

**UNIVERSIDADE DO ESTADO DO RIO DE JANEIRO
CENTRO DE TECNOLOGIA E CIÊNCIAS
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
DEPARTAMENTO DE OCEANOGRAFIA E HIDROLOGIA**

HATSUE TAKANACA DE DECCO

**SIMULAÇÃO DAS CORRENTES
SUPERFICIAIS OCEÂNICAS DA COSTA SUDESTE
BRASILEIRA DURANTE
A PASSAGEM DE UMA FRENTE FRIA**

Monografia apresentada ao Curso de Oceanografia do Instituto de Geociências da Universidade do Estado do Rio de Janeiro, como requisito final para a obtenção do grau de Bacharel em Oceanografia

**ORIENTADOR
MAURÍCIO DA ROCHA FRAGOSO**

**CO-ORIENTADOR
RICARDO MARCELO DA SILVA**

**PROF ° RESPONSÁVEL
LUIZ CARLOS FERREIRA DA SILVA**

RIO DE JANEIRO, 31 DE MAIO DE 2004

FICHA CATALOGRÁFICA

DECCO, HATSUE TAKANACA DE

**SIMULAÇÃO DAS CORRENTES SUPERFICIAIS OCEÂNICAS DA COSTA
LESTE / SUDESTE BRASILEIRA DURANTE A PASSAGEM DE UMA FRENTE FRIA**

Rio de Janeiro - RJ. Universidade do Estado do Rio de Janeiro - UERJ. Instituto de Geociências, Departamento de Oceanografia e Hidrologia. 2004-01-3

Monografia: Bacharelado em Oceanografia

- | | |
|---------------------------|-----------------------------|
| 1. Correntes superficiais | 2. Princeton Ocean Model |
| 3. Imagem SAR | 4. Costa sudeste brasileira |

Hatsue Takanaca de Decco

**SIMULAÇÃO DAS CORRENTES SUPERFICIAIS OCEÂNICAS DA
COSTA SUDESTE BRASILEIRA DURANTE A PASSAGEM DE UMA
FRENTE FRIA**

Monografia apresentada ao Curso de
Oceanografia do Instituto de Geociências da
Universidade do Estado do Rio de Janeiro,
como requisito final para a obtenção do grau
de Bacharel em Oceanografia

APROVADO EM 31/05/2004, PELA BANCA EXAMINADORA:

MSc. Audálio Rebelo Torres Júnior
UFRJ – Instituto de Geociências, Depto. de Meteorologia

DSc. Nelson Violante Carvalho
LAGEMAR (Laboratório de Geologia Marinha) - UFF

DSc. José Antônio Moreira Lima
Cenpes - PETROBRÁS

AGRADECIMENTOS

Agradeço ao professor Audálio por ter me acolhido no LAMMA, e da mesma forma a todos do laboratório, pela boa vontade em tirar minhas dúvidas.

Agradeço ao professor Gutemberg Borges pela liberação das imagens SAR para o estudo.

Ao geólogo José Guilherme, pela ajuda e paciência na escolha das imagens de satélite.

Ao Leonardo Maturo, pelos ajuda com os dados de ventos.

Aos meus orientadores, Maurício e Calígula, por suas valiosas aulas e recomendações, onde aprendi bastante.

E, a meus pais pela boa educação e oportunidade de ingressar na Universidade.

Você é aquilo em que você acredita

ABSTRACT

A simulation of the surface ocean currents in the southeastern Brazilian coast, during a cold front passage was made. For such study, it was used the Princeton Ocean Model (POM) (Blumberg & Mellor, 1983). The study area is within the 27 and 10°S and 30 and 50°W, which encloses the continental shelf and part of the ocean basin. During a cold front passage in this region, the wind tends to rotate counter-clockwise, generating a change in the currents direction. In order to compare the model results, it was made an observation of the Paraíba River plume displacement in two SAR (Satellite Aperture Radar) satellite images that, due to its localization, it is influenced by the ocean currents variability. The simulation comprised the months of february and march, which corresponds to the image acquisition date. The one from march 22 has winds from southwest, and the ocean currents over continental shelf rotate anti-clockwise, during the cold front. The model results were in agreement with Santos Basin data from current meter, under same meteorological conditions (Souza, 2000).

RESUMO

Nesse trabalho foi realizada a simulação das correntes superficiais oceânicas na costa leste / sudeste brasileira, durante a passagem de uma frente fria. Para tal foi utilizado o modelo numérico hidrodinâmico da Universidade de Princeton (POM) (Blumberg & Mellor, 1983). A área de estudo compreende as latitudes de 10 e 27°S e longitudes de 30 a 50°W, abrangendo a plataforma continental e parte da bacia oceânica. Durante uma passagem de frente fria nesta região, os ventos tendem a girar no sentido anti-horário, provocando uma alteração no sentido das correntes. Para comparação com os resultados gerados pelo modelo, foi feita uma observação do deslocamento da pluma do Rio Paraíba do Sul em duas imagens de satélite do tipo SAR (Satellite Aperture Radar) que, por sua localização, sofrem influência da variação das correntes. A simulação foi realizada para os meses de fevereiro e março de 2003, período de coleta das duas imagens. A do dia 22 de março de 2003 tinha ventos predominantes de sudoeste, e as correntes oceânicas sobre a plataforma continental sofreram uma inversão anticiclônica, durante a passagem da frente fria. Os resultados gerados pelo POM foram concordantes com dados medidos por correntógrafos na região da Baía de Santos, sob as mesmas condições meteorológicas (Souza, 2000).

SUMÁRIO

1 - Introdução	1
2 - Objetivos	4
2.1 - Objetivo Geral	4
2.2 - Objetivo Específico	4
3 - Área de Estudo	5
3.1 - Circulação Atmosférica	8
3.2 - Circulação Oceânica	11
3.2.1 - <i>Massas d'água</i>	11
3.2.2 - <i>Corrente do Brasil</i>	12
3.2.3 - <i>Fenômenos Transientes</i>	14
4 - Metodologia	17
4.1 - Imagens de Satélite.....	19
4.2- O Modelo da Universidade de Princeton (POM)	23
4.2.1 - <i>Condições iniciais e de contorno</i>	24
5 - Resultados e discussão	30
<i>Imagens SAR</i>	30
<i>Correntes de superfície</i>	35
<i>Ressurgência</i>	47
<i>Vórtices</i>	50
6 - Conclusões e Considerações Finais	52
7 - Referências Bibliográficas	54

1-Introdução

Neste trabalho foi realizada a simulação da circulação superficial oceânica, durante uma passagem de frente fria, na região da costa leste/sudeste brasileira. Esta área vem sendo amplamente explorada pela extração de recursos minerais, abrangendo importantes áreas de exploração de petróleo e conseqüente intensa navegação mercante costeira e oceânica, uma vez que esta engloba a plataforma continental e parte da bacia oceânica. Além disso, possui rios com descargas fluviais relativamente altas, e com indústrias bem desenvolvidas às suas margens e de seus afluentes (SERLA, 2003). Entre eles podemos citar o Rio São Francisco, o Rio Doce e o Rio Paraíba do Sul.

O oceano em áreas costeiras é rico em fenômenos dinâmicos interagindo em múltiplas escalas. Um desses fenômenos são as correntes costeiras, resultantes de forçantes como vento local, maré e circulação oceânica de larga escala. Estas empregam um papel crucial na dispersão de material particulado e dissolvido no oceano. Portanto, o conhecimento do padrão de circulação superficial costeira e oceânica em resposta a fenômenos naturais como a passagem de sistemas frontais, possui grande importância no gerenciamento ambiental no caso de acidentes com navios, plataformas e indústrias que possam gerar algum tipo de poluição.

Fenômenos oceânicos podem ser estudados por modelagem numérica, a qual consiste em uma tentativa de reproduzir o comportamento de fluidos geofísicos em resposta às forçantes atuantes no meio, através de soluções numéricas das equações que governam os processos envolvidos. Quando o objetivo do estudo requer uma visão sinótica, esta apresenta-se como uma ferramenta de grande utilidade devido ao baixo custo logístico e boa representatividade dos resultados. Para esta simulação foi utilizado o modelo "Princeton Ocean Model (POM)" (Blumberg & Mellor, 1987), que é baseado nas equações hidrodinâmicas primitivas. O POM é aplicável tanto para escalas

oceânicas, como no trabalho de Ezer & Mellor (1997) em que foi realizada uma simulação para os Oceanos Atlântico Norte e Sul, como para escalas menores. Kourafalou (2001) simulou com o POM o desenvolvimento de plumas de rios no Mar Adriático, durante um período de inundação e observou que os resultados gerados pelo modelo foram coerentes com imagens de satélite do tipo AVHRR (*Advanced Very High Resolution Radiometer*).

Outra ferramenta de grande auxílio à estudos ambientais é o sensoriamento remoto. Imagens de satélite do tipo SAR (*Sinthetic Aperture Radar*), têm sido amplamente utilizadas para estudos de feições oceanográficas (Vesecky & Stewart, 1982; Johannessen *et al*, 1991; Alpers *et al*, 2002), entre elas identificação de plumas de rio. Hessner *et al* (1997) realizaram simulações numéricas para estudar a dinâmica da pluma do Rio Rhine (Mar do Norte) e compararam seus resultados com imagens SAR geradas pelos satélites europeus ERS 1/2. Donato & Marmorino (2002) observaram, por imagens SAR, o fluxo de águas estuarinas provenientes da Baía de Chesapeake (Flórida, EUA) na região da plataforma continental adjacente, num período de mudança de direção dos ventos predominantes.

Observações de imagens SAR geradas pelo sistema de radar do satélite canadense RADARSAT (Parashar & Langhan, 1997) na região da Bacia de Campos (RJ), revelaram claramente a pluma do Rio Paraíba do Sul (discussão no capítulo 4.1). Esta apresentou formas distintas para datas com ventos de diferentes direções predominantes. Foi feita uma comparação dos resultados gerados pelo POM com a imagem do dia da simulação, evidenciando a direção das correntes, uma vez que a água do rio, com menor densidade, atuaria como um agente passivo no sistema de correntes superficiais, para a escala de estudo. Este rio foi escolhido por estar na região de visada do radar, por sua importância econômica e científica, uma vez que este é alvo de preocupação ambiental devido à contaminação por poluentes de origem industrial. Na região são desenvolvidos projetos com enfoque ecológico e social, como por exemplo o Projeto Piabanha desenvolvido por quatro

universidades brasileiras, com o intuito de devolver peixes (piabanhas) considerados em extinção ao rio (O Globo, 2003).

A seguir será feita uma descrição da área de estudo sob seus aspectos gerais e de circulação atmosférica e oceânica superficial. A metodologia será relatada através da descrição das etapas de trabalho, das justificativas da utilização de imagens SAR, e do modelo numérico e suas condições iniciais e de contorno, seguida da seção de resultados e discussão. E por fim, as conclusões e considerações finais.

2 - Objetivos

2.1 - Objetivo Geral

O objetivo geral deste trabalho é estudar, através de simulações numéricas, a resposta da circulação superficial oceânica da região da costa brasileira, entre as latitudes de 10° a 27°S e longitudes de 30° a 50°W, quando esta área sofre alteração da direção dos ventos predominantes durante uma passagem de frente fria.

2.2 - Objetivo Específico

Comparação dos resultados através da observação, por imagens de satélite do tipo SAR, do deslocamento da pluma do Rio Paraíba do Sul quando da passagem da mesma frente fria, evidenciando a direção das correntes superficiais.

3 - Área de Estudo

A área estudada encontra-se entre as latitudes 10°S (próximo à cidade de Maceió) a 27°S (próximo à cidade de Itajaí) e longitudes 30° a 50°W (Figura 3.1). Esta região abrange cidades litorâneas com portos de importância comercial como Salvador, Vitória, Rio de Janeiro, Santos e Itajaí. Sua morfologia costeira e seu relevo submarino são fatores que influenciam na circulação oceânica e nas interações oceano/atmosfera.

A plataforma continental nordeste é estreita e de pouca profundidade, quando comparada com outras partes da plataforma continental brasileira. Sua largura média é de 30 km e grande parte tem profundidades menores que 40 m,

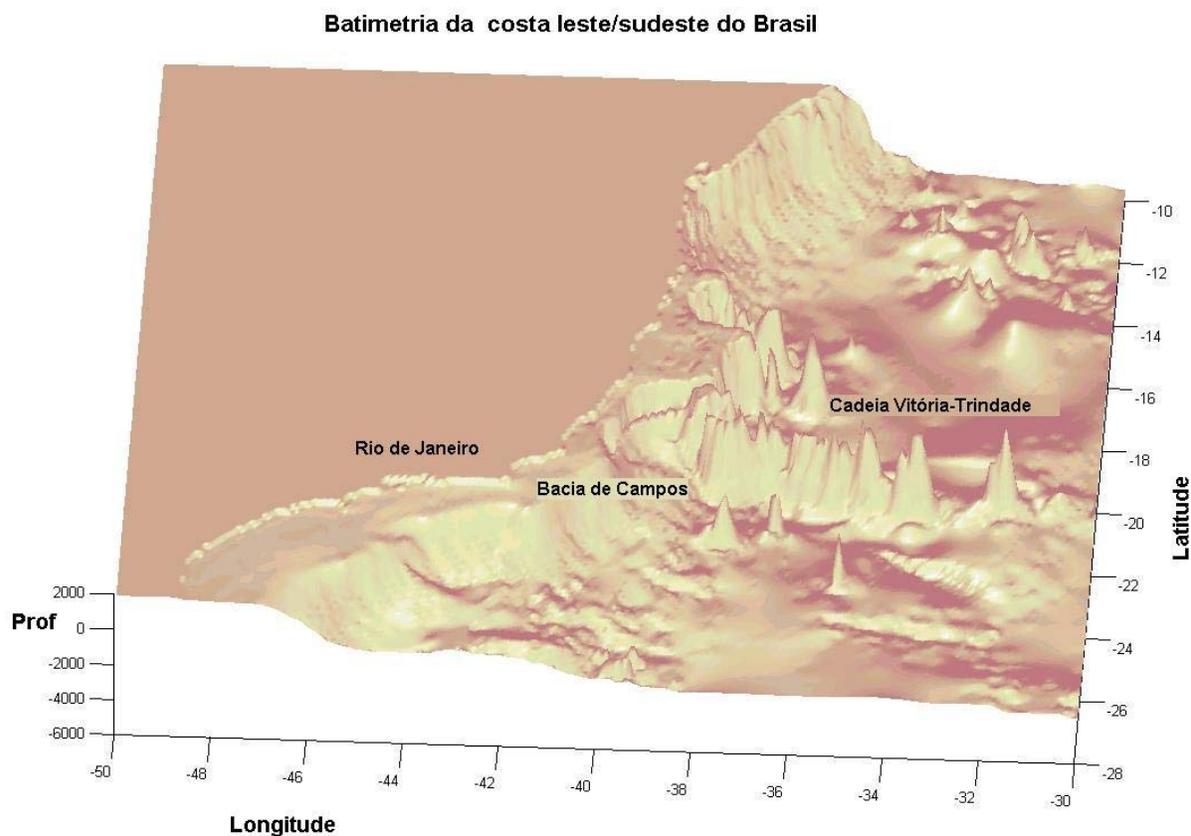


Figura 3.1: Batimetria da região de estudo. (Fonte descrita na seção 4.2.1)

com a quebra ocorrendo a 50–60 m. A partir de Belmonte (sul da Bahia) a largura da plataforma se torna mais irregular, com profundidade média de 60 m. Nesta região encontram-se o Banco de Abrolhos, a cerca de 120 km da costa (cidade de Caravelas, BA), com 180 km de largura; e a Cadeia Vitória – Trindade, na latitude próxima a 20°S. A partir da cidade de Cabo Frio (~ 23°S), a orientação da costa sofre uma inflexão. Esta é uma região da plataforma mais larga, variando entre 90 e 210 km de extensão e a quebra ocorrendo a aproximadamente 150 m (Martins & Coutinho,1981).

A região de estudo abrange rios com descargas fluviais relativamente importantes como Rio São Francisco, Rio Doce e Rio Paraíba do Sul (Figura 3.2). Este último situa-se na latitude de 21.6°S e teve uma descarga média de $522\text{m}^3\text{s}^{-1}$ para o ano de 1995, de acordo com os dados obtidos por Carvalho *et al* (2002). De acordo com os dados de Carneiro (1998), a pluma do rio tem uma extensão de 4 a 6 km a partir da desembocadura do rio, mesmo no período de seca, quando ocorrem mais frentes frias. Sterza (2003, comunicação pessoal) observou que a pluma pode alcançar 7 km na época de cheia (verão).



Figura 3.2: Imagem LANDSAT do Rio Paraíba do Sul. *Fonte:* EMBRAPA (www.embrapa.gov.br)

3.1- Circulação Atmosférica

O clima do Atlântico Sul é afetado pelo sistema de alta pressão permanente de núcleo de ar quente chamado de Anticiclone Subtropical do Atlântico Sul (ASAS), como ilustrado na Figura 3.1.1. É considerado permanente porque possui pequena oscilação no espaço e no tempo em relação a sua posição e sua intensidade média. No inverno, a pressão atmosférica no centro deste anticiclone é maior do que no verão e ele se desloca aproximadamente 800 km para noroeste (Peterson & Stramma, 1991), sendo que no mês de janeiro seu centro atua sobre a parte leste do continente sul-americano (sobre Caravelas -BA) e penetra até próximo ao Rio de Janeiro - RJ (Maia, 1986). Este deslocamento propicia a entrada de frentes frias numa trajetória de sudoeste para nordeste ao longo do litoral, com maior frequência no inverno.

Oliveira *et al* (2001) definem uma frente como sendo "uma zona de transição (que se comporta como *superfície* de descontinuidade), com elevados gradientes de temperatura e umidade, entre massas de ar, cujas características térmica e de quantidade de vapor d'água são diferentes. Cada uma das massas que a constituem possui a própria circulação de ventos, de intensidade e direção que dependem do campo de pressão, constituindo-se o encontro dessas massas uma *zona de convergência* dos ventos nos baixos níveis, com ascensão do ar quente sobre o frio e conseqüências termodinâmicas, até a mistura das massas e a dissolução da frente." No caso da frente fria, ocorre a substituição de massa de ar quente por uma de ar frio.

A ocorrência de deslocamentos de ar frio para as regiões subtropicais está diretamente associada à uma tendência de equilíbrio termodinâmico da atmosfera, devido ao aquecimento desigual do planeta, que gera um gradiente de temperatura no sentido norte - sul (baroclinicidade) e desenvolve os ventos de oeste. Estes não seguem fluxos paralelos (zonais) em torno da Terra, e sim um

padrão ondular devido à instabilidades da atmosfera, meandrando para norte e sul. As frentes frias giram em sentido horário no hemisfério sul em torno do centro de baixa, enquanto a baixa se move e se desenvolve (Stull, 2000).

