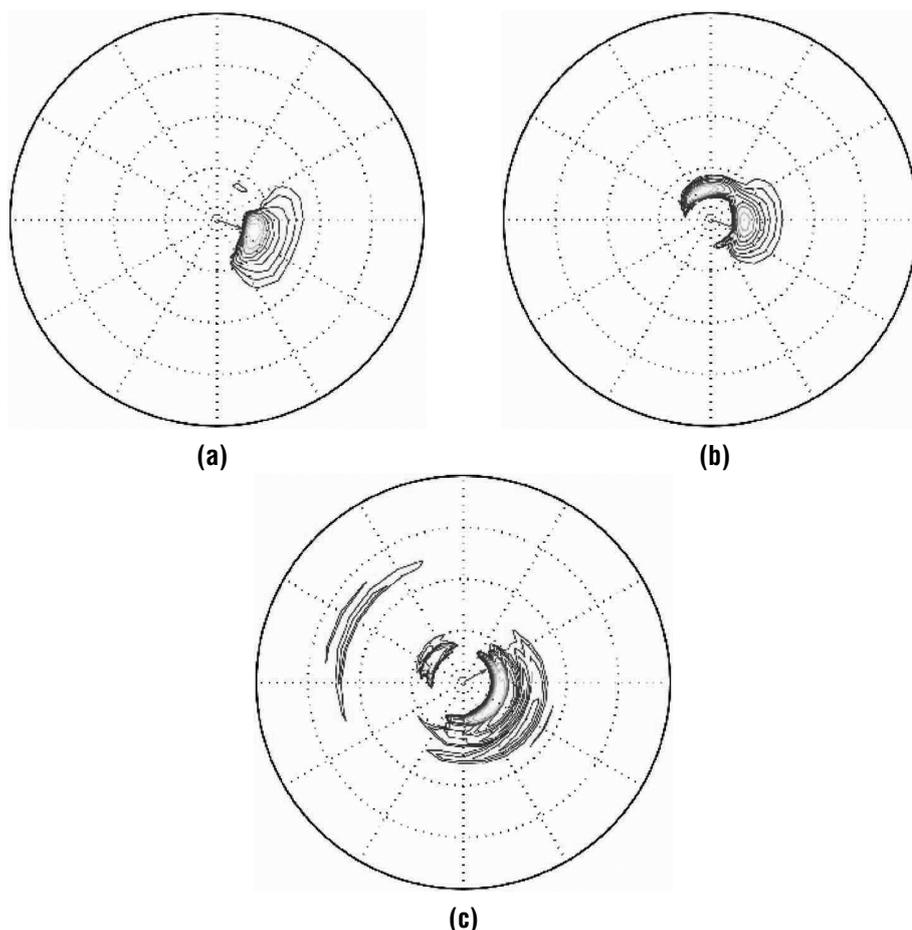


Figura 16 – Espectro direcional de ondas na forma polar. Os círculos representam frequências em intervalos de 0,1 Hz compreendendo de 0,1 Hz (círculo interno) até 0,4 Hz (círculo externo). As isolinhas são logaritmicamente espaçadas em relação ao máximo valor da densidade de energia espectral. A seta no centro representa a direção para a qual o vento se propaga, para facilitar a visualização da direção para a qual as ondas se propagam, aqui empregada. Espectro direcional de ondas estimado pelo modelo de geração e propagação de ondas WW3 (a), com altura significativa 3,04 m. Espectro direcional de ondas obtido da imagem SAR (b), o valor da altura significativa obtida é de 2,10 m. Espectro direcional de ondas medido pela boia do NDBC (c), altura significativa de 2,28 m.

levando-se em consideração as alterações que terão que ser implementadas na equação de dispersão e nas MTFs, possibilitando investigar as transformações sofridas pelas ondas ao interagirem com o fundo.

AGRADECIMENTOS

O grupo foi contemplado com um projeto de pesquisa pela Agência Espacial Europeia (*European Space Agency* – ESA ID C1P.6401), o que possibilita o acesso a seu extenso catálogo de imagens SAR. Reconhecemos também o apoio financeiro da PETROBRAS ao projeto de pesquisa (ID 0050.0043413.08.02). Um dos autores (NVC) passou nove meses na Universidade de Southampton (*National Oceanography Centre, Southampton NOCS – Ocean Observing and Climate group*) com uma bolsa de pós-doutorado oferecida pelo Conselho Nacional de De-

envolvimento Científico e Tecnológico (PDE 201197/2008-1) trabalhando com o Prof. Dr. Ian Robinson e sua equipe.

REFERÊNCIAS

- ALPERS WR, ROSS DB & RUFENACH CL. 1981. On the detectability of ocean surface waves by real and Synthetic Aperture Radar. *J. Geophys. Res.*, 86(C7): 6481–6498.
- ESA. 2010. European Space Agency: ERS_1&2 UWA processing algorithm specification. Disponível em: <http://earth.esa.int/pub/ESA_DOC/UWA/er_tn_es.pdf>. Acesso em: 10 maio 2010.
- HASSELMANN K & HASSELMANN S. 1991. On the nonlinear mapping of an ocean wave spectrum into a Synthetic Aperture Radar image spectrum and its inversion. *J. Geophys. Res.*, 96(C6): 10,713–10,729.

