

SENSORIAMENTO REMOTO DOS OCEANOS

Ronald Buss de Souza ^{1,2}

¹Oceansat Tecnologia Espacial para o Monitoramento Ambiental S/C Ltda.
Av. Rio Branco 26, 1º andar, 20090-001, Rio de Janeiro, RJ
ronald@oceansat.com.br

²Divisão de Sensoriamento Remoto - DSR
Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais - INPE
Av. dos Astronautas 1758, 12227-010, São José dos Campos, SP
ronald@ltd.inpe.br

Recebido 14 de dezembro de 2002; revisado 2 de fevereiro de 2003; aceito 2 de março

RESUMO – O trabalho apresentado aqui é uma breve descrição do sensoriamento remoto dos oceanos, também conhecido como oceanografia por satélites ou oceanografia espacial. Também se discute a utilização do sensoriamento remoto para estudo ou monitoramento de processos e feições oceânicas de maneira contínua e global, em escalas de tempo e espaço dificilmente resolvidas através da oceanografia convencional. Os satélites e sensores mais empregados atualmente em oceanografia são descritos juntamente com suas aplicações. Num país como o Brasil, de extenso mar territorial e grande linha de costa, onde os investimentos em oceanografia convencional ainda são escassos, a oceanografia por satélites se torna uma alternativa não somente viável, mas altamente necessária para a coleta repetitiva e a custos reduzidos de dados no mar.

Palavras-Chave – Sensoriamento Remoto dos Oceanos, Oceanografia Espacial, Oceanografia por Satélites.

ABSTRACT – The work presented here is a brief description of the Remote Sensing of the Oceans, also known as Satellite Oceanography or Space Oceanography. At the same time this work discuss how Remote Sensing is utilized for studying or monitoring oceanic processes and features in a continuous, global and synoptic way at time and

space scales difficult to be resolved by the conventional oceanography. The satellites and sensors mostly employed nowadays in oceanography are described with their applications. In a country like Brazil, with a large territorial sea and coastline, the investments in conventional oceanography are still small. The Space Oceanography, therefore, becomes not only a viable but also a highly necessary alternative for the repetitive and low cost data collection at the sea.

Keywords: Remote Sensing of the Oceans, Space Oceanography, Satellite Oceanography.

INTRODUÇÃO

A oceanografia é a ciência que estuda os oceanos, na sua parte física, química, biológica e geológica. Apesar de ser uma ciência que se desenvolveu amplamente somente a partir do século dezenove, os esforços para a compreensão dos oceanos e seus processos datam de muito tempo antes disso. As dificuldades práticas para o estudo dos oceanos provêm da necessidade de se obter dados de forma contínua, tridimensional e em escalas de espaço e tempo distintas dependendo do processo estudado.

A aceitação da oceanografia como uma disciplina científica independente ocorreu a partir dos desenvolvimentos tecnológicos que tornaram possível a exploração sistemática do oceano profundo (Rees, 1990). Já no século vinte e especialmente depois da Segunda Guerra Mundial, a oceanografia ganhou um caráter estratégico. O desenvolvimento de sensores eletrônicos para a medida de parâmetros oceanográficos tornou a coleta de dados nos oceanos uma atividade freqüente.

A oceanografia convencional, como é referida a disciplina que se vale da coleta de dados *in situ* no mar, utiliza especialmente as plataformas flutuantes (navios) para a coleta de dados através de uma variada gama de instrumentos. Desta maneira se consegue monitorar os parâmetros físicos, químicos, biológicos e geológicos do oceano. A desvantagem da oceanografia convencional deve-se, justamente, à relativa pequena mobilidade das plataformas flutuantes e também às grandes escalas temporais necessárias para uma coleta sistemática de dados em grandes áreas no oceano.

Uma nova concepção sobre como observar e medir parâmetros importantes no mar surgiu a partir da década de 1960, quando os primeiros astronautas observaram com grande clareza diversas feições da superfície dos oceanos (Curran, 1985). Em 1973, com a missão Skylab, obteve-se a primeira oportunidade para um estudo sistemático do planeta através de fotografias orbitais e radiometria multiespectral. A partir desta missão, enfatizou-se a importância do monitoramento do planeta a partir de um programa contínuo de observação via satélite (Robinson, 1985).

Ao final da década de 1970, após inúmeros trabalhos com imagens de satélites meteorológicos para fins de monitoramento de feições oceânicas (por exemplo Legeckis, 1978), o uso de dados de satélite em oceanografia estava consolidado. Aos poucos, uma nova área dentro da oceanografia foi surgindo, com o desenvolvimento de técnicas para estudar os oceanos com base em dados de sensoriamento remoto. Inaugurava-se, assim, o que é conhecido hoje como a Oceanografia por Satélites ou a Oceanografia Espacial.

Nos dias de hoje, devido à crescente demanda por dados ambientais nos oceanos para estudos de clima, meio ambiente, desenvolvimento sustentável e outros, vários são os satélites e sensores dedicados exclusivamente à coleta de dados oceanográficos a nível global. O objetivo deste trabalho é descrever os diversos parâmetros, estruturas e processos ambientais marinhos que podem ser monitorados via satélite e quais são os satélites e sensores mais utilizados para este fim.