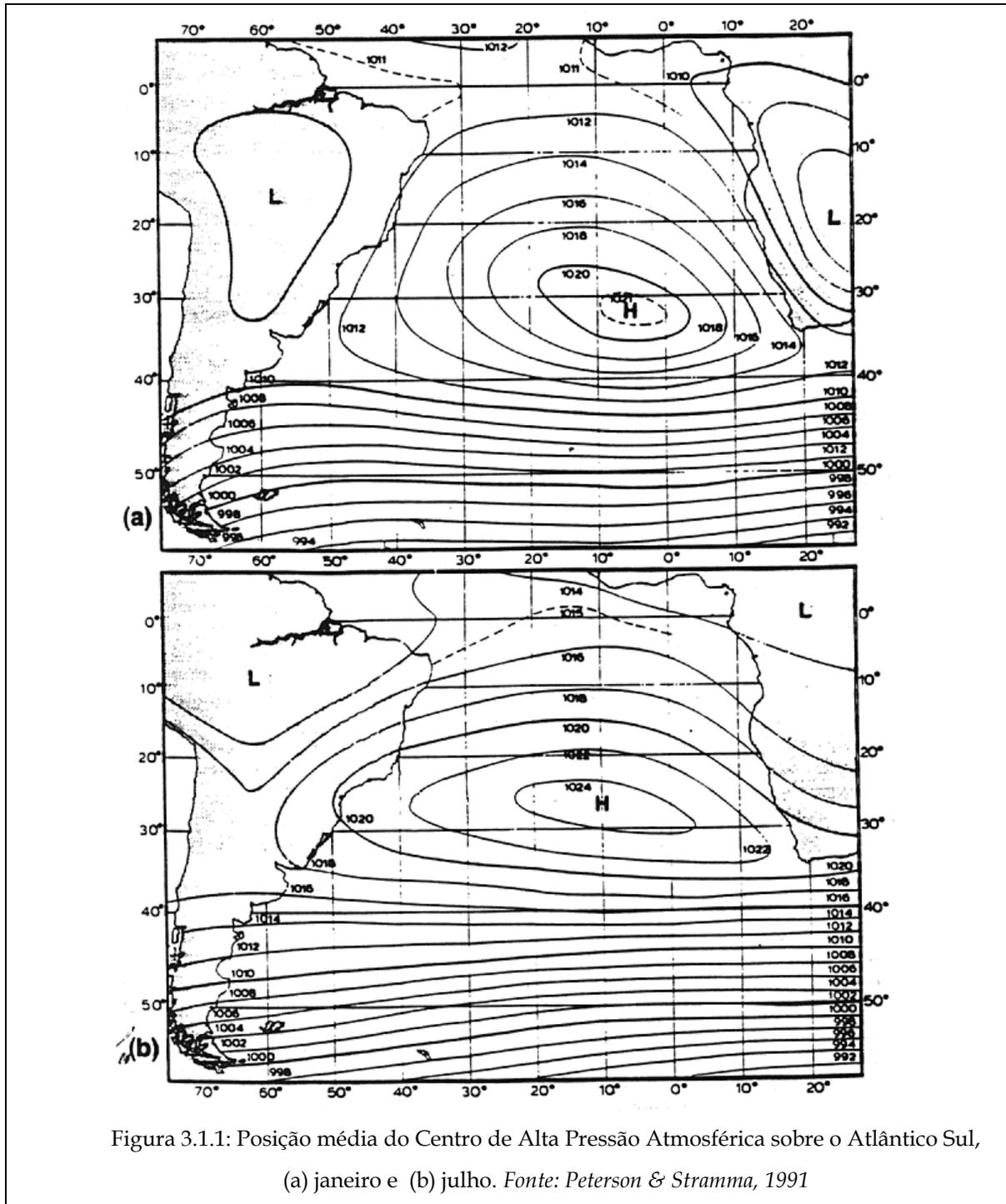


Figura 3.1.1: Posição média do Centro de Alta Pressão Atmosférica sobre o Atlântico Sul, (a) janeiro e (b) julho. Fonte: Peterson & Stramma, 1991

As frentes frias são centros de ação transitórios, cuja intensidade varia muito rapidamente com o tempo e o seu deslocamento é determinado pela característica do movimento na alta troposfera.

O ar quente dominante da região de estudo provém do flanco oeste da massa de ar tropical marítima (ASAS), e o ar frio, da massa de ar polar marítima modificada (Oliveira *et al*, 2001).

A passagem de uma frente fria nesta região normalmente caracteriza-se por queda de temperatura, zonas de instabilidade (associadas à precipitação) na interface do oceano (ou continente) com a atmosfera e a direção dos ventos é alterada de predominantemente nordeste (devido à influência do ASAS) para noroeste com a aproximação da frente, e imediatamente após a passagem da frente, os ventos adquirem a direção sudoeste, girando no sentido anti-horário para nordeste novamente aproximadamente um dia após a passagem da frente (Stech & Lorenzetti, 1992).

O arrasto provocado pelo vento na superfície do mar é um dos principais mecanismos de baixa frequência considerados como forçantes da circulação costeira. De acordo com Stech & Lorenzetti (1992), observa-se que os ventos de maior energia são os de período médio de 6,5 dias, associados com passagem de frentes frias. Os dados de Viana *et al* (1998) mostram uma dominância de passagem de frentes frias na hidrodinâmica da região da Baía de Campos. Portanto, espera-se que os sistemas frontais tenham uma forte influência na determinação da variabilidade das correntes

3.2 - Circulação Oceânica

3.2.1 - Massas d'água

A massa d'água que circula na superfície da região de estudo foi descrita por Emílsson (1961) como sendo um corpo d'água quente e salino com máximo de temperatura e salinidade acima de 25°C e 36.5, respectivamente, devido à intensa radiação e excesso de evaporação em relação a precipitação. Esta água quando se mistura com águas costeiras de menores temperatura e salinidade formam a Água Tropical (AT), com temperaturas maiores que 20°C e salinidade maior que 36. Ela estaria localizada entre 20 e 110 metros (Miranda, 1985). Abaixo da AT estaria a Água Central do Atlântico Sul (ACAS), com temperaturas entre 6°C e 18°C e salinidade entre 34.5 e 36, e seria formada na região da Convergência Subtropical (Sverdrup *et al*, 1942). Na região sudeste, Miranda (1985) sugere como índices termohalinos para a ACAS 18°C e salinidade de 36.2. Na compilação de trabalhos realizado por Silveira *et al* (2000), fica claro que há consenso na literatura que a ACAS flui para sul abaixo da latitude de 20°S, ao largo da costa sudeste brasileira. Ainda segundo Sverdrup *et al* (1942), a ACAS teria uma espessura de aproximadamente 450 metros, e abaixo dela estaria a Água Intermediária Antártica (AIA), com temperaturas entre 3°C e 6°C e valores de salinidade entre 34.2 e 34.6, apresentando um mínimo de salinidade no diagrama T-S. Existe controvérsia na literatura sobre a direção do fluxo da AIA já discutida por outros autores (Reid, 1989; Campos *et al*, 1995; Silveira *et al*, 2000), e não se adequa ao mérito deste trabalho. A massa d'água subjacente à AIA é a Água Profunda do Atlântico Norte (APAN) (Wust, 1935 *apud* Reid, 1989), com valores de temperatura entre 3 e 4°C e valores de salinidade entre 34.6 e 35, encontrada de 1000m a aproximadamente 3500m de profundidade (Reid, 1989). E a mais profunda massa d'água é Água Antártica de Fundo, com temperaturas menores que 0°C e valores de salinidade

menores que 34.7 (Sverdrup *et al*, 1942). A Figura 3.2.2.1 ilustra a um diagrama TS para a região de Cabo Frio.

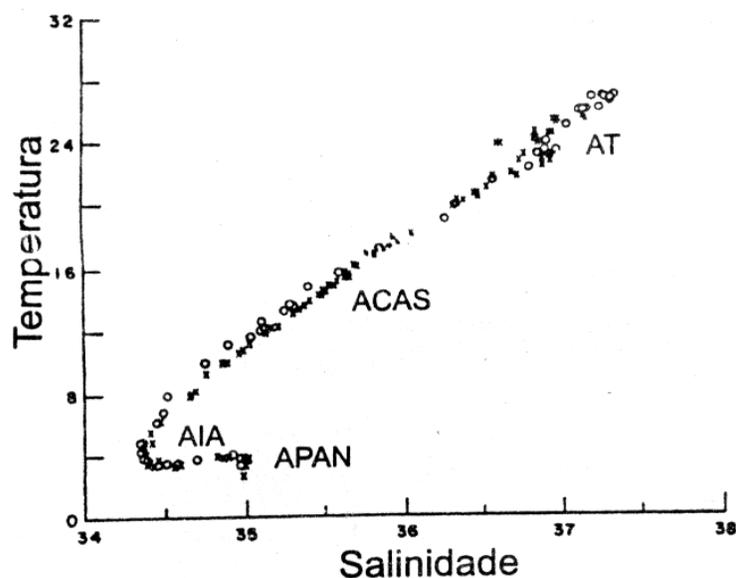


Figura 3.2.2.1: Diagrama TS espalhado na região de Cabo Frio e a 19°S.

Fonte: Silveira *et al* (2000)

3.2.2 - Corrente do Brasil

A Corrente do Brasil (CB) tem sua origem, de acordo com dados de deriva de navios descritos por Rennel (1832 *apud* Stramma *et al*, 1990), na bifurcação da Corrente Sul Equatorial próximo ao Cabo de São Roque (5°30'S). Isto é confirmado pelo estudo realizado por Stramma *et al* (1990) com dados históricos, onde eles observaram que a maior parte do transporte segue para alimentar a Corrente Norte do Brasil, e um menor transporte flui para a CB. O fluxo geostrófico para sul foi observado apenas a partir de 10°S, e na região de ~12°S a velocidade da CB pode exceder 70 cm⁻¹, onde também esta começa a se separar da costa. Segundo Evans *et*

al (1983), baseado em dados hidrográficos, a água tropical quente de superfície flui ao longo da costa, possivelmente parcialmente sobre a plataforma, ao norte da cadeia Vitória - Trindade, sendo que a maior parte do transporte se dá pela passagem mais próxima da costa. Ao sul da cadeia, a CB se apresenta bem organizada.

De acordo com os resultados do método geostrófico aplicado aos dados hidrográficos obtidos por Signorini *et al* (1989) na região entre as latitudes de 19 e 25°S, o escoamento da CB se dá ao longo do talude continental, com um núcleo de máxima velocidade (30-40 cm.s⁻¹) e numa profundidade média de 200m. Segundo estes, a largura da CB estimada por sensoriamento remoto é de aproximadamente 25-30 km e seu limite oeste é mantido a cerca de 100 km da costa até a latitude de 24°S.

Souza (2000), a partir de dados de correntógrafos fundeados na Baía de Santos, apresenta uma descrição com variações sazonais do fluxo na coluna d'água para esta região. Em seus dados foi observada pouca variabilidade do sentido das correntes sobre as isóbatas de 200 e 1200m, e que o fluxo da Corrente do Brasil fica concentrado entre as isóbatas de 200 a 1000m, atingindo esporadicamente a região da isóbata de 100m. Nos fundeios sobre a isóbata de 100m, foi observado que as frequências subinerciais dominaram a variabilidade temporal da velocidade (entre os períodos de 3 a 14 dias). As inversões anticiclônicas da corrente atingindo as profundidades de 30 e 90 metros e queda da temperatura até o fundo (100 metros), além de um enfraquecimento das correntes, foram associadas com passagem de frentes frias.

Souza & Robinson (2004) citam estimativas lagrangeanas da velocidade da Corrente do Brasil, extraídas de dados de bóias de deriva do projeto COROAS (Circulação Ocêânica da Região Oeste do Atlântico Sul - Campos *et al*, 1996), variando de 15 a 50 cms⁻¹, para a região sul do Brasil (entre 25 e 30°S).

Stech & Lorenzetti (1992) realizaram um estudo da resposta da bacia sudoeste do Atlântico Sul à passagem de frentes frias, e desenvolveram um

modelo para tal. Souza & Robinson (2004) citam, e Stevenson *et al* (1998) também apontam, que a passagem de frentes meteorológicas são consideradas como um importante mecanismo de transporte de águas de origem subantártica para norte, até a região do Rio de Janeiro, como uma corrente costeira fluindo para nordeste. Souza (2000) analisou dados adquiridos por correntógrafos durante dois anos, fundeados na região da Baía de Santos. Durante todo o ano o rumo das correntes mais freqüente é do quadrante S - W. Inversões anticiclônicas da direção das correntes oceânicas foi associado à passagem de sistemas frontais pela região.

3.2.3 - Fenômenos transientes

Miranda e Castro Filho (1979) e Torres Júnior (1995) apresentaram os trabalhos pioneiros que documentam a presença de fenômenos oceanográficos importantes da região próxima de Cabo Frio (RJ), como a ocorrência de vórtices e meandros da Corrente do Brasil na borda da plataforma continental, e ressurgência, respectivamente.

Esta região apresenta algumas características geomorfológicas, meteorológicas e oceanográficas que permitem a ocorrência da ressurgência. A orientação da linha de costa associada com a direção dos ventos predominantes de nordeste, influenciados pelo ASAS, favorecem sua formação. De acordo com o mecanismo de Ekman, na superfície do oceano ocorre divergência horizontal e conseqüente movimento vertical ascendente de águas sub-superficiais. A água ressurgida nesta região é a ACAS (Miranda e Castro Filho, 1979). Segundo um estudo recente realizado por Rodrigues & Lorenzetti (2001), a região apresenta anomalias negativas de temperatura devido ao fenômeno especialmente durante o verão e primavera. Os principais núcleos de ressurgência são observados ao sul de Cabo Frio e Cabo de São Tomé e também próximo à cidade de Vitória, sendo que o

sinal mais forte de ressurgência ocorre próximo à Cabo Frio. A ressurgência nesta região ocorre quando há a predominância de ventos de quadrante NE por vários dias. A temperatura da superfície do mar diminui para 15°C (ou menos) próximo à Cabo Frio, tendo uma diferença de 10°C de temperatura das águas de fora da plataforma, que são mais aquecidas devido à Corrente do Brasil. Durante condições de frente fria, a direção dos ventos não permite a ocorrência de ressurgência. O trabalho de Valentin *et al* (1987) na região de Cabo Frio mostrou um aquecimento das águas devido aos ventos de SW causados devido à passagem de uma frente fria, durante o inverno. Torres Júnior (1995) observou, através de simulações numéricas, a ocorrência do processo de subsidência das águas de Cabo Frio, com ventos de quadrante sudoeste, com elevação do nível do mar, inversão das componentes da velocidade (tanto vertical quanto horizontal). Rodrigues & Lorenzetti (2001) realizaram simulações para avaliar qual dos dois fatores mais influencia a ocorrência de ressurgência, a topografia de fundo ou a linha de costa, num modelo sob condições de vento NE de 6 ms⁻¹ durante 5 dias. Seus resultados mostraram uma maior influência da topografia de fundo para a região de Vitória a Cabo de São Tomé e pouca influência para a região de Cabo Frio. Para a linha de costa, a maior influência se dá na região de Cabo Frio, sendo a presença do cabo a principal causa da ressurgência. Porém, os dois fatores associados influenciam na magnitude da ressurgência.

A Corrente do Brasil ao longo de sua trajetória pelo sudeste brasileiro apresenta a formação de meandros, que ocasionalmente se fecham em vórtices. Segundo Calado (2001), um grande meandro ciclônico parece ser recorrente ao largo de Cabo Frio, o qual é bem descrito por Schmid *et al* (1995). Campos *et al* (1995) analisaram dados de CTD (*conductivity - temperature - depth*) da região da Bacia de Santos durante o verão de 1991 que evidenciaram a intrusão da CB sobre a plataforma continental na região ao sul de Cabo Frio, mostrando o seu meandramento. Campos *et al* (2000) também detectaram, a partir de dados hidrográficos, a presença de um vórtice ciclônico na mesma região. A mudança da

orientação da linha de costa em Cabo Frio induz o padrão de meandramento. Estes autores adotam o modelo conceitual da importância da variabilidade de mesoescala (meandros e vórtices) da CB no mecanismo de ressurgência. Um meandro ciclônico consiste de um domo de água fria ressurgida, localizado entre a fronteira oeste da corrente de contorno oeste (no caso, CB) e o talude. Como este domo não é uma feição estática, ele se move como parte do meandro, ocorrendo ressurgência na região anterior do domo e afundamento de águas da região posterior, sendo que na região anterior o movimento ciclônico advecta água em direção à costa. Portanto, o meandramento da CB funciona como uma "bomba" de ACAS (para intrusão e retenção) sobre a plataforma continental.

Os resultados de Campos *et al* (2000) mostraram a presença da ACAS na Baía de Santos mais próximo à costa no verão e mais afastada durante o inverno, e segundo os autores, este padrão sazonal é controlado pelo regime de ventos.

4 - Metodologia

Para a realização deste trabalho, foram examinadas mais de duzentas imagens SAR adquiridas pela RADARSAT para o CeMOM (Centro de Monitoramento de Derrame de Óleo no Mar / UFRJ) para selecionar as que continham, dentro de suas coordenadas, a região do Rio Paraíba do Sul (Figura 4.1). A partir das imagens selecionadas, foi feito um levantamento das condições meteorológicas no período de cada imagem, analisando e comparando cartas sinóticas da DHN/MB (Diretoria de Hidrografia e Navegação, Marinha do Brasil). Com isso, foi feita uma nova análise para escolher as imagens que mostravam a pluma do rio em questão. Destas, somente dez imagens foram selecionadas e foram escolhidas duas, uma em que a pluma voltada para sul, que seria característico de tempo bom na região, e outra com a pluma para norte, característico de passagem de frente fria.

