

INCLUSÃO DOS PROCESSOS RADIATIVOS ASSOCIADOS ÀS MASSAS D'ÁGUA NA  
MODELAGEM DA CIRCULAÇÃO OCEÂNICA DO ATLÂNTICO SUDOESTE

Caroline Rosario Mazzoli da Rocha

DISSERTAÇÃO SUBMETIDA AO CORPO DOCENTE DA COORDENAÇÃO DOS  
PROGRAMAS DE PÓS-GRADUAÇÃO DE ENGENHARIA DA UNIVERSIDADE  
FEDERAL DO RIO DE JANEIRO COMO PARTE DOS REQUISITOS NECESSÁRIOS  
PARA A OBTENÇÃO DO GRAU DE MESTRE EM CIÊNCIAS EM ENGENHARIA CIVIL.

Aprovada por:

---

Prof. Luiz Landau, D.Sc.

---

Prof. Audalio Rebelo Torres Jr., D.Sc.

---

Prof. João Antônio Lorenzetti, Ph.D.

---

Prof. Alvaro Luiz Gayoso de Azeredo Coutinho, D. Sc.

RIO DE JANEIRO, RJ - BRASIL

MARÇO DE 2007

# **Livros Grátis**

<http://www.livrosgratis.com.br>

Milhares de livros grátis para download.

ROCHA, CAROLINE ROSARIO MAZZOLI DA

Inclusão dos Processos Radiativos  
Associados às Massas D'Água na Modelagem da  
Circulação Oceânica do Atlântico Sudoeste [Rio  
de Janeiro] 2007

XI, 71 p. 29,7 cm (COPPE / UFRJ, M.Sc.,  
Engenharia Civil, 2007)

Dissertação - Universidade Federal do Rio de  
Janeiro, COPPE

1. Processos Radiativos, 2. Modelagem  
Oceânica

I. COPPE/UFRJ II. Título (série)

## **Agradecimentos**

Gostaria de agradecer ao meu orientador Audalio, por toda sua paciência e conselhos. Ao pessoal do LAMMA, meus amigos que formam esse grupo para todas as horas, que estão sempre dispostos a ajudar, principalmente ao Ricardo Marcelo e a Mari. Ao pessoal do LAMCE, a Mônica e ao professor Landau que também sempre contribuíram no que fosse possível. Ao CNPq pelo suporte financeiro.

Não poderia deixar de falar com um carinho especial da minha mãe, que embora seja a que menos entenda do assunto, está sempre torcendo e me motivando para alcançar meus objetivos! Gostaria de agradecer também aos meus grandes amigos, que embora de longe estão sempre torcendo por mim, Nessa, Rafa, Pat e Chachá! Obrigada a todos!!!

Resumo da Dissertação apresentada à COPPE / UFRJ como parte dos requisitos necessários para a obtenção do grau de Mestre em Ciências (M.Sc.)

## INCLUSÃO DOS PROCESSOS RADIATIVOS ASSOCIADOS ÀS MASSAS D'ÁGUA NA MODELAGEM DA CIRCULAÇÃO OCEÂNICA DO ATLÂNTICO SUDOESTE

Caroline Rosario Mazzoli da Rocha

Março / 2007

Orientador: Luiz Landau

Programa: Engenharia Civil

Este estudo teve como objetivo incluir parametrizações dos processos de penetração radiativa no oceano baseado nas massas d' água que ocorrem na Bacia Sudoeste do Atlântico Sul no modelo oceânico *Princeton Ocean Model*, com o intuito de melhorar as modelagens que vêm sendo desenvolvidas para a região. A penetração de radiação solar de onda curta foi incluída em função dos tipos de água encontradas na região, definidos a partir das características das massas de água presentes e dos processos de mistura atuantes. Para isso, foram utilizados dados medidos próximos à região de Arraial do Cabo, localizada na costa do Rio de Janeiro, cedidos pelo Instituto de Estudos do Mar Almirante Paulo Moreira (IEAPM). O código do modelo no Laboratório de Modelagem dos Processos Marinhos e Atmosféricos (LAMMA) foi modificado com sucesso de forma a incluir os novos coeficientes, demonstrando que a metodologia pode ser aplicada para outras regiões, incluindo outros tipos de massas de água. Foram realizadas cinco simulações numéricas, onde a cada uma, a radiação solar e o calor latente foram especificados de uma maneira, de forma que se pudessem acompanhar as diferenças entre as simulações, mostrando claramente o impacto da inclusão dos processos radiativos definidos baseado na análise do conteúdo de energia da camada superficial (1 m) do modelo. Os resultados mostram claramente os balanços de energia

esperados, quando o oceano está sob efeito de sistemas atmosféricos forçantes transientes (frentes frias na região de estudo).