A OCEANOGRAFIA POR SATÉLITES FRENTE À OCEANOGRAFIA CONVENCIONAL

Valendo-se da definição mais básica de sensoriamento remoto, que é a coleta de informação sobre um determinado objeto sem entrar em contato físico com ele (Rees, 1990), a oceanografia por satélites baseia-se na coleta de dados oceanográficos remotamente sem a necessidade de lançarem-se instrumentos ao mar como se faz na oceanografia convencional.

Muitas são as vantagens da coleta de dados oceanográficos através de sensoriamento remoto. Das mais importantes, pode-se citar a visão sinótica bidimensional, a alta resolução espacial e temporal dos dados e a capacidade de se construir séries de tempo de dados com consistência espacial e por longos períodos de tempo (Robinson, 1985). Para países emergentes como o Brasil, onde a disponibilidade de meios flutuantes para a pesquisa oceanográfica ainda é escassa e a aquisição de dados oceanográficos convencionais sinóticos é difícil e dispendiosa, a oceanografia por satélites passa a ser uma das únicas opções viáveis.

Algumas das desvantagens da utilização do sensoriamento remoto para fins oceanográficos provêm da natureza dos sensores empregados. Por exemplo, a presença de nuvens limita a coleta de dados nas faixas espectrais do visível e infravermelho. Os dados de satélite também necessitam de validação para poderem ser relacionados aos parâmetros oceanográficos de interesse como, por exemplo, a temperatura da superfície do mar, a concentração de fitoplâncton e outros. Para tal validação ser realizada, são necessárias campanhas de campo para a coleta de dados *in situ*.

Robinson (1985) cita também que a maioria dos parâmetros estimados através de dados de satélite dizem respeito somente à camada superficial do mar, enquanto que a oceanografia convencional trata do oceano da maneira como ele existe: tridimensionalmente. No entanto, o próprio autor coloca que apesar da maioria dos dados de oceanografia por satélites se referir apenas à camada superficial do mar, esta camada seria exatamente a mais importante. Ainda segundo Robinson (1985), numa escala logarítmica, a primeira camada milimétrica da superfície do mar representa a metade superior do oceano. Donlon *et al.* (1999) colocam também que é justamente através desta camada superficial milimétrica do oceano que ocorrem os processos de interação ar-mar que controlam o clima do planeta.

APLICAÇÕES DO SENSORIAMENTO REMOTO EM OCEANOGRAFIA

As aplicações do sensoriamento remoto para estudos de oceanografia são inúmeras. Para descrever estas aplicações, no entanto, é importante que se leve em conta tanto as características dos processos marinhos investigados

como as características dos satélites e sensores empregados. Por exemplo, se pensamos em estudar processos altamente dinâmicos, como a dispersão de uma mancha de óleo na região costeira, devemos lembrar que a resolução temporal do sensor (que depende da órbita do satélite) deverá ser muito alta. Da mesma maneira, a única faixa do espectro eletromagnético sensível à presença de óleo na superfície do mar é a faixa das microondas, capaz de discriminar a textura mais lisa do oceano causada pela presença do óleo.

O caso do óleo no mar é crítico porque, apesar dos radares orbitais disponíveis atualmente serem capazes de delimitar a área coberta pelo derrame de óleo, a baixa resolução temporal torna os dados insuficientes para que se estude o processo de dispersão da mancha. Neste caso, dados complementares de modelos de dispersão, assim como a utilização de dados de sensoriamento remoto aéreo são recomendáveis.

Outros exemplos de aplicações do sensoriamento remoto para a oceanografia são apresentados abaixo. A **Tabela 1** serve como referência dos parâmetros estudados em oceanografia e os diversos sensores disponíveis. As aplicações descritas neste trabalho são apresentadas a partir dos parâmetros primários da **Tabela 1**, descritos por Robinson (1996).

TEMPERATURA DA SUPERFÍCIE DO MAR

A radiação emitida do oceano na direção da atmosfera ocorre em comprimentos de onda longos, centrados na faixa do infravermelho termal (~3-15 μm). Esta radiação se dissipa na forma de calor, e a medida da temperatura da superfície do mar tem importância extrema nos processos de interação ar-mar que controlam o balanço climático do planeta.

Tabela 1 - Capacidades do sensoriamento remoto para aplicações em oceanografia.

Fonte: Adaptado de Robinson (1996).