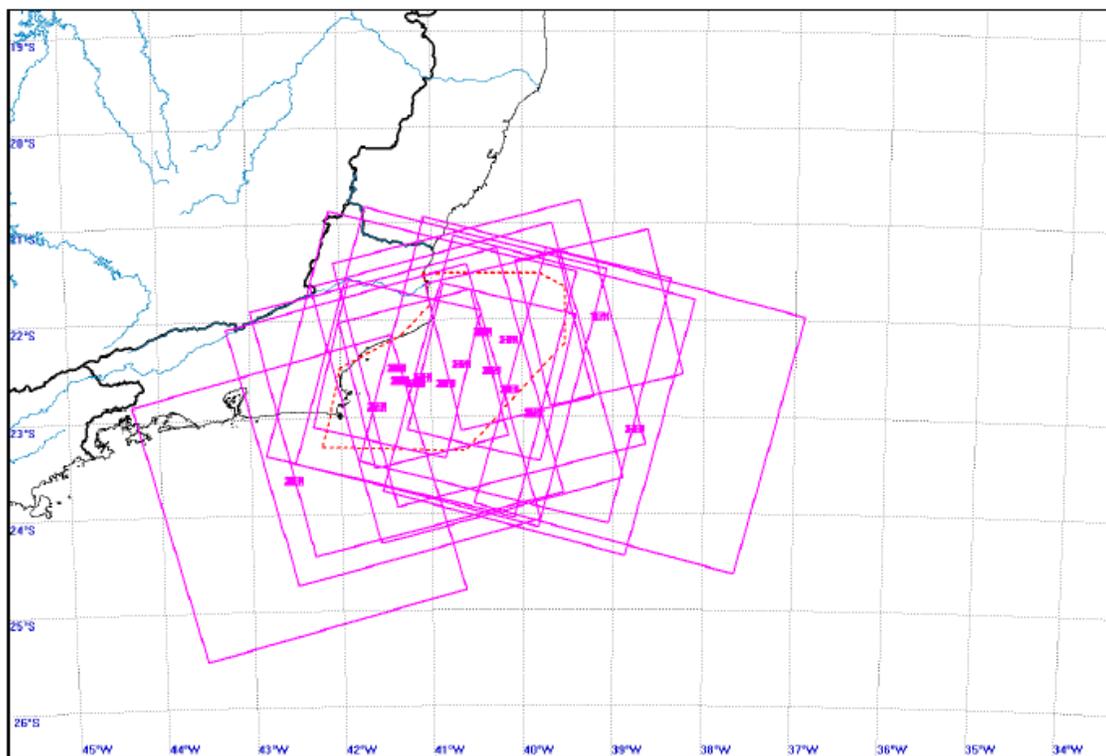


Figura 4.1: Possíveis áreas de coleta do satélite. Fonte: CeMOM

Com as datas das imagens selecionadas foi possível iniciar a implementação do modelo para a região de estudo. A seguir será feita uma descrição e justificativas da utilização das imagens SAR, e uma descrição do POM e das condições iniciais e de contorno utilizadas.

4.1 - *Imagens SAR*

Este tipo de imagem é adquirida pelo Radar de Abertura Sintética. Os radares operam numa ampla faixa do espectro eletromagnético, que se estende do ultravioleta às microondas. São portanto capazes de operar durante o dia e à noite, ou em condições de nebulosidade, uma vez que as nuvens são transparentes à radiação na faixa de microondas (Novo, 1992).

A antena do radar produz pulsos de energia eletromagnética em frequências específicas. Ao atingir a superfície do objeto, esta energia é espalhada em várias direções. Uma parcela da energia é espalhada em direção ao próprio sensor (retroespalhamento, Figura 4.1.1), onde é convertida num sinal passível de ser amplificado, gerando um sinal elétrico que será registrado em filme ou em fitas magnéticas (Novo, 1992). Os fatores mais importantes que condicionam o retroespalhamento são: comprimento de onda e polarização da energia utilizada e as características da superfície. Quanto maior a rugosidade mais difusa a radiação espalhada, ou seja, não existe uma direção preferencial para os feixes refletidos, sendo a energia espalhada em todas as direções (reflexão difusa). Em superfícies lisas, toda a radiação incidente é refletida com ângulo igual ao de incidência. Portanto não ocorre retorno do pulso emitido para o radar. Este fenômeno é chamado de reflexão especular. Quando ocorre a reflexão especular o sinal é totalmente perdido, gerando um nível de cinza baixo na imagem. Tonalidades mais escuras são geralmente associadas a superfícies mais lisas (Vannucci, 1999).

Uma imagem SAR é basicamente um mapa de alta resolução da reflectância do radar devido às propriedades da superfície do oceano modificadas por

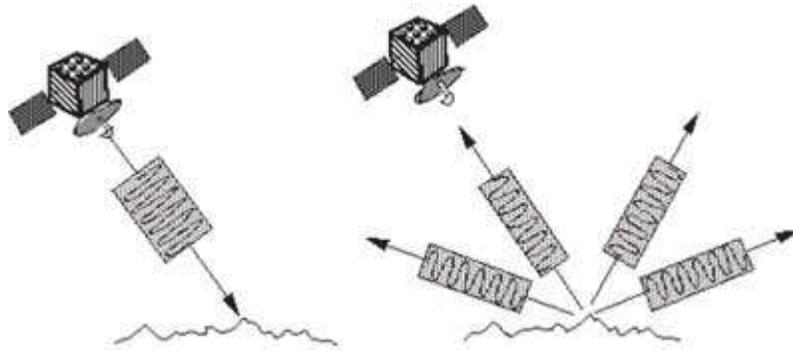


Figura 4.1.1: Retroespalhamento do sinal. *Fonte: Vannucci, 1999*

movimentos superficiais (Vesecky & Stewart, 1982). Neste tipo de imagem, a superfície do oceano é principalmente formada por “Bragg scattering”, ou seja, a refletância é devido ao espalhamento das ondas emitidas pelo radar com comprimento de 23 cm por ondas de gravidade de aproximadamente 30 cm (Bragg, 1933 *apud* Vesecky & Stewart, 1982; Wright, 1978 *apud* Johannessen *et al*, 1991). Variações espaciais destas pequenas ondas são geralmente induzidas por ondas de gravidade longas, variações na velocidade do vento e estratificação na camada limite atmosférica, além de correntes associadas com feições da circulação oceânica de superfície como frentes, vórtices, etc (Johannessen *et al*, 1991; Johannessen *et al*, 1996). Ventos entre 3 e 10 ms^{-1} são favoráveis à detecção de correntes de superfície pelo radar (Johannessen *et al*, 1995 *apud* Johannessen *et al*, 1996).

Em regiões estuarinas, onde ocorre mistura de águas de baixa salinidade com águas oceânicas, é possível observar o limite entre estas duas massas d'água através de imagens SAR. Este limite geralmente é associado à zonas de convergência de fluxo de superfície, formando uma frente. Esta aumenta a rugosidade da superfície devido à interação hidrodinâmica das correntes superficiais com ondas curtas de superfície, gerando altos níveis de retroespalhamento encontrados em imagens SAR como uma linha brilhante. No entanto, quando ocorre acúmulo de material orgânico na zona de convergência,

esta assinatura na imagem de satélite pode ser uma linha escura. Geralmente águas de rios são cobertas por surfactantes de origem natural ou antropogênica, que causam uma redução da rugosidade da superfície do mar. Por isso, às vezes é possível observar um tom mais escuro na região dentro da pluma (Azevedo *et al*, 2002). Ventos com intensidades menores que 5 ms^{-1} são favoráveis ao aumento da visibilidade destes surfactantes (Gade *et al*, 1998 *apud* Donato & Marmorino, 2002). Próximo à desembocadura do rio, a pluma é identificada em imagens de radar como um arco brilhante, e sua forma varia com a fase da maré (De Loor, 1981, *apud* Vogelzang *et al*, 1997), tendo influência também dos ventos e da descarga do rio (Vogelzang *et al*, 1997). Na região mais afastada, a pluma é identificada como uma corrente “flutuante” junto à costa (McClimans, 1988 *apud* Vogelzang *et al*, 1997). Caso haja diferenças de temperatura das águas do rio e do mar, também serão visíveis na imagem SAR como mais escuras, uma vez que águas mais frias estabilizam a camada limite atmosférica, resultando em menor arrasto provocado pelo vento e menos energia nas ondas tipo *ripples* que atua como "Bragg scatterers" para o sinal do radar (Donato & Marmorino, 2002).

A observação da pluma de um rio talvez fosse possível numa imagem do tipo AVHRR (*Advanced Very High Resolution Radiometer*), que mostraria, caso existissem, os contrastes de temperatura entre a água do rio e a água do mar. Estas imagens são geradas por um radar não imageador do tipo passivo, pois somente recebe a emissão de radiação (na forma de calor) da superfície. Portanto torna-se inviável para este tipo de trabalho uma vez que o objetivo é a observação em condições de frente fria, quando ocorre uma grande formação de nuvens, interferindo na recepção pelo satélite destas emissões de radiação. Johannessen *et al* (1996) mostraram que, para o monitoramento de circulação oceânica costeira de mesoescala, pode-se utilizar os limites de correntes derivados de imagem SAR para substituir as frentes de temperatura da superfície do mar derivadas do infravermelho em eventos de cobertura total de nuvens, ou realizar uma conexão

entre as imagens no caso de cobertura parcial. No entanto, esta abordagem não será utilizada neste trabalho.

As imagens utilizadas neste estudo foram geradas pelo sistema de radar do satélite canadense RADARSAT-1 (Parashar & Langhan, 1997), e foram cedidas pelo CeMOM (Centro de Monitoramento de Derramamento de Óleo no Mar) - COPPE (Instituto Alberto Luiz Coimbra de Pós-Graduação e Pesquisa em Engenharia) / UFRJ / ANP (Agência Nacional de Petróleo).

4.2 - Modelo da Universidade de Princeton (POM)

O modelo numérico utilizado, “Princeton Ocean Model (POM)” será descrito de acordo com suas referências (Blumberg & Mellor, 1983 e 1987). É um modelo pseudo-tridimensional, baseado nas equações hidrodinâmicas primitivas, que utiliza o sistema de coordenadas verticais sigma e possui superfície livre. Este modelo fornece boa representação para fenômenos de mesoescala (com extensão de 1-100 km, e de 1-30 dias na escala temporal). As variáveis prognósticas são as três componentes do campo de velocidades, temperatura, salinidade, e duas quantidades que caracterizam turbulência, a energia de turbulência cinética e turbulência de macroescala. As equações governantes são resolvidas por técnicas de diferenças finitas.

O modelo possui um sub-modelo de fechamento turbulento (Mellor & Yamada, 1974, *apud* Blumberg & Mellor, 1987), o que permite modelar mais realisticamente as camadas de Ekman superficiais e de fundo sobre a plataforma continental.

As equações da continuidade e do momento são separadas em modo baroclínico (interno) e barotrópico (externo), para aumentar a eficiência computacional. As equações, em sua forma bidimensional (horizontal), são calculadas com diferentes passos de tempo para cada modo. Isto é possível pois os passos de tempo são determinados com base na velocidade de propagação da onda de gravidade (para o modo externo) e da onda interna (modo interno), de acordo com a condição de Courant-Friedrich-Levy, que limita o passo de tempo de modo que a equação seja resolvida dentro das condições físicas do problema.

O sistema de coordenadas sigma possui vantagens sobre o de coordenadas cartesianas, principalmente quando se trabalha com grandes inclinações na topografia. Isto porque o sistema de coordenadas cartesianas apresenta deficiências numéricas ao tratar com grandes irregularidades batimétricas. O

sistema de coordenadas sigma permite uma distribuição de camadas de acordo com o fundo (Figura 4.2.1).

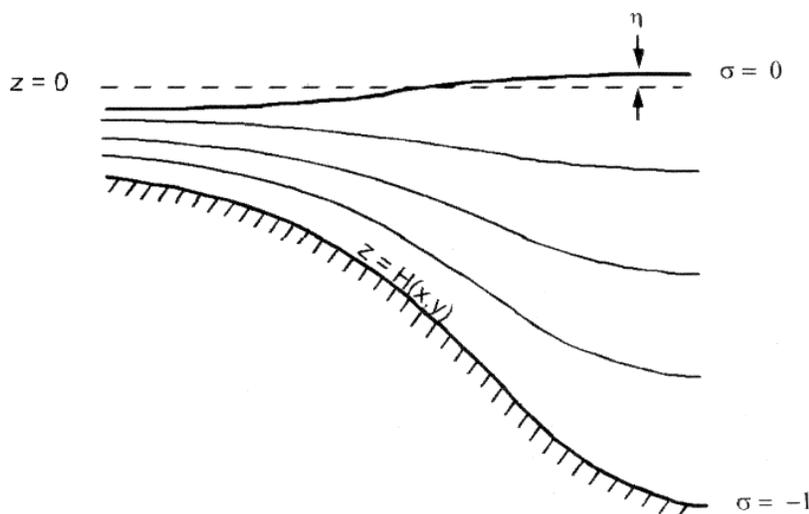


Figura 4.2.1: Sistema de coordenada sigma. Fonte: Mellor, 2002

O POM e a descrição detalhada do modelo (Blumberg & Mellor (1987) e Mellor (2002)), estão disponíveis no endereço da INTERNET: <http://www.aos.princeton.edu/WWW.PUBLIC/htdocs.pom>.

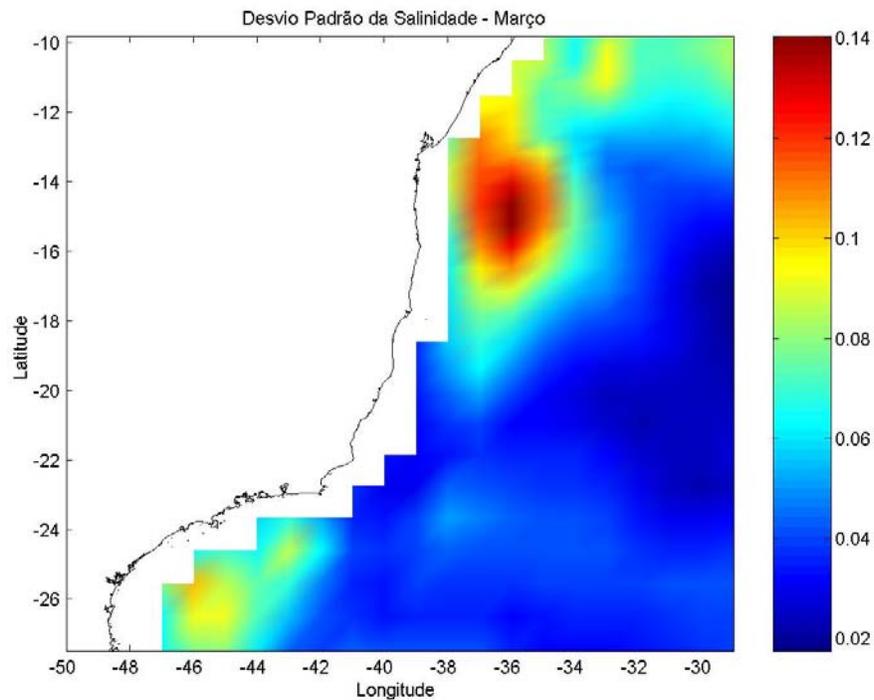
4.2.1 - Condições iniciais e de contorno

Na modelagem oceânica, por se tratar de um meio contínuo, é necessário o conhecimento das grandezas físicas em suas fronteiras para que se obtenha uma boa representação interna do domínio. A especificação destas grandezas nos limites do domínio durante todo o tempo é conhecida como condição de contorno. E os valores destas no tempo inicial são as condições iniciais. Para que se obtenha resultados satisfatórios a partir de um modelo é necessário que as condições de contorno e iniciais sejam adequadas. Neste estudo de caso, a grade do modelo

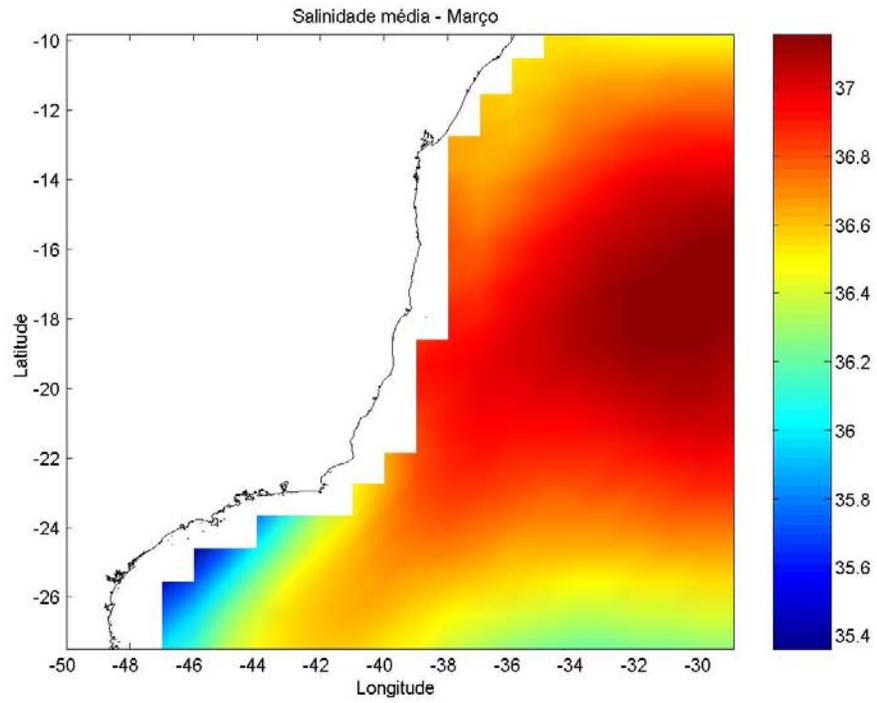
possui resolução de cinco minutos de grau, e inclui regiões de fronteiras fechadas e abertas do oceano. A fronteira oeste e o fundo são delimitados pela batimetria. O arquivo de dados utilizados para tal é uma junção de cartas náuticas da DHN, dados do ETOPO 5 e fornecidos pelo Professor Gilberto Dias (LAGEMAR – Laboratório de Geologia Marinha / UFF). As condições de contorno aberto devem ser bem definidas para se evitar reflexões no interior do domínio e assim representar de forma mais realista possível as condições oceânicas.