Abstract of Dissertation presented to COPPE / UFRJ as a partial fulfillment of the requirements for the degree of Master of Science (M.Sc.)

INCLUSION OF RADIATIVE PROCESSES ASSOCIATED TO WATER MASSES IN A  
CIRCULATION MODEL FOR THE SOUTHWEST ATLANTIC OCEAN

Caroline Rosario Mazzoli da Rocha

March / 2007

Advisor: Luiz Landau

Department: Civil Engineering

The main purpose of this study was to include parametrizations for the short wave radiation penetration in the ocean based on water masses that can be found in Southwest Atlantic Basin in Princeton Ocean Model. The short wave penetration was included in function of the water types defined due to characteristics of the present water masses and mixture processes found in the study area. The light extinction coefficients were obtained from the data measured by the Instituto de Estudos do Mar Almirante Paulo Moreira (IEAPM). The code of the model in Laboratório de Modelagem dos Processos Marinhos e Atmosféricos (LAMMA) was modified to include the new coefficients, demonstrating that the methodology can be applied for other areas, including other types of water masses. Five numerical simulations were driven in order to evaluate the impacts of the solar radiation and the latent heat processes in the model. The results were based on energy analyses of the first layer (1 m) in order to show the impact of the inclusion of the radiation processes. They have shown the expected energy balance when the ocean was under effect of an atmospheric systems as cold fronts.

## Índice

1. Introdução.....	1
2. Área de estudo .....	6
2.1. Caracterização oceanográfica e meteorológica.....	7
2.1.1. Correntes oceânicas.....	7
2.1.2. Massas d'água .....	9
2.1.3. Fenômenos transientes .....	12
2.1.4. Circulação atmosférica .....	13
3. Princeton Ocean Model .....	15
3.1. Equações Governantes .....	16
3.2. Esquema de solução .....	18
3.3. Fluxos na Interface Oceano-Atmosfera .....	21
4. Influência da temperatura no movimento oceânico.....	24
5. Metodologia .....	28
6. Resultados.....	49
7. Conclusões.....	67
8. Referências Bibliográficas .....	68



## Índice de Tabelas

Tabela 1 Resumo das características das massas d' água encontradas na região.....	11
Tabela 2 Valores das constantes utilizadas no POM. ....	22
Tabela 3 Equação do movimento utilizada no POM na direção x.....	26
Tabela 4 Equação do movimento utilizada no POM na direção y.....	27
Tabela 5 Equação do movimento utilizada no POM na direção z.....	27

## Índice de Figuras

Figura 1 Batimetria da área de estudo .....	6
Figura 2 Correntes oceânicas no oceano Atlântico Sul .....	8
Figura 3 Diagrama T-S característico da Corrente do Brasil. ....	10
Figura 4 Sistema de coordenada sigma. A figura apresenta $\eta$ (superfície livre) variando em torno de $z = 0$ . Os valores de $\sigma$ são os níveis do sistema de coordenadas. ....	15
Figura 5 Grade C de Arakawa. As variáveis escalares são representadas por $h$ e as componentes zonal e meridional do vento por $u$ e $v$ , respectivamente. ....	19
Figura 6 Método de separação em modos, utilizado no POM. ....	20
Figura 7 Distribuição regional dos tipos de água.....	23
Figura 8 Sistemas frontais que passaram pelo litoral do Brasil em Novembro de 2004. ..	30
Figura 9 Campos de vento a 10 m (em m/s) para os dias 13 e 14 de Novembro de 2004. ....	31
Figura 10 Campos de vento a 10 m (em m/s) para os dias 15 e 16 de Novembro de 2004. ....	32
Figura 11 Campos de vento a 10 m (em m/s) para os dias 17 e 18 de Novembro de 2004. ....	32
Figura 12 Campos de vento a 10 m (em m/s) para os dias 19 e 20 de Novembro de 2004. ....	33
Figura 13 Campos de vento a 10 m (em m/s) para os dias 21 e 22 de Novembro de 2004. ....	33
Figura 14 Campos de vento a 10 m (em m/s) para os dias 23 e 24 de Novembro de 2004. ....	34
Figura 15 Campos de vento a 10 m (em m/s) para o dia 25 de Novembro de 2004.....	34
Figura 16 Função peso atribuída ao valor de radiação utilizado para os 29 dias de simulação (em dias).....	35
Figura 17 Imagem do Satélite GOES-12 do dia 13/11/2004 às 06Z.....	37
Figura 18 Radiação de onda curta para o dia 13/11/04 às 06Z. A escala de cores representa a intensidade da radiação solar em $W/m^2$ . ....	37
Figura 19 Imagem do Satélite GOES-12 do dia 14/11/2004 às 012Z.....	38
Figura 20 Radiação de onda curta para o dia 14/11/04 às 12Z. A escala de cores representa a intensidade da radiação solar em $W/m^2$ . ....	39