Faixa Espectral	Visível	Infravermelho	Microondas Passivo	Microondas Ativo
Tipo de Sensor	radiômetros multispectrais, espectrômetros	radiômetros infravermelhos	radiômetros de microondas passivo	radares imageadores, radares altímetros, escaterômetros
Parâmetro Primário	cor do mar	temperatura da superfície do mar	rugosidade superficial	altura da superfície do mar
Parâmetro Derivado	concentração de clorofila, concentração de material em suspensão, batimetria	temperatura de balde, temperatura de pele	temperatura de balde, ventos na superfície do mar, altura de onda, espectro de onda, ondas internas, exudações naturais, óleo no mar	altura dinâmica, correntes geostróficas, geóide oceânico, batimetria

A partir da operacionalidade dos satélites NOAA (National Oceanic and Atmospheric Administration) na década de 1970, vários algoritmos foram desenvolvidos para converter dados de radiância coletados pelo sensor AVHRR (Advanced Very High Resolution Radiometer) em temperaturas de brilho da superfície do mar (considerando que esse se comporte como um corpo negro) e, posteriormente, em temperaturas da superfície do mar (TSM). Esses algoritmos estão descritos em Kidwell (1995).

Todos os algoritmos de conversão da radiância em temperaturas de brilho são baseados na Lei de Planck, descrita em Curran (1985), Robinson (1985) e muitos outros livros de sensoriamento remoto. Os algoritmos levam em consideração a relação entre a temperatura de brilho obtida para uma mesma cena sobre o oceano a partir de diferentes janelas atmosféricas (diferentes canais ou bandas do radiômetro) ou, alternativamente, a partir de diferentes ângulos de visada do sensor na direção da cena.

A primeira forma de calcular a TSM a partir da temperatura de brilho em diferentes canais é conhecida como a técnica multi-canal e é utilizada pela NOAA para os dados AVHRR. No segundo caso, quando o sensor adquire imagens de uma mesma cena sobre o mar a partir de diferentes ângulos de visada, a técnica é chamada de multi-visada e tem sido empregada desde a década de 1990 com dados do sensor ATSR (Along-Track Scanning Radiometer) e seus sucessores nos satélites ERS (Earth Resources Satellite) 1 e 2 e, atualmente, o sensor AATSR (Advanced ATSR) a bordo do satélite ENVISAT. Mais informações sobre estas técnicas podem ser obtidas em McClain *et al.* (1985), Mutlow *et al.* (1994) e Souza e Lorenzetti (2003), entre outros.

Uma característica importante destas técnicas é que os algoritmos multi-canal produzem dados de TSM relacionados à “temperatura de balde”, que é aquela comumente medida em campo pela oceanografia convencional e que diz respeito à primeira camada de poucos metros no oceano. Em contrapartida, as técnicas multi-visada estimam a “temperatura de pele” dos oceanos, que corresponde à temperatura da camada milimétrica da interface ar-mar, só estimada através da utilização de radiômetros termais.

Um dos problemas da determinação da TSM sempre foi a cobertura de nuvens, que mascara processos dinâmicos na escala de poucos dias. Este é um grande problema para a região sul do Brasil durante o inverno, com freqüentes frentes atmosféricas estacionárias sobre a região.

Em termos de processos oceanográficos, é exatamente na região sul do Brasil que ocorre o encontro das águas quentes da Corrente do Brasil (CB) com as águas frias da Corrente das Malvinas (CM). A região de encontro

destas águas, conhecida como a Confluência Brasil-Malvinas (CBM) ou Convergência Subtropical, é considerada uma das regiões mais dinâmicas do planeta. Pela enorme diferença de temperatura entre a CB e a CM (que pode chegar a mais de 10°C) e pela distribuição geográfica da confluência, é que os dados de TSM obtidos via satélite são muito usados naquela região.

Para contornar o problema das nuvens, algoritmos alternativos para a determinação da TSM têm sido desenvolvidos para dados de radiômetros de microondas passivos, que não são afetados pelas nuvens ou aerossóis na atmosfera. Os radiômetros de microondas passivos em operação atualmente são o TMI (TRMM Microwave Imager), a bordo do satélite TRMM (Tropical Rainforest Measurement Mission) e o AMSR (Advanced Microwave Scanning Radiometer), a bordo do satélite Aqua, da missão EOS. O TMI foi lançado em 1997, sendo o primeiro radiômetro de microondas capaz de medir a TSM com precisão adequada para resolver a estrutura termal superficial do oceano (0.5°C). Os sensores operam em polarização cruzada (horizontal e vertical) e utilizam algoritmos lineares, iterativos e de regressões pós-lançamento do satélite para calcular a TSM (Wentz e Meissner, 2000).

A maior vantagem de se utilizar dados de TSM para a oceanografia é a produção de cartas sinóticas sobre a estrutura termal da camada superficial do oceano. Nestas cartas, muitas feições de mesoescala nos oceanos podem ser discernidas, e uma análise temporal destas feições pode ser realizada nas imagens que podem ser obtidas sobre a mesma região em intervalos regulares de tempo. Com um conhecimento prévio da área de estudo, as cartas de TSM podem fornecer informações referentes à presença de águas oriundas de diferentes

correntes oceânicas, feições do tipo vórtices, anéis ou meandros, gradientes horizontais de temperatura (frentes oceanográficas), entre outras.