Para representar o estado inicial do oceano no modelo foram utilizados os dados gerados pelo modelo de circulação oceânica global MOM (*Modular Ocean Model*), desenvolvido pelo *Geophysical Fluid Dynamics Laboratory* (GFDL / NOAA *Department of Commerce*), da Universidade de Princeton. O MOM em sua versão atual é o resultado de 40 anos de pesquisa. É um modelo formulado matematicamente pelas equações primitivas completas, escritas em coordenadas esféricas, que utilizam as aproximações hidrostática e de Boussinesq. O MOM também faz uso da aproximação da “tampa rígida” a qual filtra os movimentos de mais alta frequência. Esse modelo foi desenvolvido especificamente para estudos de circulação oceânica em grande escala. Devido à falta de dados para a região e para o período que será simulado, os dados do MOM mostraram-se como uma alternativa. No entanto, não existem, até a presente data, dados do MOM para o período em questão. Existe disponível na Internet (<http://data1.gfdl.noaa.gov/nomads/forms/assimilation.html>) um banco de dados de vinte anos de resultados do MOM, com médias mensais de vários parâmetros (entre eles temperatura, salinidade, componentes u e v da velocidade, etc, utilizados para a simulação) para os anos de 1981 a 2000, com resolução zonal de um grau e meridional de um terço de grau entre as latitudes 10°N e 10°S, e um grau nas demais latitudes, com quarenta níveis de profundidade (da superfície até 4400 m). Como foi dito anteriormente, não há disponível dados de temperatura, salinidade e velocidade para a região de estudo no período desejado. Então escolheu-se utilizar a média mensal de fevereiro e março de todos os anos (de

resultados do MOM). Foi realizada uma análise estatística para verificar se esta média seria um bom estimador para representar o campo inicial. Para tal foi calculada a média e o desvio padrão para cada mês. Pode-se observar nas Figuras 4.2.1.1 e 4.2.1.2 que para o mês de março, os desvios padrões apresentaram valores da ordem de 0,6 grau para temperatura e 0,1 para salinidade, considerados baixos em relação à média apresentada.

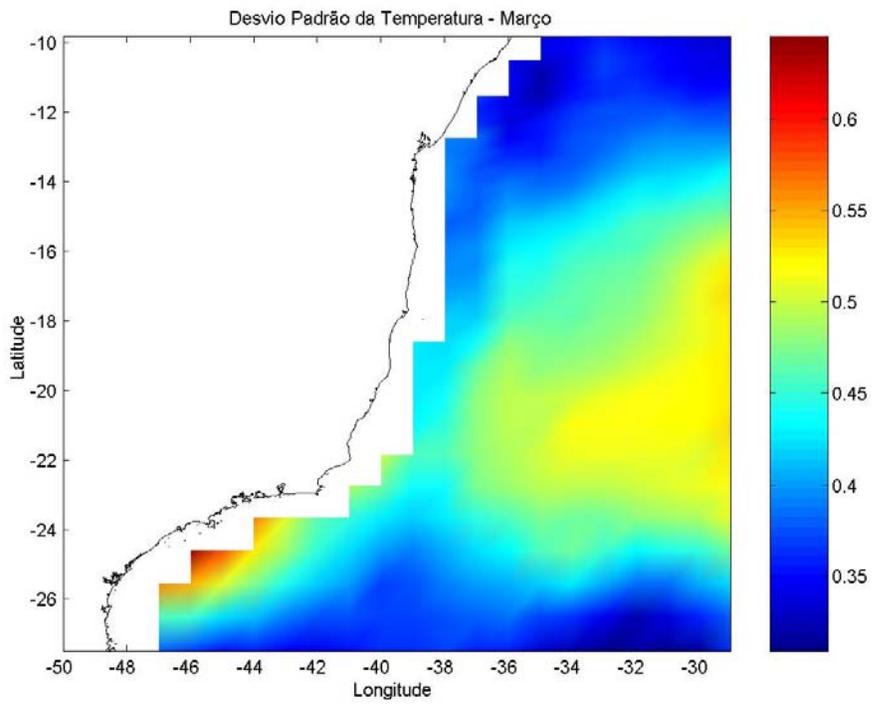


(a)

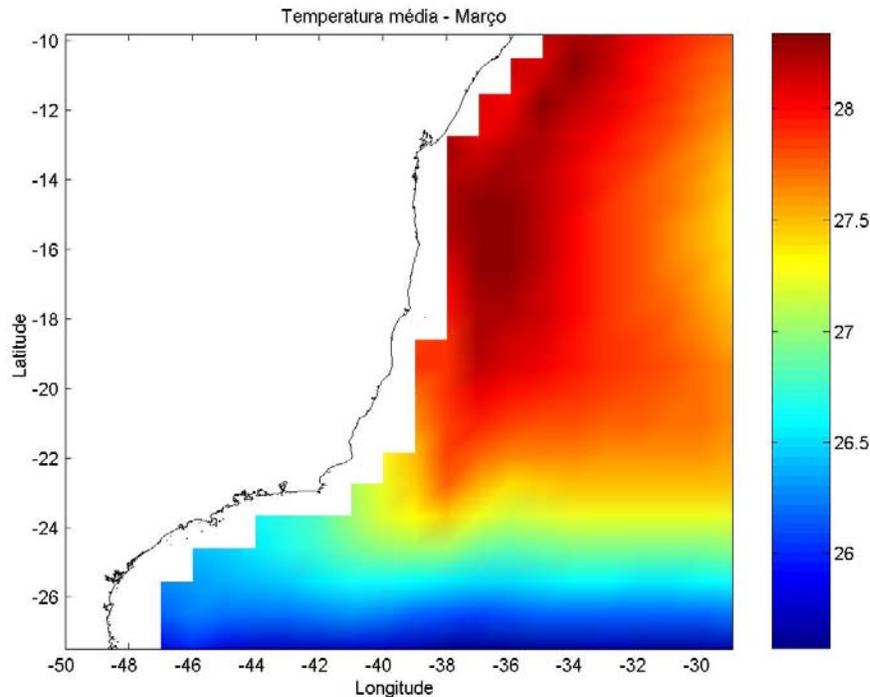


(b)

Figura 4.2.1.1: Estatística realizada com os dados do MOM para a salinidade



(a)



(b)

Figura 4.2.1.2: Estatística realizada com os dados do MOM para temperatura

Os resultados mostraram que a média de vinte anos da temperatura e salinidade é um bom estimador na representação da condição inicial.

Com o intuito de estabilizar a energia cinética do sistema para então inserir os dados de ventos, o modelo rodou por um período de 40 dias. Tendo a energia cinética estabilizada, os ventos foram incluídos no modelo. Inicialmente adquiriu-se os dados da Reanálise do NCEP (*National Center for Environmental Prediction*) para os meses de fevereiro e março de 2003 (disponível no endereço <http://www.cdc.noaa.gov>). No entanto estes dados possuem resolução espacial de 2.5° (Kalnay *et al*, 1996). Como a grade utilizada para o estudo é de cinco minutos de grau, optou-se pela utilização dos dados de vento do modelo global AVN (*Aviation*) que possuem resolução espacial de um grau e somente dados sobre o oceano, e segundo Marques da Cruz (2004), apresentam qualidade semelhante aos

dados da Reanálise, em determinadas situações. Estes dados estão disponíveis na Internet pelo endereço: <ftp://polar.ncep.noaa.gov/pub/history/waves/>

Como o POM trabalha com coordenadas sigma, foi realizada uma interpolação linear horizontal e vertical (quinze camadas sigma) com os dados do MOM e AVN, de forma que estes adquirissem a resolução adotada no modelo para a inicialização.

5 - Resultados e Discussão

Imagens SAR

As figuras 5.1 e 5.2 mostram as imagens SAR para os dias 17 de fevereiro e 22 de março, respectivamente. O arco brilhante com alinhamento quase norte - sul observado nas duas imagens delimita a pluma, mostrando a região de convergência de fluxos entre a massa d'água oceânica e as águas fluviais. Estas associações estão de acordo com De Loor (1981, *apud* Vogelzang *et al*, 1997) e Azevedo *et al* (2002), em que apresentaram imagens SAR de plumas de rios com as mesmas características. Outra evidência de que ambas as imagens de radar mostram a pluma do rio Paraíba do Sul é uma pequena área escura bem próximo à desembocadura do rio que, de acordo com Azevedo *et al* (2002), tal mancha escura seria a assinatura de matéria orgânica, diminuindo a rugosidade da superfície.

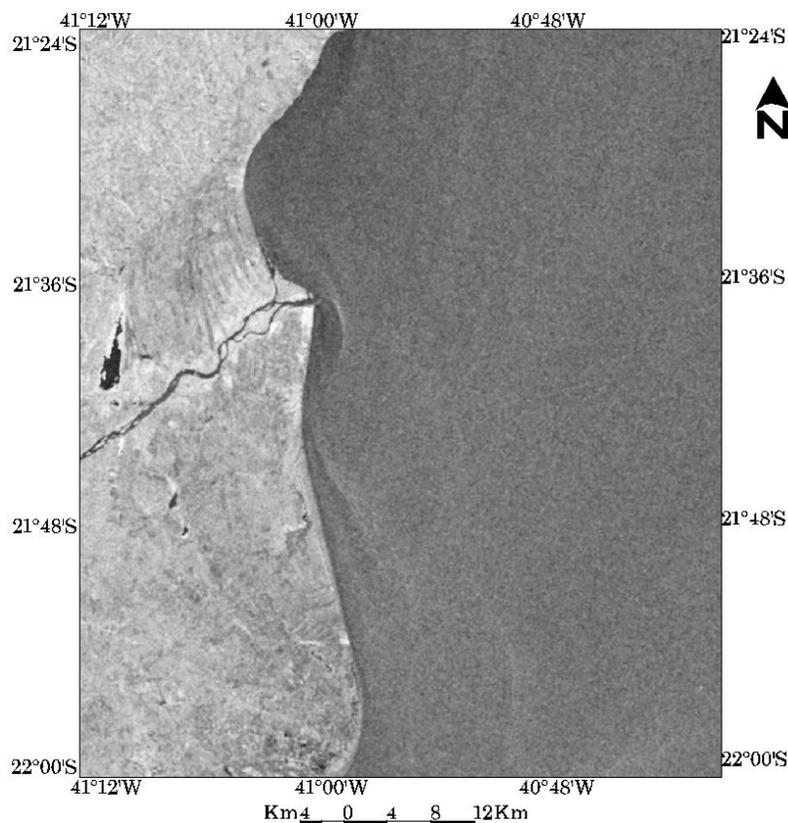


Figura 5.1: Imagem adquirida pelo RADARSAT-1, no dia 17 de fevereiro de 2003 às 8:14 h (GMT)

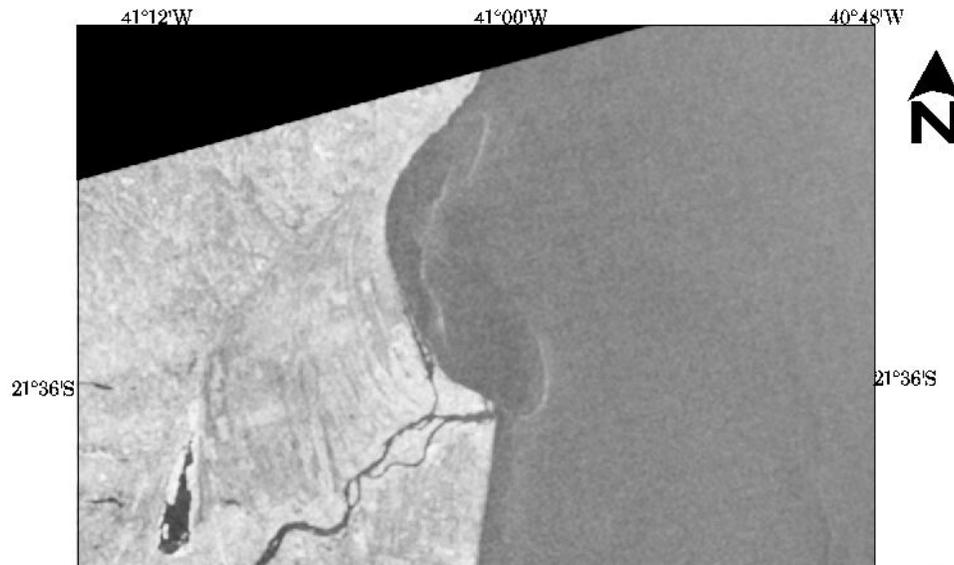


Figura 5.2: Imagem adquirida pelo RADARSAT-1, no dia 22 de março de 2003 às 21:15 horas (GMT)

Duas imagens chamaram a atenção pela forma que se apresentava a pluma do rio. Na imagem do dia 17 de fevereiro de 2003 (Figura 5.1), as águas do rio quando descarregadas no oceano pareciam ser deslocadas para sul, enquanto que no dia 22 de março do mesmo ano, estas estavam orientadas para norte (Figura 5.2).

Em uma primeira análise, foram obtidos da Internet dados METAR (INFRAERO) do Aeroporto de Campos dos Goytacazes (21°42S, 041°18W), com a direção e intensidade dos ventos predominantes nos dias das imagens (Figuras 5.3 e 5.4). Estes estão disponíveis pelo endereço eletrônico <http://www.redemet.aer.mil.br>. No dia 22 de março houve uma inversão de ventos provenientes de sul - sudoeste retornando para a direção nordeste - norte predominante na região. Esta inversão é típica de passagem de frente fria na região (Stech e Lorenzetti, 1992). Já para o dia 17 de fevereiro, os ventos predominantes de nordeste são característicos de tempo bom na região.

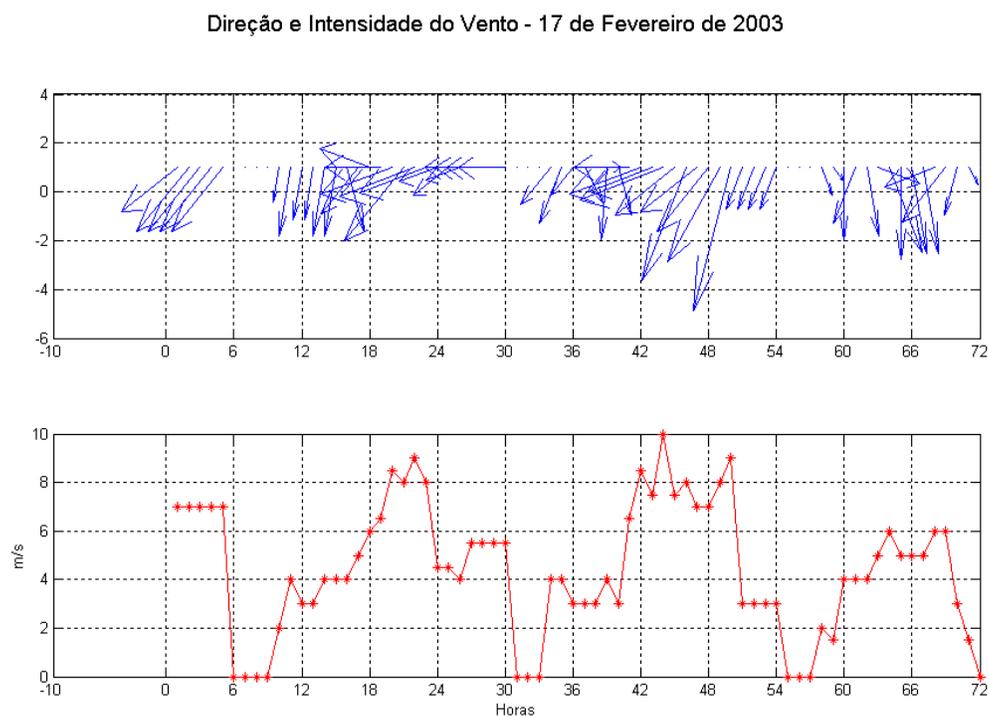


Figura 5.3 : Dados de vento do Aeroporto de Campos dos Goytacazes para o período de 16 de fevereiro à 0 hora (local) a 18 de fevereiro de 2003 às 23h. Quadro superior mostra a representação vetorial e o quadro inferior mostra somente a intensidade. *Fonte: INFRAERO*

Direção e Intensidade do Vento - 22 de Março de 2003

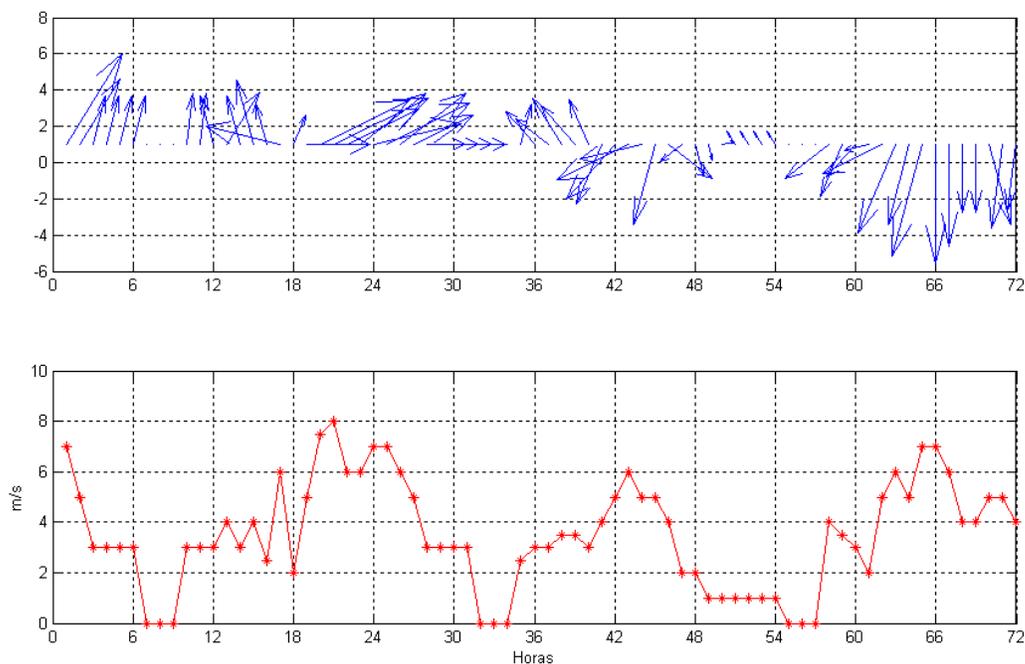


Figura 5.4: Dados de vento do Aeroporto de Campos dos Goytacazes para o período de 21 de março à 0 hora (local) a 23 de março de 2003 às 23h. Quadro superior mostra a representação vetorial e o quadro inferior mostra somente a intensidade *Fonte:*

INFRAERO

Foram obtidas na DHN (Diretoria de Hidrografia e Navegação - Marinha do Brasil) as cartas sinóticas dos dias das imagens SAR adquiridas em fevereiro (Figura 5.3) e março (Figura 5.4), pela qual constata-se que houve passagem de um sistema frontal pela região sudeste, corroborando com a análise dos dados METAR.