Figura 21 Função peso utilizada para corrigir os dados de radiação de onda curta incidente durante 48 horas. ....	40
Figura 22 Irradiância (normalizada) medida no ponto de medição situado na latitude de 22°00' 57"S e longitude de 42°00' 09"W, em relação à profundidade (em metros). 44	44
Figura 23 Diagrama T X S do ponto de medição situado na latitude de 22° 00' 57" S e longitude de 42°00' 09" W. ....	45
Figura 24 Temperatura (°C) medida no ponto de medição situado na latitude de 22° 00' 57" S e longitude de 42°00' 09" W, em relação a profundidade (m). ....	46
Figura 25 Resultados obtidos a partir da simulação I -Temperatura média a superfície (°C), densidade calculada para a primeira camada (kg/m <sup>3</sup> ), transporte nas fronteiras Norte (linha azul) e Sul (linha vermelha) (W/s) e transporte na fronteira Leste (W/s).50	50
Figura 26 Resultados obtidos a partir da simulação V - Temperatura média a superfície (°C), densidade calculada para a primeira camada (kg/m <sup>3</sup> ), transporte nas fronteiras Norte (linha azul) e Sul (linha vermelha) (W/s) e transporte na fronteira Leste (W/s).51	51
Figura 27 Diferença entre a temperatura média da superfície (°C), densidade (kg/m <sup>3</sup> ), transporte de calor nas fronteiras Norte (linha azul) e Sul (linha vermelha) (W/s) e transporte de calor na fronteira Leste (W/s) entre as simulações II e I.....	52
Figura 28 Diferença entre a temperatura média da superfície (°C), densidade (kg/m <sup>3</sup> ), transporte de calor nas fronteiras Norte (linha azul) e Sul (linha vermelha) (W/s) e transporte de calor na fronteira Leste (W/s) entre as simulações III e I.....	53
Figura 29 Diferença entre a temperatura média da superfície (°C), densidade (kg/m <sup>3</sup> ), transporte de calor nas fronteiras Norte (linha azul) e Sul (linha vermelha) (W/s) e transporte de calor na fronteira Leste (W/s) entre as simulações IV e I. ....	54
Figura 30 Diferença entre a temperatura média da superfície (°C), densidade (kg/m <sup>3</sup> ), transporte de calor nas fronteiras Norte (linha azul) e Sul (linha vermelha) (W/s) e transporte de calor na fronteira Leste (W/s) entre as simulações IV e III.....	55
Figura 31 Diferença entre a temperatura média da superfície (°C), densidade (kg/m <sup>3</sup> ), transporte de calor nas fronteiras Norte (linha azul) e Sul (linha vermelha) (W/s) e transporte de calor na fronteira Leste (W/s) entre as simulações V e IV. ....	56
Figura 32 Campo de vorticidade relativa (multiplicada por 10 <sup>-6</sup> ) na escala de cores e corrente superficial (vetores) para o dia 22/11/04 às 16:00 h (horário local). Resultado obtido da simulação V.....	58