A **Figura 1** mostra um exemplo de imagem de TSM obtida a partir do sensor AVHRR na região da Confluência Brasil-Malvinas em 27 de abril de 1993. As tonalidades mais claras se referem a temperaturas mais altas associadas às águas da Corrente do Brasil. Águas associadas à Corrente das Malvinas e águas costeiras estão representadas em tons escuros. As principais feições oceanográficas visíveis na imagem estão denotadas na figura. Um perfil de TSM tomado perpendicular à costa uruguaia na latitude de 35°S mostra que, naquela região e época, até cerca de 200 km da costa havia a predominância de águas frias da Corrente das Malvinas e águas costeiras. Após a distância de 200 km predominavam as águas quentes da Corrente do Brasil.

Ainda na **Figura 1**, localizado a cerca de 1000 km da costa e cercado por águas da CB, um vórtice de núcleo frio de origem subantártica surgiu pela quebra de um dos meandros da CBM. A importância dos vórtices de água fria nesta região é a disponibilidade de nutrientes e biota (fitoplâncton, zooplâncton e peixes) da parte fria da CBM para a parte tropical. A presença destas estruturas se constitui num dos únicos mecanismos de troca entre as diferentes massas de água na direção perpendicular às frentes oceanográficas. Da mesma maneira, a presença de vórtices quentes de origem tropical na parte fria da CBM é um dos únicos processos possíveis para a troca de sal e calor entre as duas partes da frente oceanográfica entre as águas da CB e da CM.

Estudos de climatologia dos oceanos também podem ser feitos com base nas imagens de TSM. Séries de tempo dessas imagens podem ser utilizadas

para calcular a climatologia (valores médios) da TSM em regiões específicas do oceano ou no oceano global (visto que os satélites têm cobertura global). A partir de dados climatológicos também podemos estudar as anomalias de TSM. Essas anomalias são relacionadas a fenômenos oceanográficos localizados como, por exemplo, as ressurgências (ascensão de águas de camadas mais profundas do oceano pelo efeito do vento e topografia de fundo) e a presença de feições oceanográficas como os próprios vórtices citados aqui.

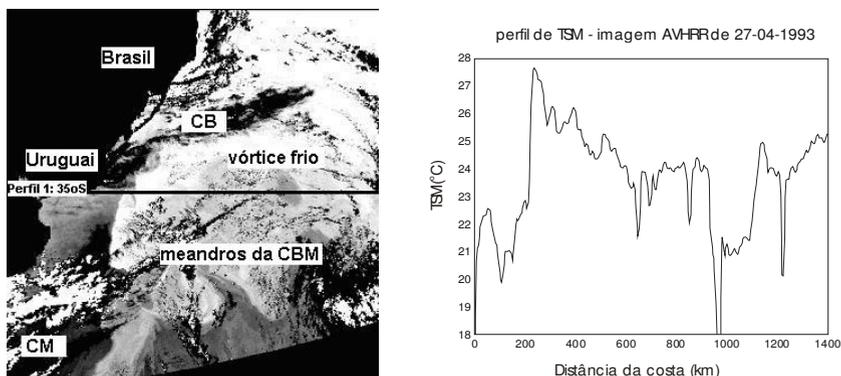


Figura 1. Esquerda. Imagem AVHRR de TSM da região da Confluência Brasil-Malvinas tomada em 27 de abril de 1993. **Direita.** Perfil de TSM tomado a partir de imagem de TSM perpendicular à costa uruguaia na latitude de 35°S. Fonte: Adaptado de Souza (2000).

COR DO MAR

O conceito de “cor do mar” está associado à radiação que deixa o oceano na direção do sensor a bordo de um satélite na faixa espectral do visível (0.4-0.7 μ m). Em geral, dependendo da turbidez das águas, esta radiação diz respeito a uma camada de poucos metros de profundidade a partir da superfície. A

radiação no vermelho penetra menos na água do que a radiação azul, que se propaga em comprimentos de onda mais curtos (portanto com mais energia). A cor do mar se refere à assinatura espectral da água na faixa do visível, que também depende dos seus componentes. Desses componentes, os mais importantes do ponto de vista ambiental são o fitoplâncton (que possuem a clorofila e outros pigmentos fotossintéticos) e os sedimentos em suspensão.

As propriedades de absorção e espalhamento da água em qualquer comprimento de onda são estabelecidas através dos coeficientes de espalhamento, coeficientes de absorção e da função de espalhamento de volume que relaciona o espalhamento à geometria da radiação. Essas propriedades são conhecidas como “propriedades óticas inerentes” da água (Preisendorfer, 1961, citado por Kirk, 1994). A cor do mar também depende de outras propriedades do oceano relacionadas à geometria da radiação eletromagnética que chega e sai da superfície do mar. Essas propriedades, conhecidas como “propriedades óticas aparentes” da água (Preisendorfer, 1961, citado por Kirk, 1994), incluem o coeficiente de atenuação da radiação (radiância ou irradiância) na coluna d’água (K_d). Esse coeficiente representa uma taxa de variação logarítmica entre a radiação e a profundidade e é amplamente usado em modelos de penetração de luz nos oceanos.