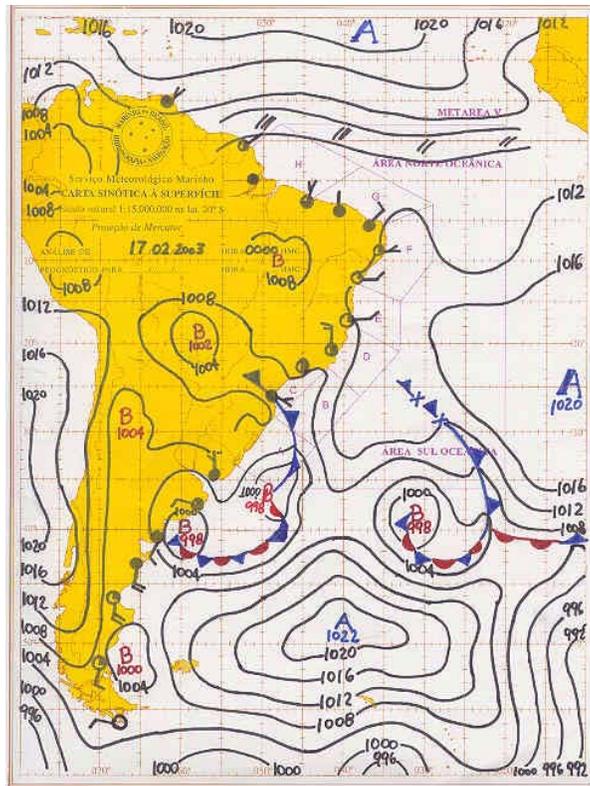


Figura 5.3: Carta sinótica do dia 17 de fevereiro de 2003 às 0 hora (GMT) Fonte:

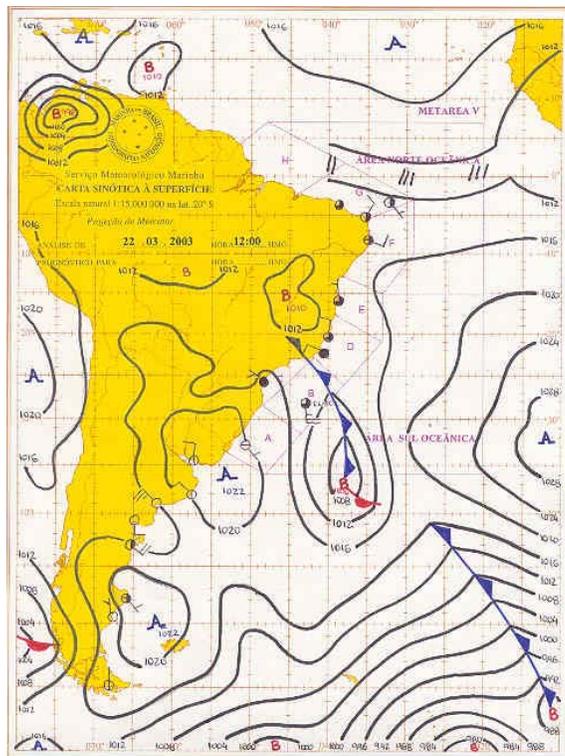


Figura 5.4: Carta Sinótica do dia 22 de março de 2003 às 12 horas (GMT) Fonte: DHN
Correntes de superfície

O modelo foi inicializado com as condições iniciais e de contorno do oceano, e após 30 dias a energia cinética se mostrou estável (Figura 5.5). Após esta análise, verificou-se que o modelo passou da fase de *spin up*, permitindo assim inserir os dados de ventos do modelo AVN, do período de fevereiro e março de 2003. A análise foi mais concentrada na região do sudeste brasileiro, por ser a região de maior interesse.

A estrutura da coluna d'água após a inicialização do modelo também condiz com a descrita por Silveira *et al* (2000) (Figura 5.6). A Figura 5.7 mostra a condição de contorno na fronteira sul.

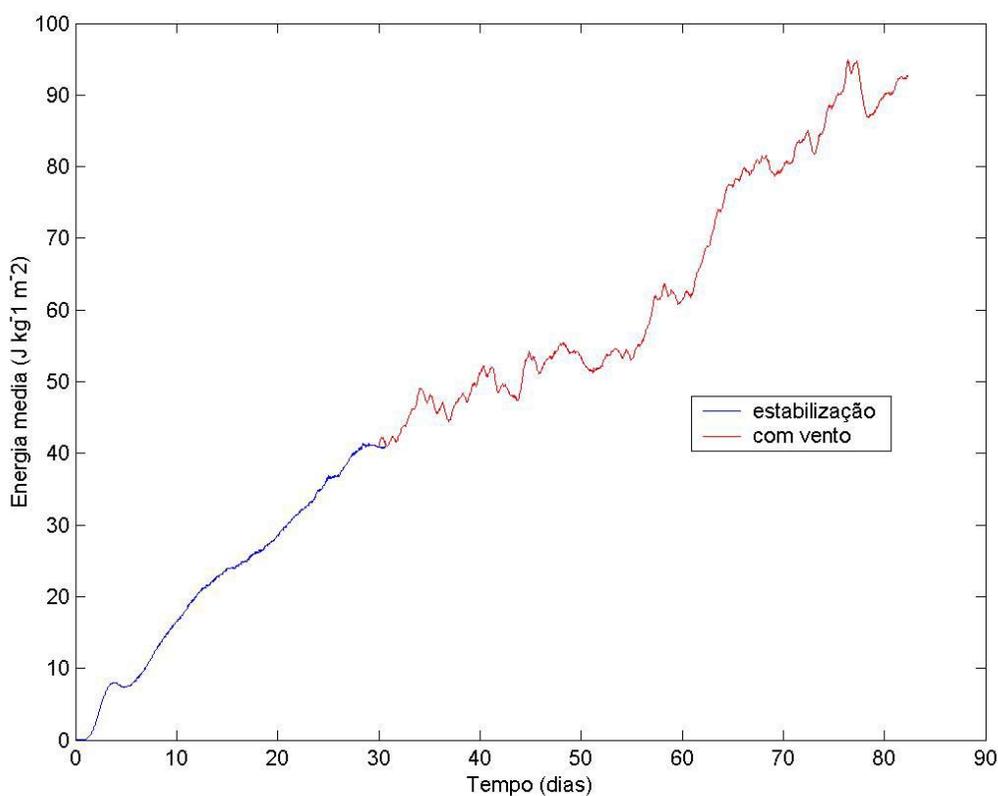


Figura 5.5: Energia cinética gerada pelo POM

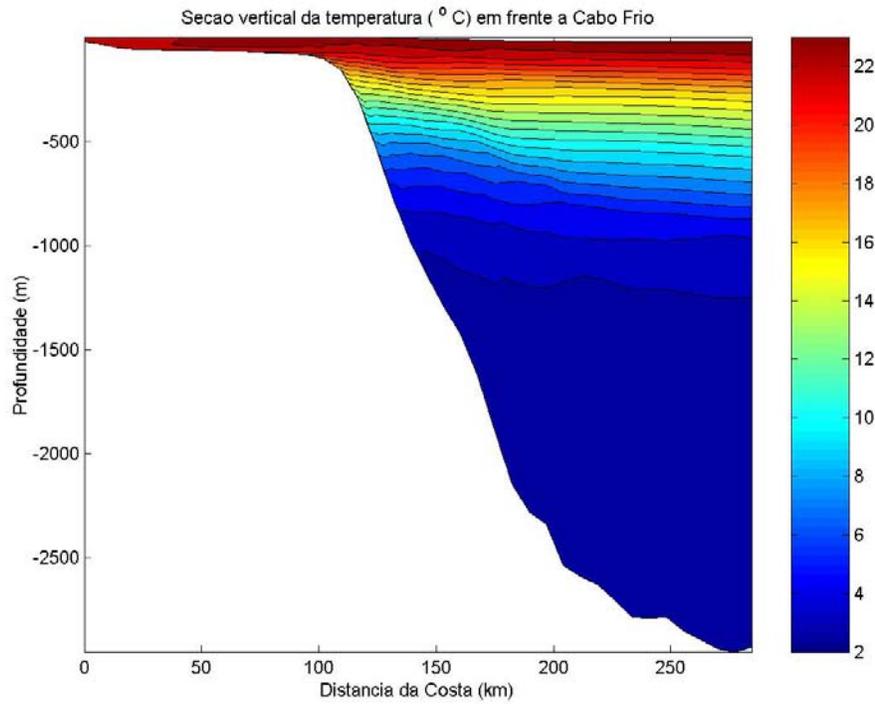


Figura 5.6: Perfil de Temperatura

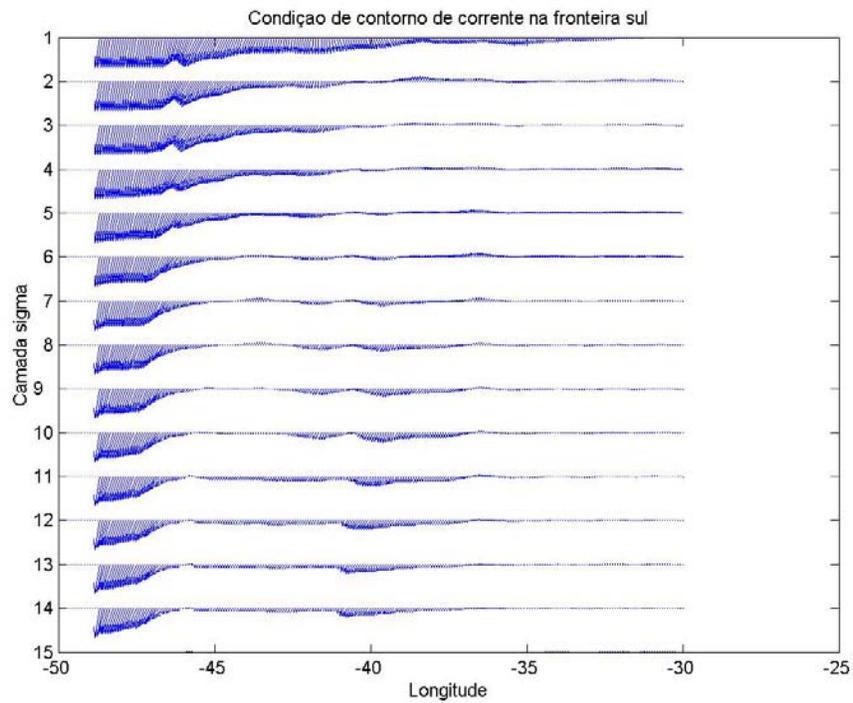


Figura 5.7: Condição de contorno na fronteira sul (dados do MOM)

O modelo gerou resultados para os meses de fevereiro e março de 2003, no entanto, a análise foi feita somente para o período da frente fria em questão. Esta aparece no sul (27°S) com ventos de sul no dia 21 de março de 2003 às 15 horas (Figura 5.8), alcançando o litoral do Rio de Janeiro em 22 de março, às 6 horas, com ventos de aproximadamente 11 ms⁻¹ (Figura 5.9). Já durante o dia 17 de fevereiro os ventos eram predominantemente de nordeste (não mostrado).

Nesta data, a CB está bem formada, com meadramentos, e seu fluxo mais intenso sobre a quebra da plataforma (Figura 5.10), o que está de acordo com a estrutura da CB descrita por Evans *et al* (1983). Na região de desembocadura do rio Paraíba do Sul, a velocidade média na superfície do campo de correntes gerado pelo POM é de 0.2 ms⁻¹. Ao sul de Cabo Frio, onde a plataforma é mais larga, as velocidades são da ordem de 0.09 a 0.18 ms⁻¹, valores estes próximos aos encontrados por Torres Júnior (1995).

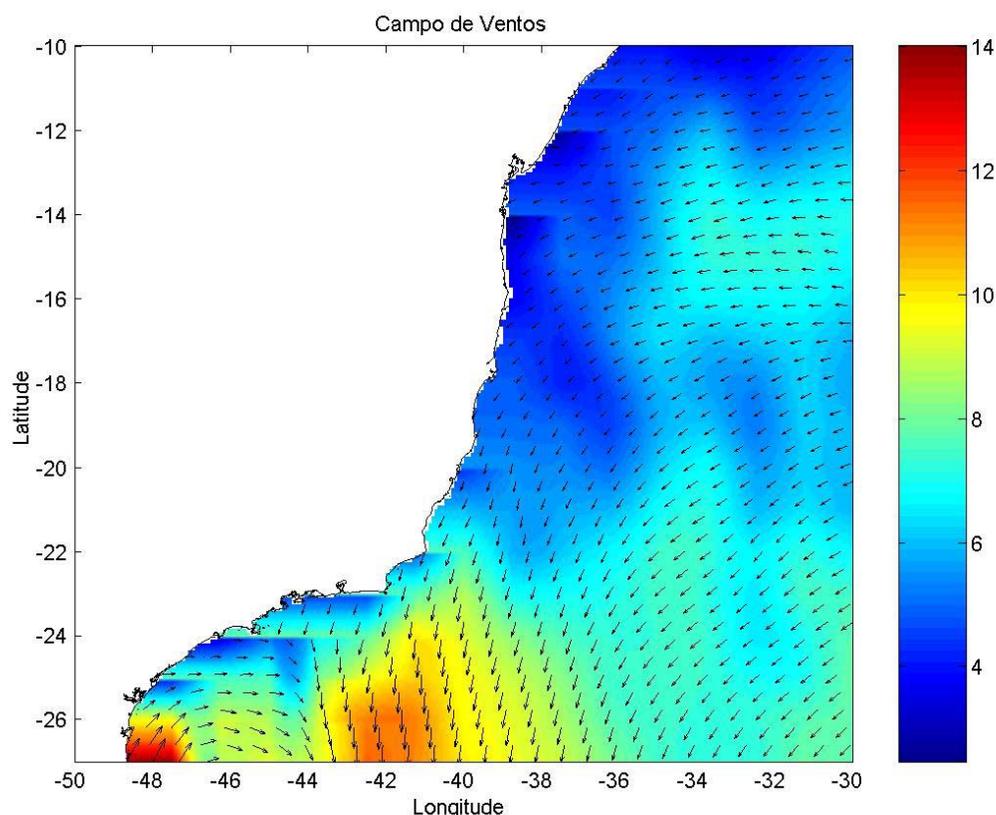


Figura 5.8: Ventos (AVN) a 10 metros, dia 21 de março, às 15 horas (em ms⁻¹)

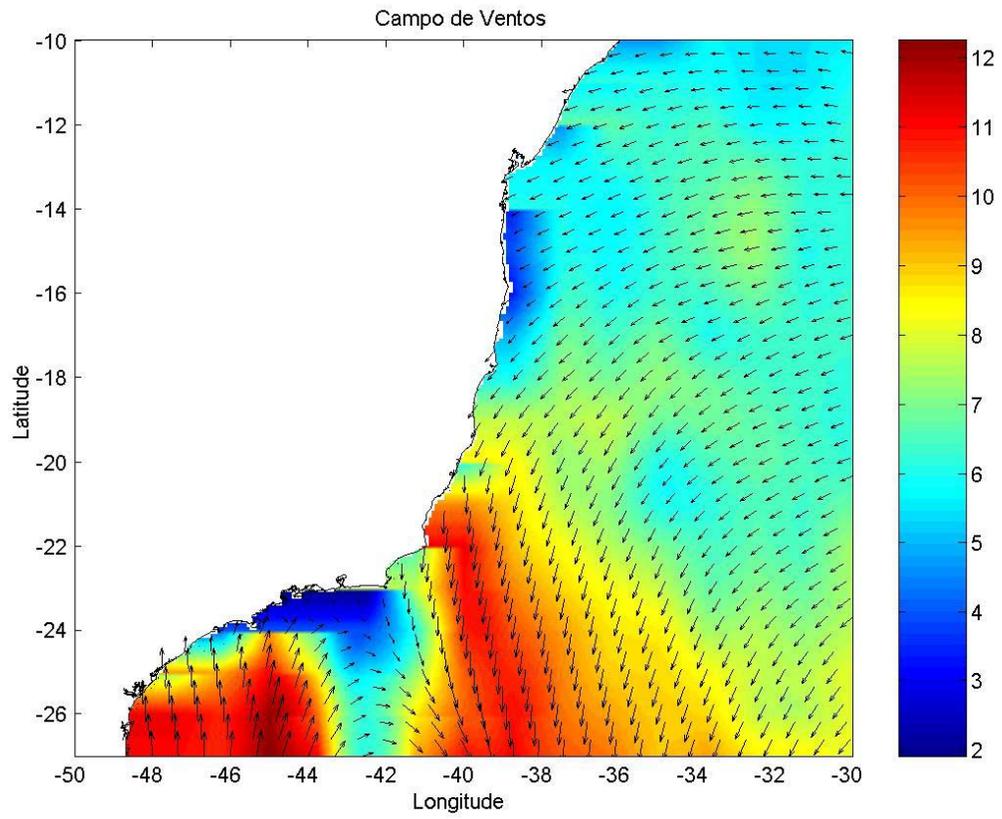


Figura 5.9: Ventos (AVN) a 10 metros, dia 22 de março, às 06 horas (em ms^{-1})

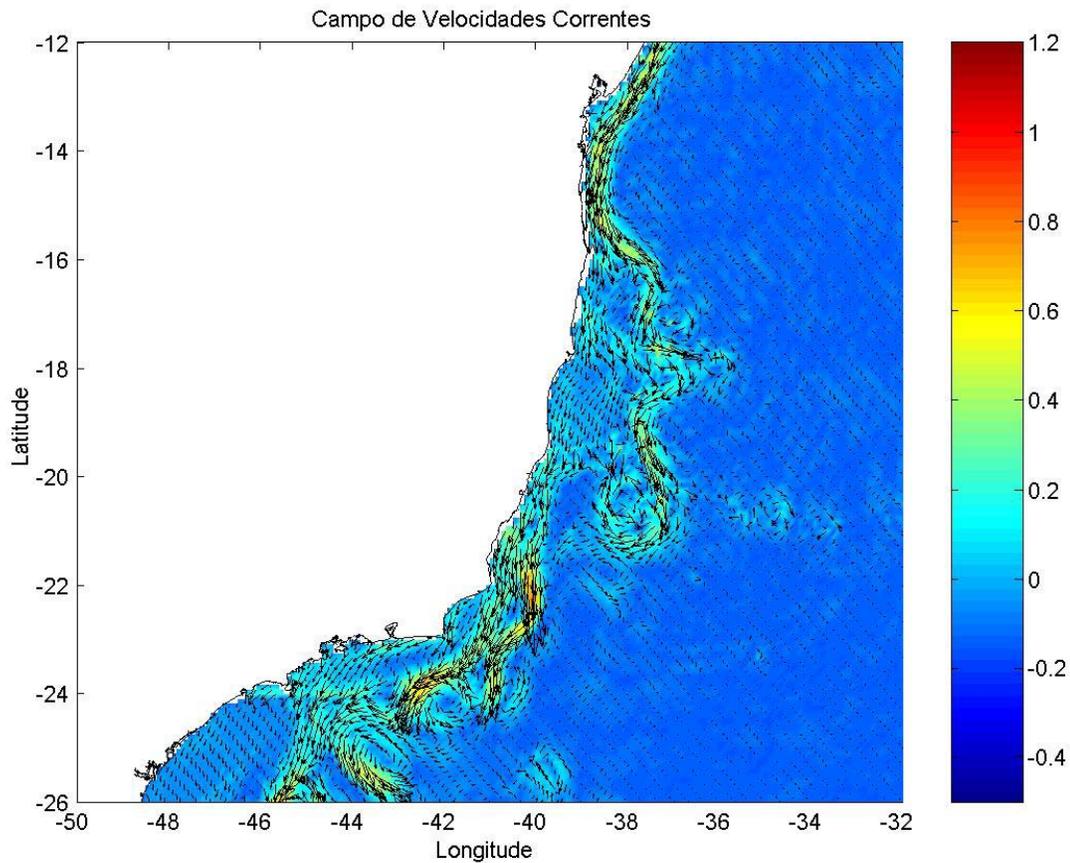


Figura 5.10: Campo de velocidades (em ms^{-1}) na superfície gerado pelo POM, dia 17 de fevereiro, às 9h

Os valores da velocidade das correntes superficiais geradas pelo modelo estão coerentes com a literatura, conforme foi descrito na seção *Corrente do Brasil*.