- HASSELMANN K, BARNETT TP, BOUWS F, CARLSON H, CARTWRIGHT DE, ENKE K, EWING JA, GIENAPP H, HASSELMANN DE, KRUSEMANN P, MEERBURG A, MÜLLER P, OLBERS DJ, RICHTER K, SELL W & WALDEN H. 1973. Measurements of wind-wave growth and swell decay during the Joint North Sea Wave Project (JONSWAP). Dtsch. Hydrogr. Z. Suppl., A8(12). 95 p.
- HASSELMANN DE, DUNCKEL M & EWING JA. 1980. Directional wave spectra observed during JONSWAP 1973. J. Phys. Oceanogr., 10: 1264–1280.
- HASSELMANN K, RANEY RK, PLANT WJ, ALPERS W, SHUCHMAN RA, LYZENGA DR, RUFENACH CL & TUCKER MJ. 1985. Theory of Synthetic Aperture Radar ocean imaging: A MARSEN view. J. Geophys. Res., 90(C3): 4659–4686.
- HASSELMANN S, BRÜNING C, HASSELMANN K & HEIMBACH P. 1996. An improved algorithm for the retrieval of ocean wave spectra from Synthetic Aperture Radar image spectra. J. Geophys. Res., 101(C7): 16,615–16,629.
- HEIMBACH P, HASSELMANN S & HASSELMANN K. 1998. Statistical analysis and intercomparison of WAM model data with global ERS-1 SAR wave mode spectral retrievals over 3 years. J. Geophys. Res., 103(C4): 7931–7977.
- MASTENBROEK C & DE VALK CF. 2000. A semiparametric algorithm to retrieve ocean wave spectra from Synthetic Aperture Radar. J. Geophys. Res., 105(C2): 3497–3516.
- MONALDO FM & BEAL RC. 1998. Comparison of SIR-C SAR wavenumber spectra with WAM model predictions. J. Geophys. Res., 103(C9): 18,815–18,825.
- NCEP/NOAA. 2010. National Centers for Environmental Prediction/National Oceanic and Atmospheric Administration. Disponível em: <<http://polar.ncep.noaa.gov>>. Acesso em: 10 maio 2010.
- NOAA/NDBC. 2010. National Oceanic and Atmospheric Administration/National Data Buoy Center. Disponível em: <<http://www.ndbc.noaa.gov>>. Acesso em: 10 maio 2010.
- ROBINSON IS. 2004. Measuring the Oceans from Space. Springer-Praxis Books, Great Britain. 669 p.
- TOLMAN H. 1991. A third-generation model for wind waves on slowly varying, unsteady and inhomogeneous depths and currents. J. Phys. Oceanogr., 21: 782–797.
- VIOLANTE-CARVALHO N & RAMOS AVC. 2005. Medições do espectro direcional de ondas geradas pelo vento por meio de imagens do radar de abertura sintética ERS-1 SAR. In: SOUZA RB (Ed.). Oceanografia por Satélites. Oficina de Textos. p. 77–89.
- VIOLANTE-CARVALHO N, ROBINSON IS & SCHULZ-STELLENFLETH J. 2005. Assessment of ERS Synthetic Aperture Radar wave spectra retrieved from the MPI scheme through intercomparisons of one year of directional buoy measurements. J. Geophys. Res., 110(C07019), 19 p.

NOTAS SOBRE OS AUTORES

Nelson Violante-Carvalho. Professor do Programa de Pós-Graduação em Oceanografia (PPG-OCN) da Universidade do Estado do Rio de Janeiro (UERJ). Doutorado em Oceanografia Física pelo *Southampton Oceanography Centre* (SOC) da Universidade de Southampton, UK. Foi pesquisador visitante no *National Oceanography Centre*, Southampton (NOCS), UK, no *Ocean Observing and Climate Research Group*. Tem como principal interesse científico o estudo das ondas geradas pelo vento.

Konstantina Rizopoulou. Mestre em Oceanografia Física, com ênfase em sensoriamento remoto, pelo *National Oceanography Centre*, Southampton (NOCS). Atualmente é pesquisadora da Agência Espacial Europeia (ESA), no *Earth Observation Ground Segment Department*, em Frascati, Itália.

Luiz Mariano Carvalho. Professor Adjunto do Departamento de Matemática Aplicada do IME – UERJ, Professor do PPG-Engenharia Mecânica da UERJ e Professor Participante do Mestrado Profissional em Matemática Universitária do IMECC-UNICAMP. Autor de capítulos de livros, livros e artigos em revistas científicas nacionais e internacionais. Editor e revisor de revistas científicas nacionais e internacionais. Doutor pelo CERFACS, França.

Brunno Figueroa Goldstein. Aluno de graduação em Ciência da Computação pelo Instituto de Matemática e Estatística da UERJ.