O sensoriamento remoto da cor do mar é objeto de estudo desde 1978 quando a NASA lançou o satélite Nimbus-7 equipado com o sensor CZCS (Coastal Zone Color Scanner). O CZCS foi o primeiro instrumento concebido para monitorar a cor do mar, especialmente a distribuição de fitoplâncton no oceano. A idéia de se medir concentrações de fitoplâncton através de imagens de satélite é simples: aumentando-se a concentração aumenta-se a quantidade de clorofila

na superfície do mar, portanto a radiação azul e vermelha são mais absorvidas para a fotossíntese, enquanto que a radiação verde é refletida com maior intensidade.

Em termos ambientais, o fitoplâncton tem importância enorme nos oceanos como a base de toda a cadeia trófica e indicador de águas eutróficas (muitos nutrientes). Águas com baixas concentrações de fitoplâncton são em geral águas oligotróficas (poucos nutrientes). Existe uma correlação muito forte entre a TSM e a concentração de fitoplâncton, sendo as águas frias mais produtivas e as mais quentes oligotróficas. Em geral, independente da temperatura, as águas costeiras abastecidas pelo aporte continental de nutrientes são muito mais produtivas do que as águas oceânicas.

Com base nos dados de cor do mar e de concentração de clorofila nos oceanos é possível gerar mapas de distribuição de clorofila na superfície do mar. Estes dados, produzidos desde a década de 1970 com dados do CZCS, são extremamente úteis para estudar a produção primária no mar, para estudos climáticos e ambientais, assim como para estabelecer a relação entre a abundância de organismos e as estruturas de mesoescala no oceano (*e.g.*, frentes oceanográficas, meandros, vórtices e outras). Devido à importância destes estudos, novos satélites com sensores para medir a cor do mar seguiram o CZCS/Nimbus-7 e muitos estão atualmente em operação. Dentre todos, os mais conhecidos estão colocados na **Tabela 2**.

ALTURA DO NÍVEL DO MAR

A medida da altura do nível do mar é também conhecida como a medida da topografia marinha. Poderíamos perguntar: a quem interessa medir a altura do

mar ou a sua topografia? A resposta para esta questão passa intrinsecamente pelos conhecimentos de oceanografia física dinâmica, que mostram que a distribuição do campo de massa do oceano (distribuição de densidade no espaço tridimensional marinho e no tempo) é responsável pelos movimentos das massas de água em grande escala no oceano global. Medidas diretas de altura do nível do mar são altamente relevantes para o estudo de ondas e correntes geostróficas (onde há um equilíbrio entre as forças de gradiente de pressão e de Coriolis) no oceano global, assim como para o estudo de feições de mesoescala que são formadas por processos de instabilidade no mar.

Tabela 2 – Sensores utilizados para a avaliação da cor do mar e suas características básicas.

Sensor	Satélite	Operação	Bandas	Resolução Espacial
CZCS	Nimbus-7	1978-1986	6 bandas (0.43-12.50 μ m)	825 m
OCTS	ADEOS	1996-1997	12 bandas (0.41-12.50 μ m)	700 m
SeaWiFS	Orb View	1997-	8 bandas (0.41-0.86 μ m)	1100 m
OCM	IRS	1998-	8 bandas (0.40-0.88 μ m)	350 m
MODIS	Terra/Aqua	2000-	36 bandas (0.40-14.38 μ m)	250-1000 m
MERIS	Envisat	2002-	15 bandas (0.41-0.90 μ m)	300 m

Com base no desenvolvimento dos radares-altímetros foi possível que se obtivessem informações sobre a altura do mar a nível global. Os mapas de altura do nível do mar produzidos a partir de dados de satélite podem ser usados para produzir médias climatológicas, a partir das quais estimativas de anomalias

de altura da superfície do mar (também conhecidas como anomalias de altura dinâmica) podem ser calculadas.

Quando se analisam os mapas de anomalias de altura dinâmica dos oceanos, como o apresentado na **Figura 2**, muitas informações a respeito do campo de massa do oceano podem ser extraídas. A medida de altimetria é uma resposta integrada do campo de massa da coluna d'água abaixo do ponto amostrado pelo satélite. Neste contexto, a partir de um mapa de anomalia de altura dinâmica da superfície do mar pode ser estimada a tendência geral de movimento geostrófico no oceano. Considera-se que as massas de água tendem a se mover das regiões mais altas para as mais baixas, em equilíbrio com a Força de Coriolis (que depende da rotação da Terra), conforme visto na **Figura 2**.

Uma feição bem visível na **Figura 2** é um vórtice de núcleo frio (baixa anomalia de altura dinâmica, representada pelos tons mais escuros no mapa) que está presente na altura do Cabo de São Tomé e Cabo Frio (22-23°S), no estado do Rio de Janeiro. Este vórtice, de circulação ciclônica (no sentido horário no hemisfério sul), é conhecido como vórtice de Cabo Frio, sendo uma feição semi-permanente na região da Bacia de Campos. A presença deste vórtice resulta dos processos de interação da Corrente do Brasil com a topografia de fundo, linha de costa e águas da ressurgência de Cabo Frio, sendo que o seu monitoramento é muito importante para as atividades de exploração de petróleo na região.