Houve aproximadamente 3 horas de intervalo de tempo entre a inversão da direção e sentido dos ventos e a das correntes superficiais oceânicas, provavelmente devido a um período de desaceleração destas. Stech & Lorenzetti (1992) observaram que a componente da aceleração local inverte antes do cisalhamento do vento. Às 18 horas do dia 21 de março, na latitude de 27°S inicia-se a inversão da corrente (Figura 5.11), sendo esta com intensidade fraca (da ordem de 0.2 a 0.3 ms^{-1}). Esta inversão se dá anticlonicamente, o que está de acordo com os dados observados por Souza (2000), que associou os giros anticiclônicos das

correntes ao período de passagem de frentes frias, na região da Bacia de Santos.

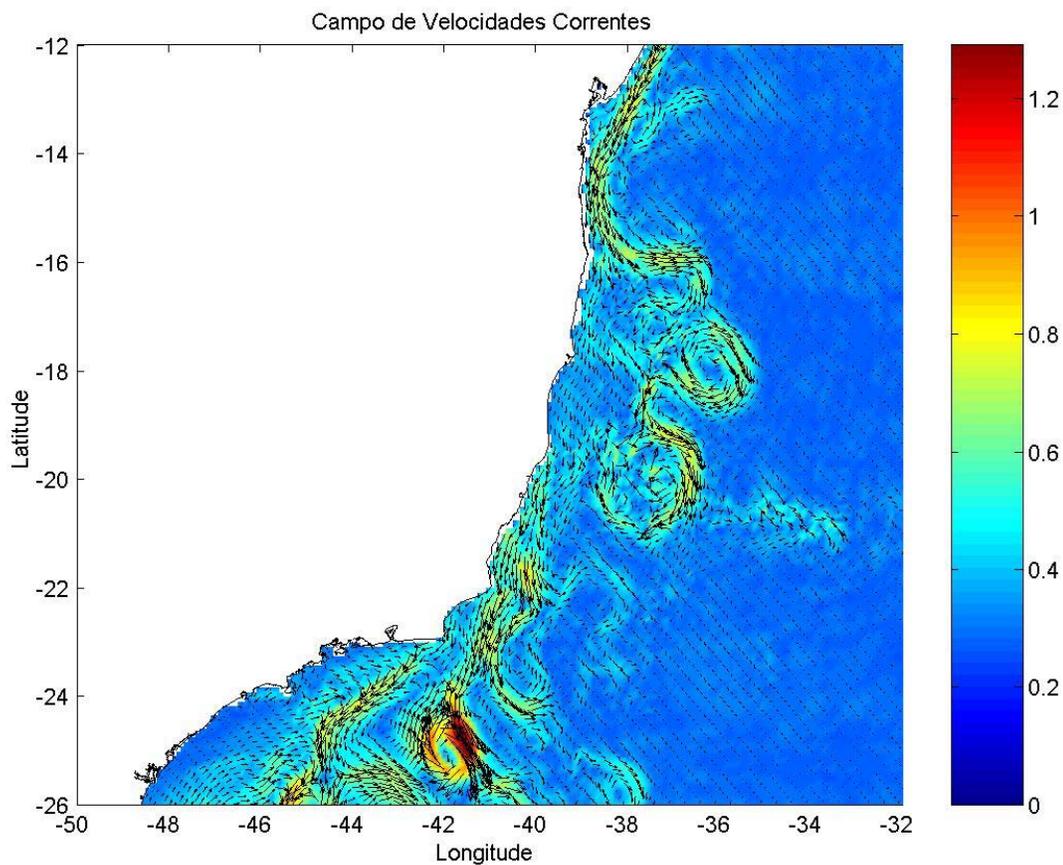


Figura 5.11: Campo de velocidades (em ms^{-1}) na superfície gerado pelo POM, dia 21 de março, às 18h

No momento em que a frente fria alcança o litoral do estado do Rio de Janeiro, as correntes superficiais sobre a plataforma continental fluem predominantemente para nordeste, até região da Baía de Guanabara (Figura 5.12).

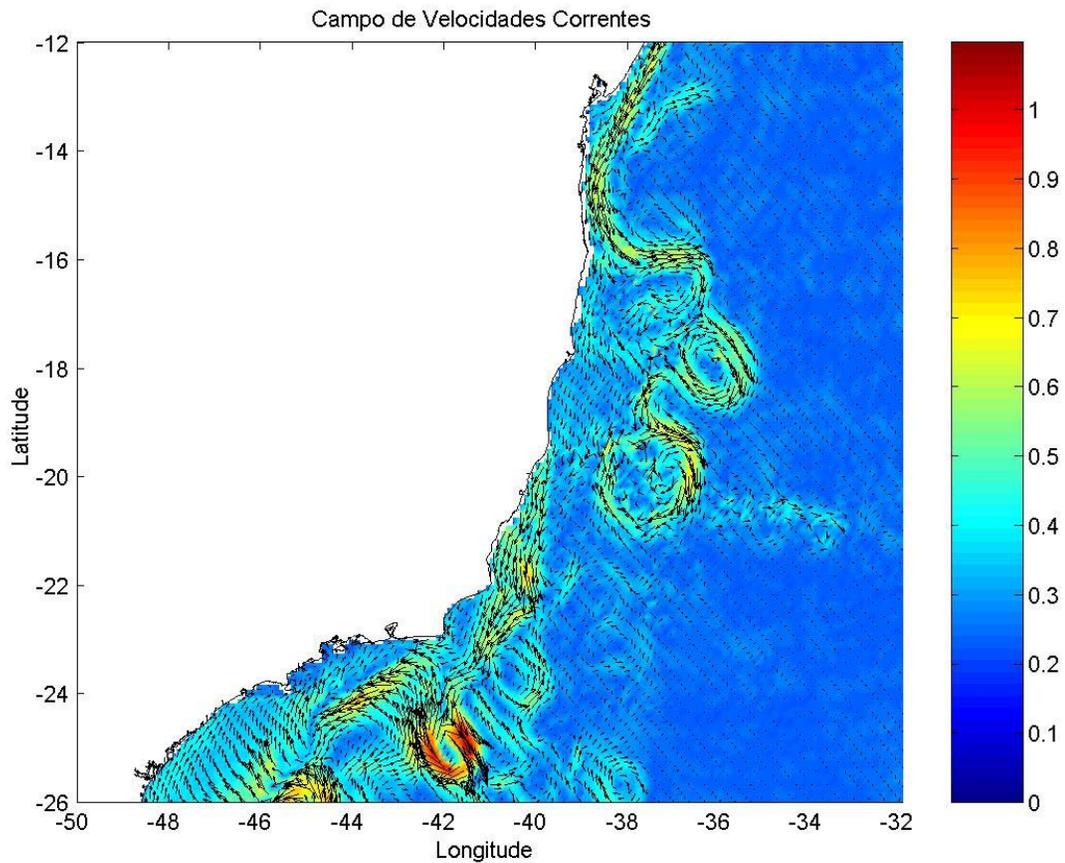


Figura 5.12: Campo de velocidades (em ms^{-1}) na superfície gerado pelo POM, dia 22 de março, às 6h

A corrente de superfície próxima à desembocadura do rio começa a girar anticiclonicamente às 18 horas do dia 22 de março, ocorrendo um mínimo de velocidade (não mostrado). Na hora da imagem (22 de março, às 21 horas) a corrente modelada nesta região era de aproximadamente 0.2 ms^{-1} (Figura 5.13), e os ventos de sudoeste tinham intensidade de 6 a 7 ms^{-1} .

Os valores de velocidade de corrente gerados pelo modelo estão coerentes com os valores medidos apresentados por Souza (2000). Em períodos em que as correntes, em 30 metros de profundidade, na Bacia de Santos estavam sob influência de uma frente fria, o correntógrafo registrou valores da ordem de $0,49$ a $0,68 \text{ ms}^{-1}$, o que, apesar da profundidade, está de acordo com os resultados do

POM.

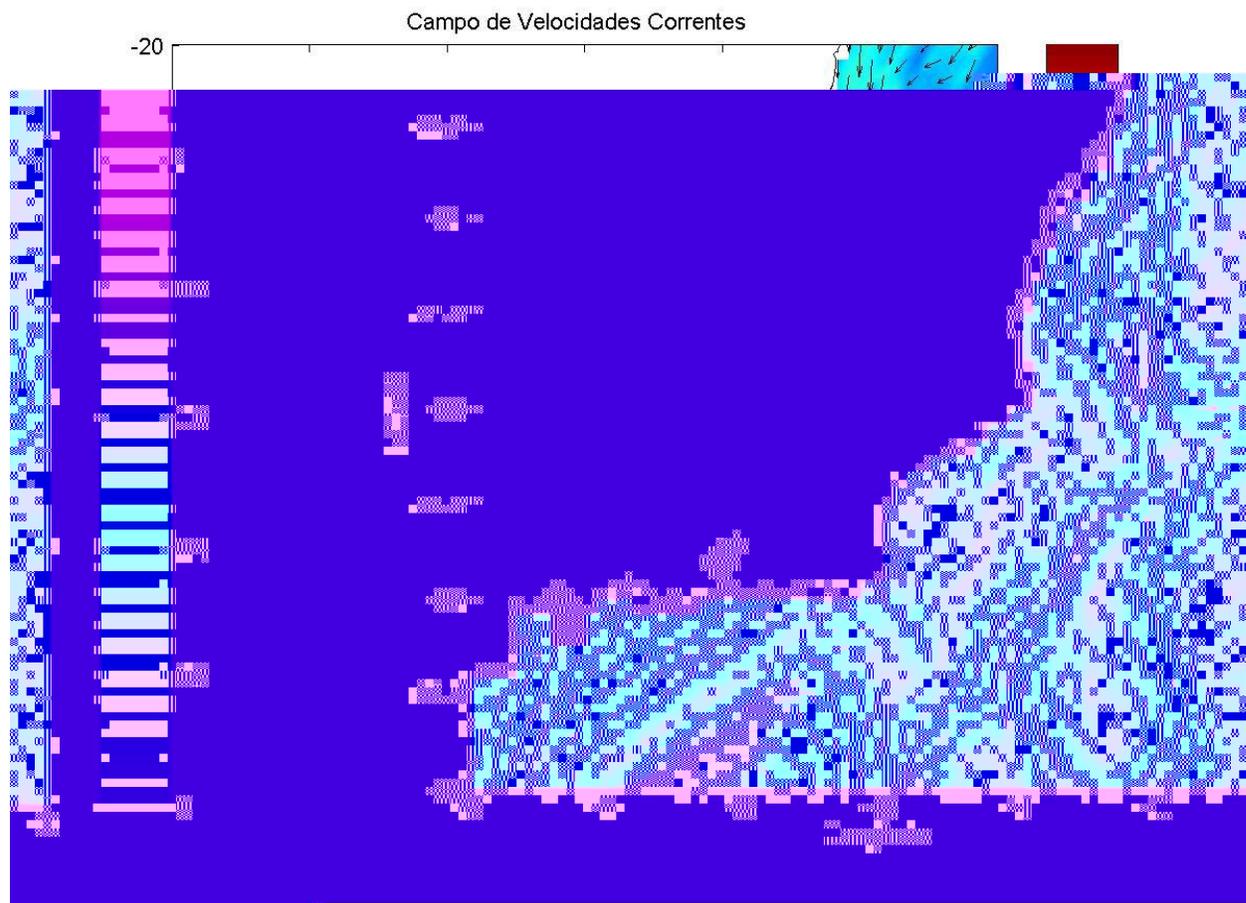


Figura 5.13: Campo de velocidades (em ms^{-1}) na superfície gerado pelo POM, dia 22 de março, às 21h

A inversão das correntes superficiais oceânicas devido à passagem da frente fria ocorreu até as proximidades do Cabo de São Tomé. Os ventos de quadrante sul causaram uma variação na direção e sentido das correntes ao norte do estado do Espírito Santo, com enfraquecimento e mudança das direções das correntes de norte para sul, até a latitude de 17°S (Figura 5.14). Porém, as correntes em superfície não seguiram um padrão de inversão desde o Cabo de São Tomé. Estas parecem ter tido uma influência maior talvez de uma intensificação que possam ter ocorrido nos vórtices (descritos adiante) sobre a Cadeia Vitória - Trindade.

A simulação realizada pelo modelo foi até a data de 28 de março de 2003.

Até estas datas os ventos permaneceram com direção variando de sul - sudoeste, e as correntes em superfície sobre a plataforma também.

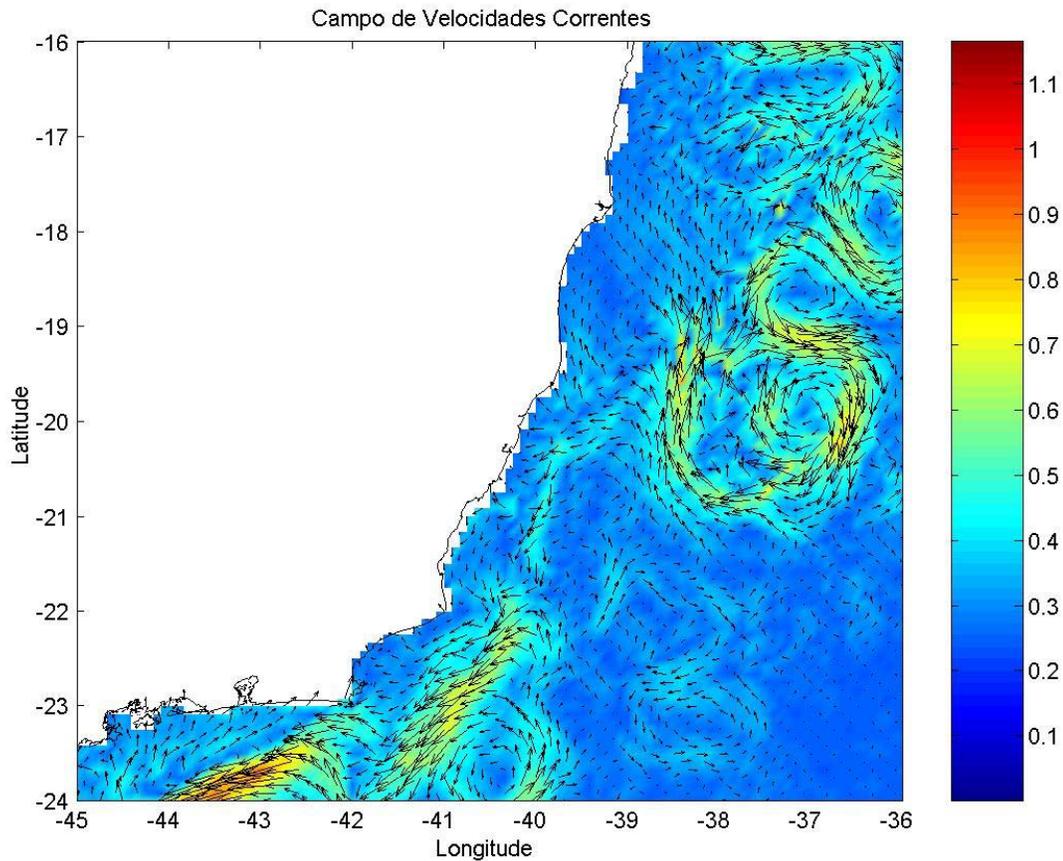


Figura 5.14: Campo de velocidades (em ms⁻¹) na superfície gerado pelo POM, dia 25 de março, às 3h

Os ventos do quadrante sul mostraram não ter influência sobre a CB, que possui uma estrutura baroclínica. Em uma análise do campo de vorticidade gerado pelo POM, uma “linha” de vorticidade negativa (ciclônica) exatamente na borda oeste da CB se intensifica após a passagem da frente fria e conseqüente inversão das correntes superficiais sobre a plataforma continental, denotando o cisalhamento da corrente causado pela estrutura da CB (Figuras 5.15 e 5.16).