Figura 33 Diferença de temperatura entre a simulação II e a simulação I, para o dia 22/11/04 às 16:00 h (horário local). A escala de cores representa a temperatura (°C) e os vetores a velocidade superficial referente a simulação II.....	59
Figura 34 Diferença de temperatura entre a simulação III e a simulação I, para o dia 22/11/04 às 16:00 h (horário local). A escala de cores representa a temperatura (°C) e os vetores a velocidade superficial referente a simulação III.....	60
Figura 35 Diferença de temperatura entre a simulação IV e a simulação I, para o dia 22/11/04 às 16:00 h (horário local). A escala de cores representa a temperatura (°C) e os vetores a velocidade superficial referente a simulação IV. ....	61
Figura 36 Diferença de temperatura entre a simulação IV e a simulação III, para o dia 22/11/04 às 16:00 h (horário local). A escala de cores representa a temperatura (°C) e os vetores a velocidade superficial referente a simulação IV. ....	62
Figura 37 Diferença de temperatura entre a simulação V e a simulação IV, para o dia 22/11/04 às 16:00 h (horário local). A escala de cores representa a temperatura (°C) e os vetores a velocidade superficial referente a simulação IV. ....	63
Figura 38 Diferença de densidade entre a simulação IV e a simulação I, para o dia 22/11/04 às 16:00 h (horário local). A escala de cores representa a densidade (kg/m <sup>3</sup> ).....	64
Figura 39 Diferença de magnitude entre a simulação II e a simulação I, para o dia 22/11/04 às 16:00 h (horário local). A escala de cores representa a magnitude da corrente (m/s) e os vetores representam a velocidade superficial das correntes referente a simulação II. ....	65
Figura 40 Diferença de magnitude entre a simulação V e a simulação I, para o dia 22/11/04 às 16:00 h (horário local). A escala de cores representa a magnitude da corrente (m/s) e os vetores a velocidade superficial referente a simulação V. ....	66

## 1. Introdução

Durante a realização de uma campanha oceanográfica pela PETROBRAS, no mês de Novembro de 2004, foi detectada a presença de feições semelhantes à de um vórtice nas proximidades do Cabo de São Tomé, na costa sudeste brasileira, a partir da mancha de óleo associada a este, através de imagens de radar. Neste caso, o formato e a trajetória desta mancha poderiam estar associados a este tipo de feição. Nesta campanha, parte de um projeto que visa monitorar as ocorrências ambientais na Bacia de Campos com sensores remotos e dados de campo (Projeto FITOSAT), foram coletadas amostras de água, dados oceanográficos e imagens de satélite, que foram importantes para o desenvolvimento deste trabalho e representou uma motivação para seu desenvolvimento.

Acredita-se que o estudo sistemático das características químicas, físicas e biológicas associadas a este tipo de evento, assim como o registro da sua localização, periodicidade, causas e efeitos no ecossistema, têm grande importância na avaliação ambiental integrada das atividades petrolíferas, assim como nas ações de contingenciamento. Eventos de florescimentos e óleos biogênicos são frequentemente confundidos com poluição nas imagens de radar. A melhoria das técnicas de detecção e o entendimento dos fatores meteo-oceanográficos associados a esse tipo de evento, propiciam a redução de ambigüidades na interpretação dessas imagens (Projeto FITOSAT).

As regiões oceânicas e costeiras possuem um alto grau de complexidade. As irregularidades batimétricas, os diferentes movimentos que ocorrem no interior da coluna d'água, a interação com a atmosfera e inúmeros outros processos compõem um conjunto de forçantes ambientais altamente transientes. Os movimentos superficiais, como as correntes geradas pelo vento, têm um papel fundamental para a dispersão de material dissolvido e particulado no oceano. O padrão de circulação também varia em resposta a fenômenos atmosféricos naturais, como o caso da passagem de um sistema frontal, em escala sinótica.

Dessa forma torna-se importante o estudo dos padrões de circulação oceânico e a identificação dos fenômenos eventuais para o gerenciamento ambiental, no caso de acidentes com navios, exploração de petróleo e atividades econômicas costeiras em geral. Porém, para o estudo de regiões oceânicas e costeiras é necessária a coleta e a

obtenção de dados em escalas espaciais e temporais satisfatórias para a caracterização do ambiente, o que é difícil e possui um alto custo financeiro.

A modelagem numérica surge como uma alternativa ou um complemento para o estudo destas áreas. Através da solução numérica das equações básicas que governam os processos envolvidos, essa ferramenta é capaz de reproduzir o comportamento dos fluidos em resposta às forçantes atuantes no meio. Com isso é possível obter resultados para amplas regiões, além de se estudar simultaneamente diferentes períodos e condições associadas a estes.