Os radares altímetros, que servem para produzir mapas como o visto na **Figura 2**, funcionam segundo uma idéia simples: um feixe de radar é emitido desde o satélite na direção do oceano e, medindo-se o tempo do retorno deste

feixe radar desde a superfície do mar até o satélite calcula-se a distância percorrida pelo feixe. Com um conhecimento preciso da posição do satélite em sua órbita (efemérides) e também do geóide marinho, podemos saber com grande precisão a altura do nível do mar. O geóide é a superfície que conecta pontos de igual potencial gravitacional, e a sua distribuição espacial é conhecida, porém necessita avaliação. O geóide é, por definição, uma superfície normal à força de gravidade local, incorporando forças de rotação da Terra, a gravitação da Terra sólida, oceano e atmosfera (Robinson, 1985).

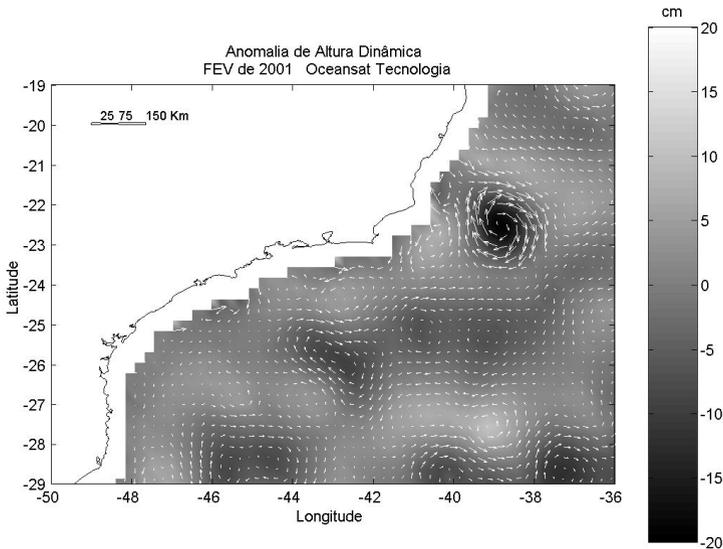


Figura 2. Mapa de anomalia das médias de altura dinâmica da superfície do mar para o mês de fevereiro de 2001, calculado a partir de dados do satélite Topex/Poseidon. Os vetores sobrepostos à figura representam a estimativa de velocidade geostrofica calculada a partir desses dados. Fonte: Oceansat Tecnologia Espacial para o Monitoramento Ambiental S/C Ltda.

Os radares altímetros começaram a operar na década de 1970 na missão Skylab e nos satélites GEOS-3 e SeaSat. Já mais tarde, na década de 1990, novas aplicações surgiram com os sensores a bordo dos satélites ERS-1 e ERS-2 e o Topex/Poseidon. Uma quantidade de informação enorme sobre a altura dinâmica dos oceanos a nível global foi gerada. Graças aos dados do Topex/Poseidon, o comportamento do oceano Pacífico durante os eventos do El Niño e da La Nina é melhor conhecido. Com lançamento ocorrido em dezembro de 2001, o satélite Jason-1 segue os passos de seu predecessor Topex/Poseidon e oferece dados de topografia oceânica com uma precisão de 4.2 cm.

RUGOSIDADE DA SUPERFÍCIE DO MAR

A medida da rugosidade da superfície do oceano pode ser obtida através de sensores que trabalham na faixa das microondas, como os radiômetros de microondas passivos e os radares ativos (Robinson, 1985). De uma forma geral, o princípio de medição da rugosidade também é aplicável ao caso da medida da altura dinâmica dos oceanos, que não deixa de ser uma medida de rugosidade do mar. O método de obtenção de informações da altura dinâmica dos oceanos com o radar altímetro já foi descrito anteriormente e aplica-se à obtenção de informações da rugosidade da superfície do mar.

Entre as aplicações mais conhecidas da medida da rugosidade da superfície do mar podemos citar: 1) estimativa de ventos na superfície do mar; 2) medidas de ondas; 3) medidas de distribuição de óleo no mar; 4) identificação de alvos como navios, plataformas e outros; 5) medidas de distribuição de gelo no mar. Para a estimativa do campo de vento na superfície do mar utilizam-se os escaterômetros (“scatterometers”), enquanto que para as outras aplicações

são utilizados os radares imageadores que, a nível orbital, são sempre radares de abertura sintética (SAR – Synthetic Aperture Radar). No contexto deste trabalho não cabe a descrição dos princípios e variáveis envolvidas na aquisição e processamento de dados de radar. Para tal finalidade, excelentes textos podem ser obtidos em Ulaby *et al.* (1981, 1982), por exemplo.

Os escaterômetros tiveram origem nas medidas de radar da Segunda Guerra Mundial que, tomadas sobre os oceanos, eram contaminadas por um ruído que mais tarde foi relacionado ao vento superficial. Esses instrumentos foram desenvolvidos a partir de um instrumento pioneiro que foi lançado em 1973 na missão Skylab. Desde então foram lançados outros instrumentos a bordo dos satélites SeaSat em 1978, ERS, ADEOS (Midori) e QuikSCAT na década de 1990.