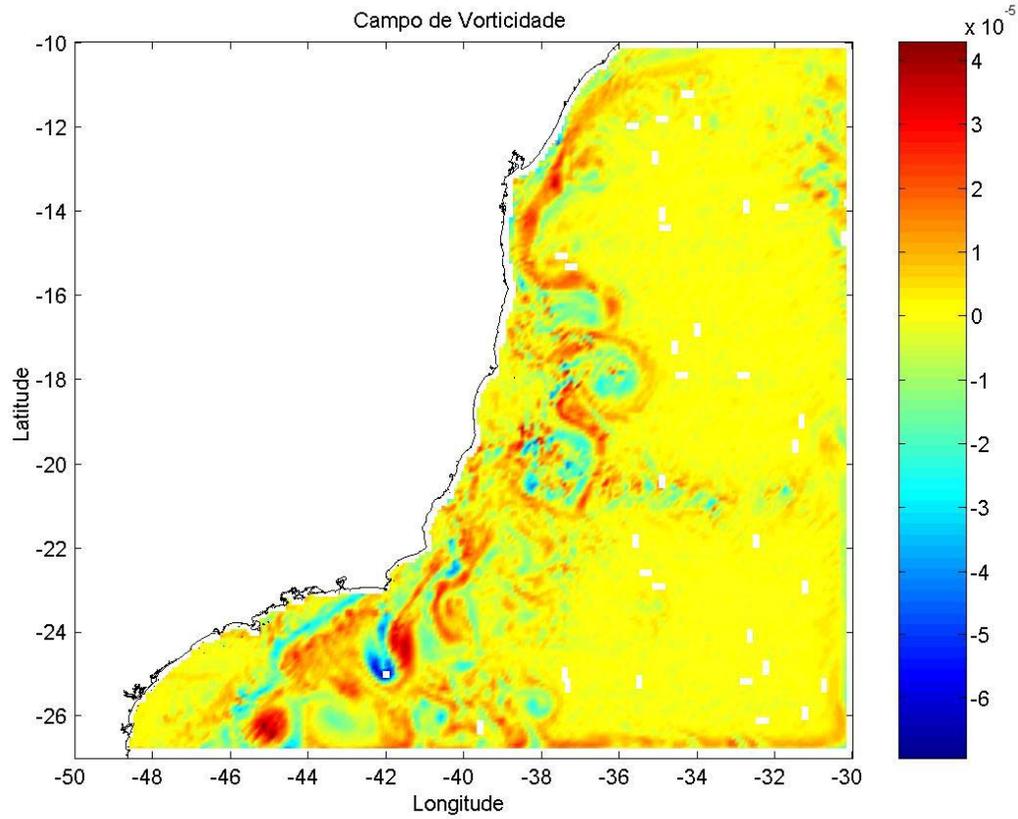


Figura 5.15: Campo de vorticidade na superfície gerado pelo POM, dia 19 de março, às 6h, com ventos predominantes de norte - nordeste

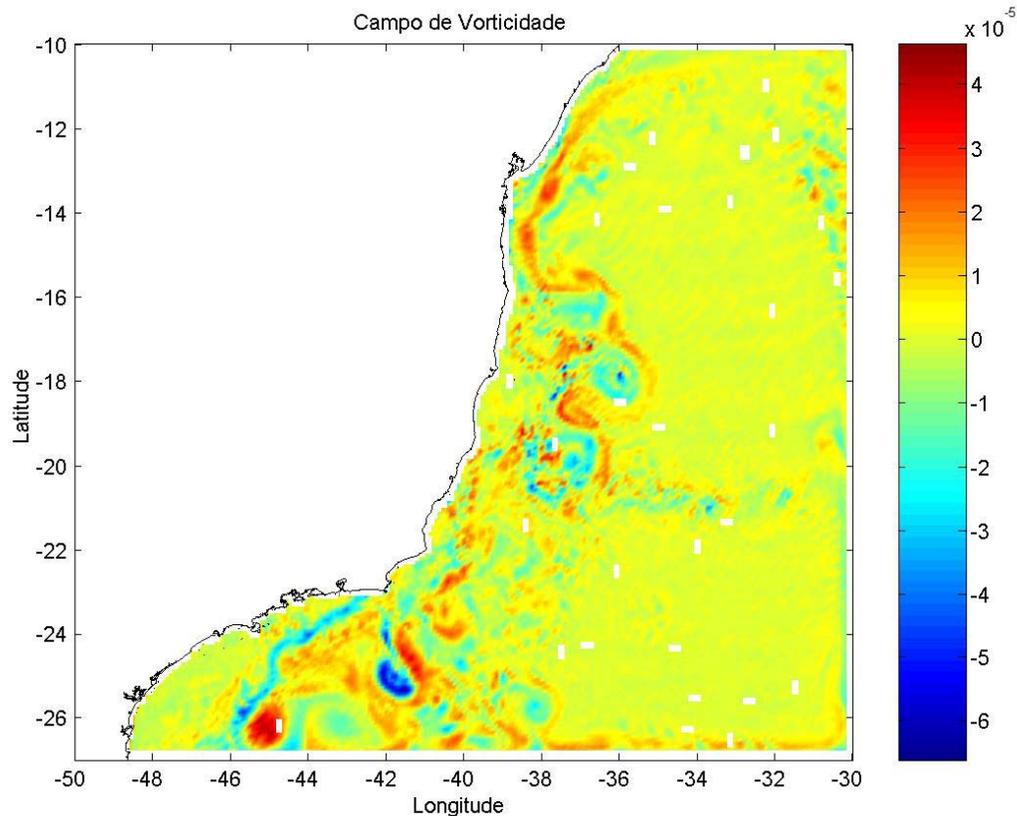


Figura 5.16: Campo de vorticidade na superfície gerado pelo POM, dia 22 de março, às 21h

Os campos de temperatura e salinidades (Figuras 5.17 e 5.18) gerados pelo modelo não variaram durante a passagem da frente fria, exceto na região da ressurgência de Cabo Frio, que será descrito adiante.

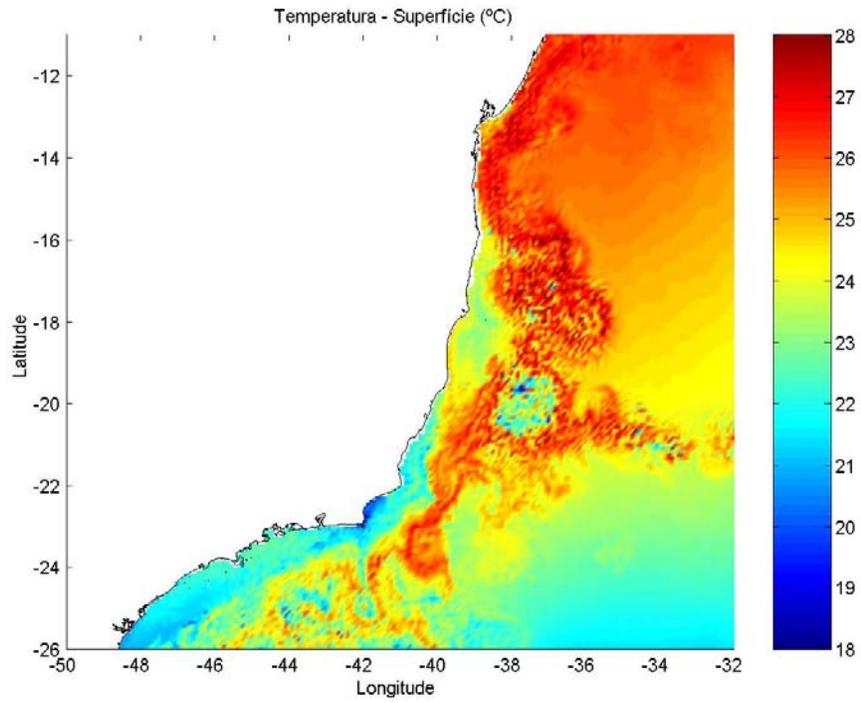


Figura 5.17: Campo de temperatura na superfície do mar gerado pelo POM, dia 21 de março, às 3 horas

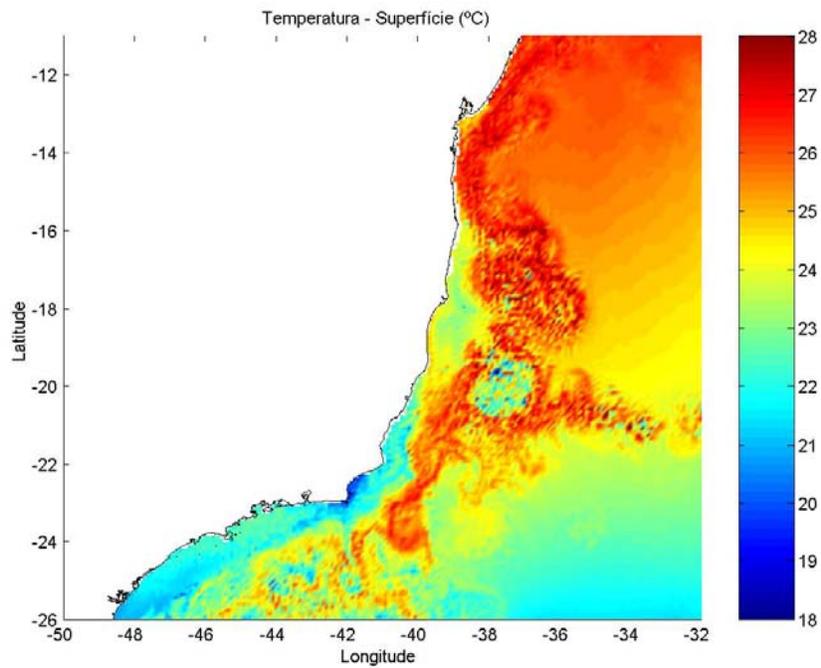


Figura 5.18: Campo de temperatura na superfície do mar gerado pelo POM, dia 22 de março, às 21 horas

Ressurgência

Os núcleos de ressurgência nos resultados estão de acordo com os observados por Rodrigues e Lorenzetti (2001). Quando a frente fria começa a entrar no sul, a ressurgência está presente na região de Cabo Frio (Figura 5.19), com águas com temperaturas inferiores a 20°C, e salinidades de aproximadamente 36.3 (Figura 5.20), o que evidenciaria a presença da ACAS (Miranda, 1985). A ressurgência não é totalmente inibida pela passagem da frente devido, provavelmente, a um forte meandramento da CB que alcança a região costeira talvez porque a plataforma continental nesta região é mais estreita e muda de orientação de quase N -S para E - O (Figura 5.21), conforme uma discussão apresentada por Rodrigues e Lorenzetti (2001). Este meandramento gera intensos vetores de velocidade de corrente na superfície na direção sul, como pode ser observado na Figura 5.13. Esta velocidade mais intensa nesta região parece advectar a ACAS para a direção sul, como pode ser observado pela comparação com as Figuras 5.19 (ressurgência durante a passagem da frente) e Figura 5.22 (ressurgência antes da passagem da frente fria). A ressurgência ainda ocorre entre Cabo Frio e Cabo de São Tomé durante e depois da passagem da frente.

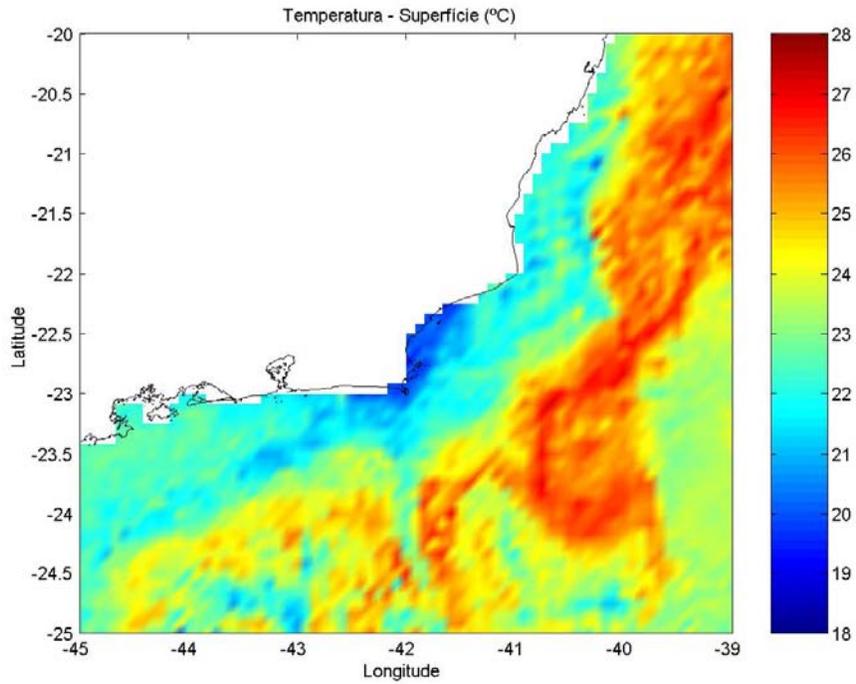


Figura 5.19: Campo de temperatura na superfície gerado pelo POM, dia 21 de março às 18 horas

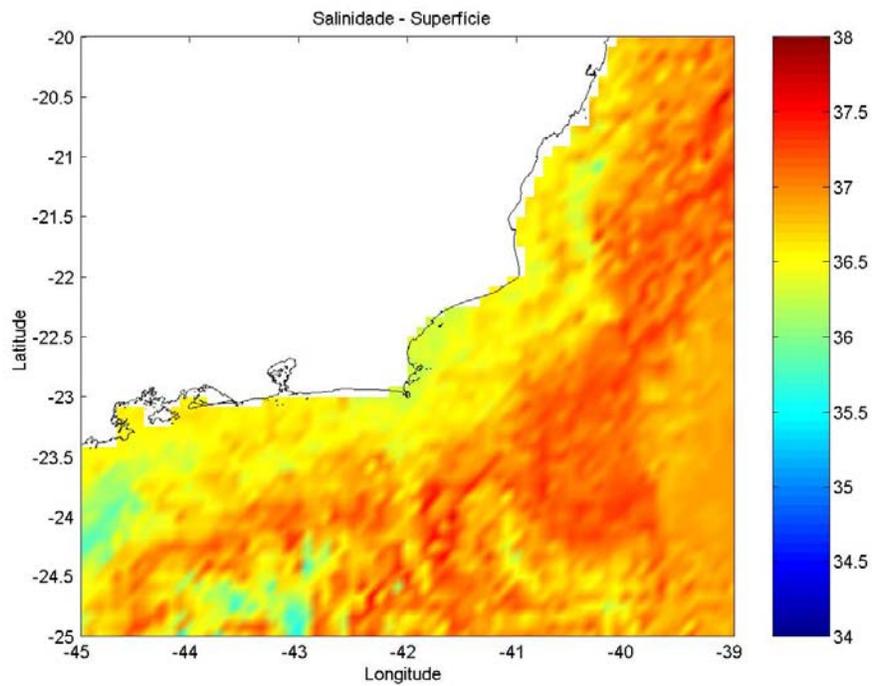


Figura 5.20: Campo de salinidade na superfície gerado pelo POM, dia 21 de março às 18 horas

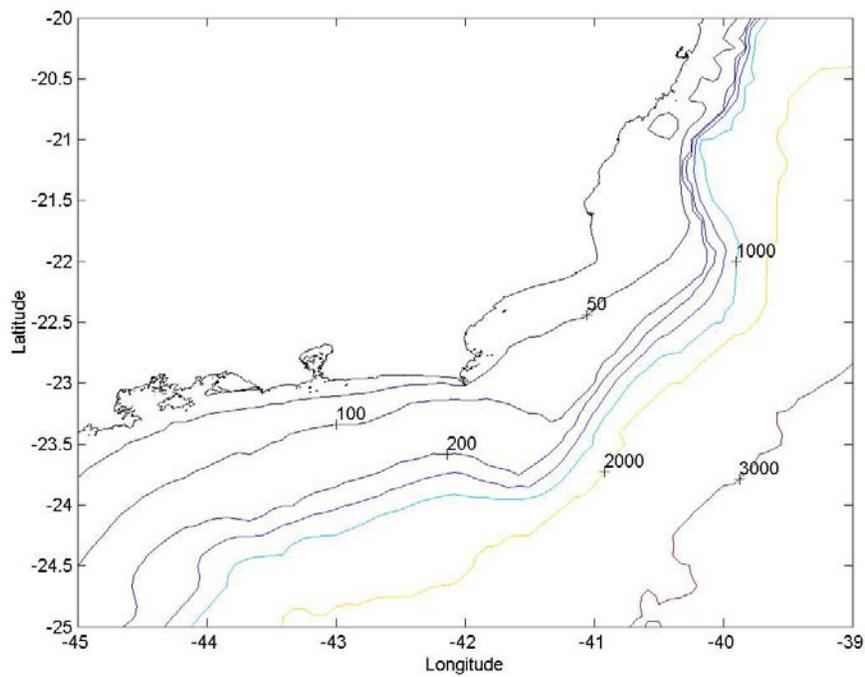


Figura 5.21: Batimetria na região de Cabo Frio (unidades em metros)

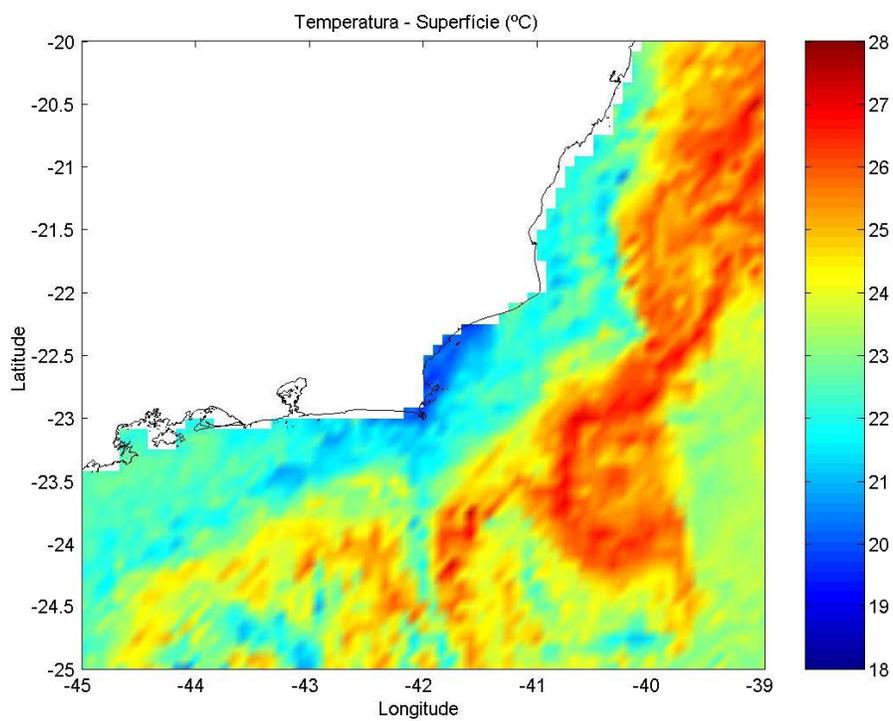


Figura 5.22: Campo de temperatura na superfície gerado pelo POM, dia 21 de março às 3 horas

Vórtices

Nos resultados gerados pelo POM observou-se um vórtice ciclônico de núcleo frio sobre a cadeia Vitória - Trindade, com seu núcleo em aproximadamente 20° S e 37°W (Figuras 5.23). Ocorrem pequenos núcleos com temperaturas menores que 18°C e salinidades menores que 35. Na região do Banco de Abrolhos, o modelo gerou bastante turbulência (pode ser observado na Figura 5.24), com pequenos núcleos de águas mais frias e menos salinas do que as circundantes.