Nas simulações numéricas, as parametrizações são utilizadas para incluir processos físicos que não são resolvidos por leis gerais, permitindo que os resultados obtidos com o modelo estejam mais próximas das condições encontradas na natureza. Um exemplo de parametrização, que representa a idéia principal desse trabalho, é a forma que a radiação solar de onda curta penetra no oceano e como pode estar relacionada com seu movimento. Isto é, em locais com diferentes características óticas de água, essas ondas são absorvidas de maneiras diferentes, logo o aquecimento do oceânico pode ser dependente da localidade e do tipo de água presente.

Segundo PICKARD e EMERY (1982), o comportamento da luz visível na água é diferente no ar. Concentrando-se na energia de onda curta com comprimentos de onda entre  $0,4 \mu\text{m}$  a  $0,8 \mu\text{m}$ , isto é, desde a cor violeta até a vermelha no espectro visível, quando essa energia de onda curta penetra no oceano parte é espalhada, porém a maioria é absorvida, elevando a temperatura da água do mar. De acordo com os autores, essa é a maior fonte de calor dos oceanos. A atenuação vertical da energia é progressiva à medida que a radiação penetra no interior do oceano e varia com os diferentes comprimentos de onda. O progressivo decréscimo da energia penetrante pode ser expressa por uma lei exponencial, onde a intensidade da radiação em qualquer profundidade no interior da coluna d'água é considerada como uma função da intensidade de radiação penetrante através da superfície, da profundidade e do coeficiente vertical de atenuação da água. Esse coeficiente depende principalmente da absorção de luz pelo tipo de água presente, variando consideravelmente com o comprimento de onda.

De acordo com PAULSON E SIMPSON (1977), o conhecimento da distribuição de radiação solar na camada superficial dos oceanos é importante para a modelagem física, química e biológica dos processos. Onde uma das principais aplicações físicas é a modelagem do aquecimento das camadas superficiais pela absorção da radiação solar. Os autores ainda sugerem que o decaimento exponencial com a profundidade não é uma

boa aproximação nos primeiros 5 m do oceano devido à absorção preferencial de alguns comprimentos de onda da luz solar, que ocorrem mais rápido do que de forma exponencial. Entretanto, abaixo dos 10 m de profundidade o decaimento exponencial passa a representar uma boa aproximação devido à absorção preferencial acima, quando abaixo desta profundidade resta apenas luz nos comprimentos de onda equivalentes ao azul e o verde do espectro visível.

Durante um experimento no Pacífico Norte (35° N de latitude e 155° W de longitude) realizado pelos autores foram obtidas medidas de radiação solar incidente através da coluna d' água. A irradiância, que corresponde ao fluxo de radiação que atravessa uma superfície, medida foi sensível à radiação solar com o comprimento de onda variando entre 400 nm e 1000 nm que chega a superfície horizontal. Devido à absorção seletiva de ondas longas e ondas curtas, a irradiância decresce mais rápido do que de forma exponencial nos primeiros metros de profundidade, caindo para 1/3 do valor de incidência entre 2 m e 3 m de profundidade. Abaixo de 10 m o decréscimo encontrado foi exponencial numa taxa característica de água moderadamente clara do tipo Ia (JERLOV, 1968).

A definição dos três tipos de água oceânica propostas por JERLOV (1968, 1976) foi realizada através da análise de um conjunto de dados observados disponíveis para diferentes áreas. Três curvas de transmitância foram obtidas, representando cada um dos tipos de água de acordo com sua transparência, variando da mais clara, do tipo I até a mais escura, representada pelo tipo III. Como a maioria das águas oceânicas encontra-se definidas entre os tipos I e II, foram definidas outras classificações, que são representadas pelo tipo Ia e Ib. Segundo o autor, diferentes fatores combinados permitiram uma simples descrição dos processos de atenuação e suas interações com a turbidez da água.

Segundo GILL (1982), ao contrário da atmosfera, o oceano absorve a radiação solar rapidamente. A taxa de absorção varia com o comprimento de onda e com a quantidade de material em suspensão. O autor considera que a energia total (numa faixa de comprimento de onda apropriada de radiação solar) decai de maneira exponencial com a profundidade. Decaimentos típicos são da ordem de 80% que são absorvidos em até 10 m de profundidade.