Os dados de escaterômetros são, nos dias de hoje, a única fonte de dados de direção e intensidade de vento sobre a superfície dos oceanos medidos a nível global sob qualquer condição atmosférica. O escaterômetro SeaWinds, a bordo do satélite QuikSCAT, por exemplo, opera na frequência de 13.4 GHz e tem a capacidade de obter cerca de 400 mil medidas por dia sobre uma área que cobre cerca de 93 % da superfície da Terra. Os dados de intensidade e direção do vento são obtidos com uma precisão de 2 m/s e 20 graus, respectivamente, sendo extremamente úteis em modelos atmosféricos e monitoramento de feições como furacões, por exemplo.

Imagens SAR também estão disponíveis para a comunidade oceanográfica desde o lançamento do satélite SeaSat. O sensor usado no SeaSat operava em banda L (1.275 GHz), a mesma do sensor que operou no satélite japonês JERS

(Japanese Earth Resources Satellite). Outros sensores em atividade nos dias de hoje operam na banda C (5.3 GHz) nos satélites ERS, RADARSAT e . Apesar da banda C ser a mais utilizada para estudos de oceanografia (menor comprimento de onda), as imagens de radar produzidas em banda L são também extremamente úteis para estudos de ondas, óleo no mar, identificação de alvos e distribuição de óleo no mar, que são as aplicações mais comuns.

Robinson (1985), Da Silva *et al.* (1998) e Violante-Carvalho e Carvalho (2003) oferecem textos extensos sobre as aplicações das imagens de radar para estudos de ondas nos oceanos. Violante-Carvalho e Carvalho (2003), por exemplo, explicam como as imagens de radar do satélite ERS-1 podem ser usadas para gerar o espectro direcional de ondas da superfície do oceano. A medição de ondas e sua distribuição bidimensional, assim como o campo de ventos no oceano que é medido pelo escaterômetro, ainda são dificilmente obtidos através de técnicas convencionais e, neste caso, o sensoriamento remoto é praticamente a única opção viável para a obtenção desta informação.

Da Silva *et al.* (1998), por outro lado, abordam a observação de ondas internas no oceano a partir das imagens ERS-1. Assim como as ondas superficiais, as ondas internas que ocorrem no oceano têm impacto significativo sobre estruturas fixadas no mar como, por exemplo, as plataformas petrolíferas na costa sudeste do Brasil. A propagação destas ondas pode ser inferida pela modulação que estas apresentam no sinal de radar na superfície pela diferença de retroespalhamento (variável básica medida pelo radar e definida em Ulaby *et al.*, 1981, 1982) entre as cristas e os cavados das ondas. Da mesma forma, pelo grande sinal de retorno do pulso de radar na presença de estruturas metálicas no oceano como navios e plataformas de petróleo, a identificação destes alvos

é facilmente realizada nas imagens de radar. No caso dos navios, pela geração de ondas na popa do navio ao longo de seu deslocamento, pode-se até definir a direção de deslocamento do mesmo.

A observação de óleo no mar é uma das aplicações mais importantes dos radares para estudos ambientais. Conforme colocado anteriormente, a única desvantagem do sensoriamento remoto por radar para o estudo da dispersão de óleo na superfície do mar é a resolução temporal das imagens que, no caso dos satélites ERS-1 e ERS-2, por exemplo, pode chegar a 35 dias. Isso inviabiliza estudos de curto prazo, quando o óleo derramado na região costeira pode atingir a praia gerando impacto ainda maior. Novamente aqui a teoria utilizada para o mapeamento das manchas de óleo no mar baseia-se na medição do sinal de retroespalhamento que, no caso da presença de óleo na superfície do mar, é baixo já que o óleo muda a viscosidade da superfície do oceano, tornando-o menos rugoso. Como resultado disso, o sinal das manchas de óleo no mar é sempre identificado nas imagens de radar como manchas negras (baixo sinal de retorno) como aquela vista na **Figura 3**. A mesma figura mostra outros alvos comumente identificáveis em imagens de radar tomadas na costa sudeste do Brasil.

CONCLUSÕES

Este trabalho apresentou uma revisão das principais aplicações do sensoriamento remoto para a oceanografia, introduzindo o conceito do que é a oceanografia por satélites e qual sua vantagem frente à oceanografia convencional. Também foram apresentados os satélites e sensores mais empregados atualmente na

oceanografia. Coloca-se que no Brasil, por suas características de grande extensão de linha de costa e mar territorial, a oceanografia por satélites é uma alternativa útil, viável e em forte expansão.