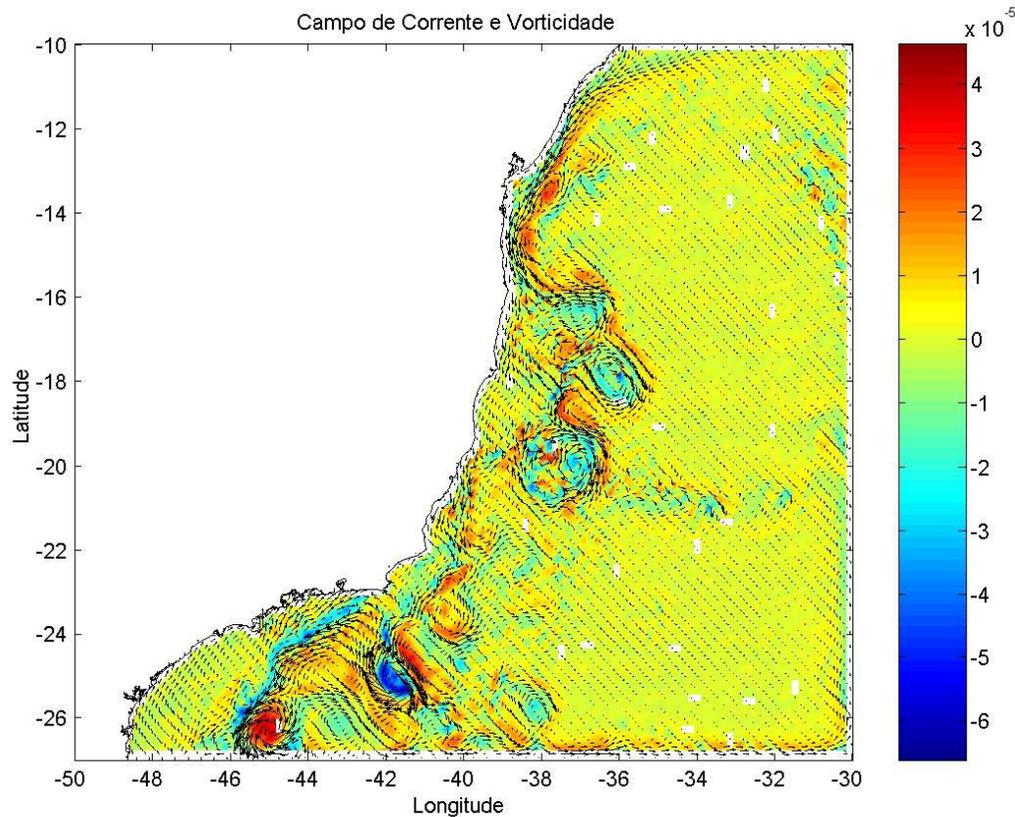


Figura 5.23: Campo de velocidade superficiais sobreposta à elevação da superfície, dia 22 de março, às 21 horas

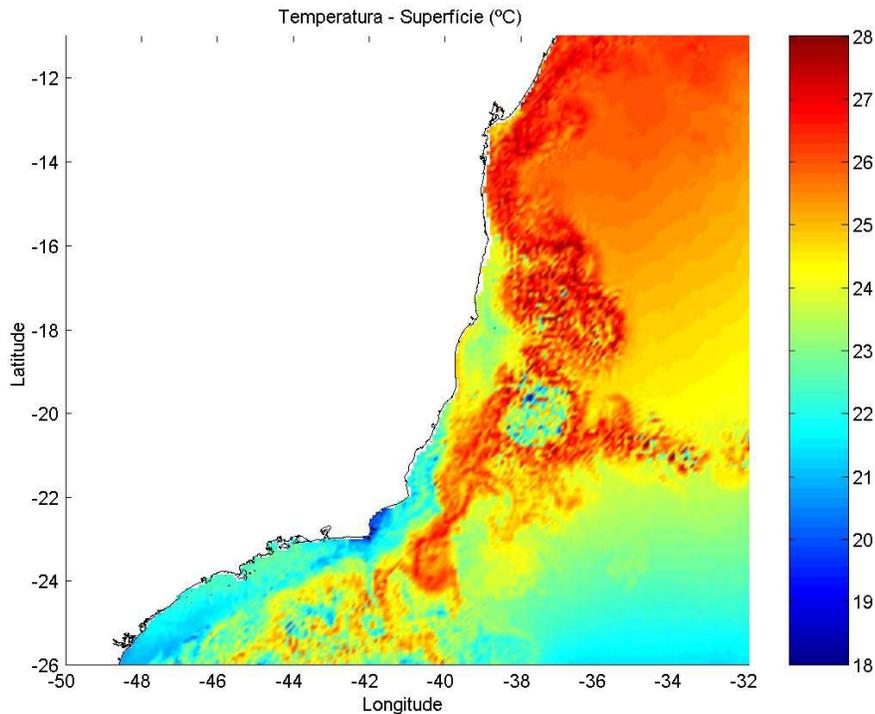


Figura 5.24: Campo de temperatura na superfície gerado pelo POM, dia 21 de março às 18 horas

Ao largo de Cabo Frio, os resultados mostram um meandramento da CB que se fecha em um vórtice anticiclônico. Nas simulações com o POM realizadas por Calado (2001) este também foi observado.

Uma feição interessante observada também por Calado em seus resultados foi a formação do que este autor denominou de "dipolo vortical" (um vórtice anticiclônico que acompanha um ciclônico), ao largo de Cabo Frio, e que tende a se deslocar para o oceano. Este dipolo vortical pode ser identificado nas Figuras 5.15 e 5.16.

Outro vórtice bem comportado que aparece em todo o período de simulação ocorre em 26°S e 45°W, sendo este com núcleo mais aquecido e circulação anticiclônica. Ocorre exatamente na quebra da plataforma e não é afetado pela frente fria.

6 –Conclusões e Considerações Finais

De acordo com os objetivos propostos na seção 2, os resultados gerados pela simulação mostraram-se satisfatórios e coerentes com a literatura. Assim, buscou-se uma melhor compreensão sobre a circulação superficial oceânica na região leste/sudeste brasileira, que até é pouco conhecida pois existem poucos estudos documentados neste contexto, e nenhum com esta mesma abordagem na literatura.

Demonstrou-se que os dados do *Modular Ocean Model* apresentam-se como uma alternativa para inicialização de modelos oceânicos, como já vem sendo utilizado.

As correntes oceânicas sobre a plataforma sofrem influência direta e remota do campo de ventos. Os vórtices que se desenvolvem durante o meandramento da Corrente do Brasil qualitativamente parecem ser inalterados à variação da direção dos ventos, uma vez que os processos que alimentam sua formação não sofrem sua influência direta. A ressurgência costeira da região de Cabo Frio sofreu pouca variação para as condições desta simulação, talvez por influência da Corrente do Brasil.

A pluma do Rio Paraíba do Sul, por ser um elemento passivo na circulação oceânica, sofre a influência direta das correntes superficiais marinhas, e a sua observação por imagens SAR se mostrou efetiva. No entanto, o modelo não é capaz de representar a pluma (descarga do rio) de maneira satisfatória com a resolução da grade utilizada nesta simulação, devido ao seu tamanho médio descrito na seção 3.

O POM foi implementado não só para a superfície, mas também gerou resultados para toda a coluna d'água. Portanto, outros estudos podem ser realizados, como de circulação oceânica em profundidade. Uma abordagem interessante para estudos futuros seria uma investigação sobre a influência dos sistemas frontais sobre a inibição da ressurgência de Cabo Frio, em estações do ano

diferentes. Alternativamente, pode ser estudado a resposta do modelo à formação de vórtice e meandros da Corrente do Brasil.

Enfim, este estudo poderá ter amplas aplicações na área de ecologia, transporte de sedimentos, e outras áreas da oceanografia.

7 - Referências Bibliográficas

- ALPERS, W., MITNIK, L., HOCK, L. & CHEN, K. S. 2002. The tropical and subtropical ocean viewed by ERS SAR. <http://www.ifm.uni-hamburg.de/ers-sar/>
- AZEVEDO, A., da SILVA, J. C. B. & NEW, A. L. 2002. On the potential of satellite multi-sensors for observing and studying dynamical features with biological impact. *Litoral 2002, The changing coast*.
- BLUMBERG, A. F. & MELLOR, G.L. 1983. Diagnostic and prognostic numerical circulation studies of the South Atlantic Bight. *Journal of Geophysical Research*, **88**: 4579-4592
- _____, 1987. A description of a three-dimensional coastal ocean circulation model. In: **Three-Dimensional Coastal Ocean Models**, vol. 4, N.Heaps, Ed. American Geophysical Union, Washington, D.C. pp: 1-16
- CALADO, L. 2001. **Dinâmica da formação dos meandros e vórtices da Corrente do Brasil ao largo do sudeste brasileiro**. Dissertação de Mestrado. Instituto Oceanográfico da Universidade de São Paulo. 112p.
- CAMPOS, E. J. D., GONÇALVES, J. E. & IKEDA, Y. 1995. Water mass characteristics and geostrophic circulation in the South Brazil Bight: summer of 1991. *Journal of Geophysical Research*, **100(C9)**: 18537-18550
- CAMPOS, E. J. D., IKEDA, Y., CASTRO, B. M., GAETA, S. A., LORENZZETTI, J. A. & STEVENSON, M. 1996. Experiment studies circulation in the western South Atlantic. *EOS, Transactions of the American Geophysical Union* **77(27)**: 253-259
- CAMPOS, E. J. D., VELHOTE, D. & SILVEIRA, I. C. 2000. Shelf break upwelling driven by Brazil Current cyclonic meanders. *Geophysical Research Letters*, **27(6)**: 751 – 754

- CARNEIRO, M. E. R. 1998. **Origem, transporte e destino da matéria orgânica no Estuário do Rio Paraíba do Sul**. Dissertação de Doutorado. Universidade Estadual Norte Fluminense, RJ
- CARVALHO, C.E.V.; SALOMÃO, M.S.M.B.; MOLISANI, M.M.; REZENDE, C.E. & LACERDA, L.D. 2002. Contribution of a medium-sized tropical river to the particulate heavy-metal load for the South Atlantic Ocean. *The Science of the Total Environment*, **284**: 85-93
- DONATO, T. F. & MARMORINO, G. O. 2002. The surface morphology of a coastal gravity current. *Continental Shelf Research*, **22**: 141-146
- EMÍLSSON, I. 1961 The shelf and coastal waters off southern Brazil. *Boletim do Instituto Oceanográfico da Universidade de São Paulo*, **11(2)**: 101-112
- EVANS, D. L., SIGNORINI, S. R. & MIRANDA, L. B. 1983. A note on the transport of the Brazil current. *Journal of Physical Oceanography*, **13**: 1732-1738
- EZER, T. & MELLOR, G. L. 1997. Simulations of the Atlantic Ocean with a free surface sigma coordinate model. *Journal of Geophysical Research*, **102(C7)**:15647-15657.
- HESSNER, K., RUBINO, A. & ALPERS, W. 1997. The Rhine outflow studied by the analysis of ERS1/2 SAR data and numerical simulations. *The 3rd ERS Symposium Annals*,
- JOHANNESSEN, J. A., SHUCHMAN, R. A., JOHANNESSEN, O. M., DAVIDSON, K. L. & LYZENGA, D. R. 1991. Synthetic Aperture Radar imaging of upper ocean circulation features and fronts. *Journal of Geophysical Research*, **96(C6)**: 10411-10422
- JOHANNESSEN, J. A., SHUCHMAN, R. A., DIGRANES, G., LYZENGA, D. R., WACKERMAN, C., JOHANNESSEN, O. M. & VACHON, P. W. 1996. Coastal ocean fronts and eddies imaged with ERS 1 synthetic aperture radar. *Journal of Geophysical Research*, **101(C3)**: 6651-6667
- KALNAY, E.; KANAMITSU, M.; KISTLER, R.; COLLINS, W.; DEAVEN, D.; GANDIN, L.; IREDELL, M.; SAHA, S.; WHITE, G.; WOOLLEN, J.; ZHU, Y.;

- LEETMAA, A.; REYNOLDS, R.; CHELLIAH, M.; EBISUZAKI, W.; HIGGINS, W.; JANOWIAK, J.; MO, K.C.; ROPELEWSKI, C.; WNAG, J.; JENNE, R. & JOSEPH, D. 1996. The NCEP / NCAR 40 year reanalysis project. *Bull. Am. Met. Soc.*, **77**: 437-471
- KOURAFALOU, V.H. 2001. River plume development in semi-enclosed Mediterranean regions: North Adriatic Sea and Northwestern Aegean Sea. *Journal of Marine Systems*, **30**:181-203
 - MAIA, L.F. 1986. **Alguns aspectos dinâmico-climatológicos em Minas Gerais**. Dissertação de Mestrado. Universidade Federal de Viçosa , MG. 164 p.
 - MARQUES DA CRUZ, L. M. 2004. **Estudo Comparativo das Variações das Condições de Contorno Espaciais em um Modelo de Ondas de Terceira Geração**. Dissertação de Mestrado. Instituto Alberto Luiz Coimbra de Pós-Graduação e Pesquisa em Engenharia (COPPE). Universidade Federal do Rio de Janeiro, RJ. 62p.
 - MARTINS, L. R. & COUTINHO, P. N. 1981. The Brazilian Continental Margin. *Earth Science Reviews*, **17**: 87-107
 - MIRANDA, L. B. 1985. Forma de correlação T-S de massas de água das regiões costeira e oceânica entre o Cabo de São Tomé (RJ) e a Ilha de São Sebastião (SP), Brasil. *Boletim do Instituto Oceanográfico da Universidade de São Paulo*, **33(2)**: 105-119
 - MIRANDA, L. B. & CASTRO FILHO, B. M. 1979. Condições do movimento geostrófico das águas adjacentes a Cabo Frio (RJ). *Boletim do Instituto Oceanográfico da Universidade de São Paulo*, **28(2)**: 79-93
 - MELLOR, G. L. 2002. **Users guide for a three dimensional, primitive equation, numerical ocean model**. Program in Atmospheric and Oceanic Sciences. Princeton University, Princeton. 42p.
 - NOVO, E. M. L. de M. 1992. **Sensoriamento Remoto - Princípios Básicos e Aplicações**. 2a. ed. Ed Edgard Blücher. São Paulo. 308 p.

- O GLOBO. ONG internacional premia trabalho ecológico do Rio Paraíba do Sul. Matéria publicada em 27 de janeiro de 2003, disponível na INTERNET via <http://www2.uol.com.br/aprendiz/guiadeempregos/terceiro/noticias/ge270103.htm#1>. Arquivo consultado em 2003.
- OLIVEIRA, L. L., VIANELLO, R. L. & FERREIRA, N. J. 2001. **Meteorologia Fundamental**. Ed. Edifapes. 1ª ed. 430p.
- PARASHAR, S. & LANGHAN, E. 1997. Operational Qualification of RADARSAT. *Adv. Space Res.*, **19(9)**: 1437-1445
- PETERSON, R.G. & STRAMMA, L. 1991. Upper Level Circulation in the South Atlantic Ocean. *Progress in Oceanography*, **26**: 1-73
- REID, J. L. 1989. On the total geostrophic circulation of the South Atlantic Ocean: Flow patterns, tracers and transports. *Progress in Oceanography*, **23**: 149-244
- RODRIGUES, R. R. & LORENZZETTI, J. A. 2001. A numerical study of the effects of bottom topography and coastline geometry on the Southeast Brazilian coastal upwelling. *Continental Shelf Research*, **21**: 371-394
- SCHMID, C., SCHÄFER, H., PODESTÁ, G. & ZENK, W. 1995. The Vitória eddy and its relation to the Brazil Current. *Journal of Physical Oceanography*, **25**: 2532-2546
- SIGNORINI, S. R., MIRANDA, L. B., EVANS, D. L., STEVENSON, M. R. & INOSTROZA V., H. M. 1989. Corrente do Brasil: estrutura térmica entre 19° e 25°S e circulação geostrófica. *Boletim do Instituto Oceanográfico da Universidade de São Paulo*, **37(1)**: 33-49
- SILVEIRA, I.C.A.; SCHIMIDT, A.C.K.; CAMPOS, E.J.D.; GODOI, S.S. & IKEDA, Y. 2000. A Corrente do Brasil ao Largo da Costa Leste Brasileira. *Revista Brasileira de Oceanografia*, **48 (2)**: 171-183

- SOUZA, M. C. de. 2000. **A Corrente do Brasil ao largo de Santos: medições diretas**. Dissertação de Mestrado. Instituto Oceanográfico da Universidade de São Paulo. 169p.
- SOUZA, R.B. de & ROBINSON, I. S. 2004. Lagrangian and satellite observations of the Brazilian Coastal Current. *Continental Shelf Research*, **24**: 241-262
- STECH, J.L. & LORENZZETTI, J.A. 1992. The response of the south Brazil bight to the passage of wintertime cold fronts. *Journal of Geophysical Research*, (97) C6: 9507-9520
- STEVENSON, M. R., BRITO, D. D., STECH, J. L. & KAMPEL, M. 1998. How do cold water biota arrive in a tropical bay near Rio de Janeiro, Brazil? *Continental Shelf Research*, **18 (13)**: 1595-1612
- STRAMMA, L., IKEDA, Y. & PETERSON, R. G. 1990. Geostrophic transport in the Brazil Current region north of 20°S. *Deep Sea Research*, **37(12)**: 1875-1886
- STULL, R. B. 2000. **Meteorology for scientists and engineers**. 2ª edição. EUA. Brooks/Cole. 502p.
- Superintendência Estadual de Rios e Lagoas (SERLA). 2003. <http://www.serla.rj.gov.br>. Arquivo consultado em 2003.
- SVERDRUP, H. U., JOHNSON, M. W. & FLEMING, R. H. 1942. **The Oceans**. New York. Prentice Hall, Inc. 1087 p.
- TORRES JÚNIOR, A. R. 1995. **Resposta da ressurgência costeira de Cabo Frio a forçantes locais** Instituto Alberto Luiz Coimbra de Pós-Graduação e Pesquisa em Engenharia (COPPE). Universidade Federal do Rio de Janeiro, RJ. 143p.
- VALENTIN, J. L., ANDRÉ, D. L., JACOB, S. A. 1987. Hydrobiology in the Cabo Frio (Brazil) upwelling: two-dimensional structure and variability during a wind cycle. *Continental Shelf Research*, **7**: 77-88
- VANNUCCI, T. A. M. 1999. **Redução de speckle em imagens radar**. Monografia de graduação. Universidade Federal do Paraná, PR. 57p

- VESECKY, J. F. & STEWART, R. H. 1982. The observation of ocean surface phenomena using imagery from the SEASAT synthetic aperture radar: An assessment. *Journal of Geophysical Research*, **87(C5)**: 3397-3430
- VIANA, A.R.; FAUGÈRES, J.C.; KOWSMANN, R.O.; LIMA, J.A.M.; CADDAH, L.F.G.; RIZZO, J.G. 1998. Hydrology, morphology and sedimentology of the Campos continental margin, offshore Brazil. *Sedimentary Geology*, **115**: 133-157
- VOGELZANG, J., RUDDICK, K. G. & MOENS, J. B. 1997. On the signatures of river outflow in radar imagery. *International Journal of Remote Sensing*, **18(16)**: 3479-3505