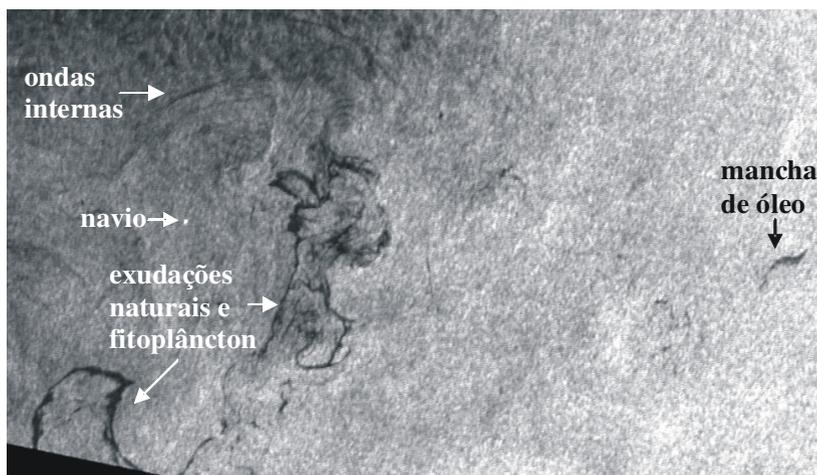


Figura 3. Imagem RADARSAT de 10 de maio de 1997 na costa sudeste do Brasil mostrando alguns alvos comumente discernidos em imagens SAR. Fonte: Oceansat Tecnologia Espacial para o Monitoramento Ambiental S/C Ltda.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- CURRAN, P. J. (1985). Principles of Remote Sensing. Longman Scientific and Technical, New York. 282p.
- DA SILVA, J. C. B., ERMAKOV, S. A., ROBINSON, I. S., JEANS, D. R. G., KIJASHKO, S. V. (1998). Role of surface films in ERS SAR signatures of internal waves on the shelf. 1. Short-period internal waves. Journal of Geophysical Research, 103:8009-8031.
- DONLON, C.J.; CASTRO, S.L.; KAYE, A. (1999). Aircraft validation of ERS-1 ATSR and NOAA-14 AVHRR sea surface temperature measurements. International Journal of Remote Sensing, 20(18):3503-3513.

- KIDWELL, K. B. (1995). NOAA Polar Orbiter Data users guide (TIROS-N, NOAA-6, NOAA-7, NOAA-8, NOAA-9, NOAA-10, NOAA-11, NOAA-12, NOAA-13 and NOAA-14. NOAA/NESDIS National Climatic Data Center, Satellite Data Services Division, Washington, D.C.
- KIRK, J. T. (1994). Light and photosynthesis in aquatic ecosystems. Second Edition. Cambridge University Press, Cambridge. 509p.
- LEGECKIS, R. (1978). A survey of worldwide sea surface temperature fronts detected by environmental satellites. *Journal of Geophysical Research*, 83(C9):4501-4522.
- MCCLAIN, E. P.; PICHEL, W. G.; WALTON, C. C. (1985). Comparative performance of AVHRR-based multi-channel sea surface temperatures. *Journal of Geophysical Research*, 90:11587-11601.
- MUTLOW, C. T.; ZÁVODY, A. M.; BARTON, I. J.; LLEWELLYN-JONES, D. T. (1994). Sea surface temperature measurements by the along-track scanning radiometer on the ERS 1 satellite: Early results. *Journal of Geophysical Research*, 99(C11):22575-22588.
- REES, W.G. *Physical principles of Remote Sensing*. Cambridge University Press, Cambridge. 1990. 247p.
- ROBINSON, I. S. (1985). *Satellite Oceanography - an introduction for oceanographers and remote-sensing scientists*. Ellis Horwood Ltd., Chichester, Reino Unido., 455p.
- ROBINSON, I. S. (1996). *Oceanography from Space – course notes*. School of Ocean and Earth Science, University of Southampton, Southampton, Reino Unido.
- SOUZA, R. B. (2000). *Satellite and Lagrangian observations of mesoscale surface processes in the Southwestern Atlantic Ocean*. Tese de doutorado. University of Southampton, Southampton, Reino Unido, 239p.

- SOUZA, R. B.; LORENZZETTI, J. A. Estimativas da temperatura da superfície do mar obtida através de sensores infravermelhos a bordo de satélites (em revisão). In: Sensoriamento Remoto dos Oceanos. R.B. Souza (Ed.). (em preparação).
- ULABY, F. T.; MOORE, R. K.; FUNG, A. K. (1981). Microwave Remote Sensing, active and passive, Vol. 1, Fundamentals and Radiometry. Addison-Wesley, Reading. 456p.
- ULABY, F. T.; MOORE, R. K.; FUNG, A. K. (1982). Microwave Remote Sensing, active and passive, Vol. 2, Radar Remote Sensing and surface scattering and emission theory. Addison-Wesley, Reading. 609p.
- VIOLANTE-CARVALHO, N.; CARVALHO, A. V. Medições do Espectro Direcional de Ondas Usando Imagens de Radar de Abertura Sintética a Bordo do Satélite de Sensoriamento Remoto Europeu (ERS-1). (em revisão). In: Sensoriamento Remoto dos Oceanos. R.B. Souza (Ed.). (em preparação).
- WENTZ, F. J.; MEISSNER, T. (2000). AMSR Ocean Algorithm. RSS Tech. Proposal 121599A-1. Remote Sensing Systems, Santa Rosa, California.