De acordo com GILL (1982), a média do total de radiação solar absorvida pela superfície do oceano é aproximadamente metade do total que incide na Terra e esse valor é em torno de 175 W/m<sup>2</sup>. Em resposta a esse aquecimento, a superfície do oceano

alcança uma temperatura de forma que a perda líquida de calor é igual ao ganho pela radiação solar, mantendo-se próximo ao equilíbrio. O fluxo do oceano para a atmosfera, na forma de radiação de onda longa, possui uma taxa determinada pela temperatura da superfície do mar, porém essa radiação não é totalmente perdida para o espaço, sendo a maior parte absorvida e re-emitida na atmosfera ou então refletida pelas nuvens. A emissão líquida da superfície (ou radiação efetiva que é devolvida para a atmosfera) é a diferença (fluxo que chega menos o que sai), que varia pouco de um valor constante de  $65 \text{ W/m}^2$ . O restante da perda radiativa, que representa a maior fonte de perda de calor para a atmosfera, se dá pela perda por calor latente (principalmente) e por transferência direta, através do calor sensível.

A transferência da quantidade de movimento, calor e massa são processos irreversíveis que ocorrem na natureza. As leis de transferência na interface oceano-atmosfera estão relacionadas com os fluxos de calor e massa e as forças atuantes, no que tange ao equilíbrio termodinâmico. Estes, porém, são resultados de uma interação entre os fluxos turbulentos no ar e na água, e de ondas geradas pelo vento na superfície do oceano, e, por isso, são bastante complexos (GILL, 1982).

Dessa forma, o equilíbrio no balanço de calor e massa, na modelagem numérica, é importante para os resultados das simulações. A fração da radiação de onda curta que chega a superfície do oceano e é absorvida pela coluna d'água, influencia o movimento no interior da mesma, uma vez que afeta diretamente a densidade, componente de umas das principais equações governantes que é a equação de estado. A perda da radiação pelo oceano é importante para o fechamento do balanço térmico.

No contexto do presente trabalho, o modelo oceânico utilizado para realizar os experimentos foi o *Princeton Ocean Model* (POM), desenvolvido no *Geophysical Fluid Dynamics Laboratory* (GFDL) do *National Oceanic and Atmospheric Administration* (NOAA) por BLUMBERG E MELLOR (1983 e 1987). Neste modelo, a definição do tipo de água utilizada foi proposta por JERLOV, (1968, 1976) e parametrizada por PAULSON E SIMPSON (1977), onde há uma variação nos valores do coeficiente vertical de atenuação de radiação penetrante em relação à localidade na que o modelo venha a ser aplicado.

Este estudo tem como objetivo incluir parametrizações dos processos de penetração radiativa no oceano baseado nas massas d' água que ocorrem na Bacia Sudoeste do Atlântico Sul no modelo oceânico *Princeton Ocean Model*, com o intuito de melhorar as modelagens que vêm sendo desenvolvidas para a região. Como objetivos específicos, pode-se destacar:



- Obter os coeficientes de atenuação de luz a partir dos tipos de água encontrados na região onde houve medição (realizada pelo Instituto de Estudos do Mar Almirante Paulo Moreira (IEAPM), nas proximidades de Arraial do Cabo, na costa do Rio de Janeiro);
- Refazer as curvas de decaimento de radiação de Jerlov para a região do Atlântico sudoeste e

No capítulo 2 é realizada uma descrição da área de estudo contemplando a caracterização oceanográfica e uma breve caracterização atmosférica da região. No capítulo 3, o modelo utilizado é descrito, bem como suas características principais e equações governantes. No capítulo 4 é realizado um estudo da influência da temperatura no movimento oceânico. No capítulo 5 é apresentada a metodologia proposta e em seguida no capítulo 6 são apresentados os resultados e discussões. No capítulo 7 as conclusões são apresentadas e por fim no capítulo 8 são apresentadas as referências bibliográficas utilizadas para o desenvolvimento deste trabalho.

## 2. Área de estudo

A área de estudo está compreendida entre as latitudes de 10°S a 27°S e longitudes de 30°W a 50°W. Esta área abrange grande parte da costa brasileira e estão contidas as regiões economicamente mais importantes para o país. Estão localizados nesta área grandes portos como o de Salvador, Vitória, Rio de Janeiro, Santos e Itajaí. Desta maneira, esta região costeira possui como característica a grande movimentação de navios e embarcações, além de concentrar grande parte das atividades de exploração de petróleo. Na Figura 1 pode-se observar a batimetria da região, obtida a partir de uma composição estatística de dados observacionais de programas de pesquisa nacionais. A plataforma continental nordeste é estreita e de pouca profundidade, quando comparada com outras partes da plataforma continental brasileira. Nesta região encontram-se o Banco de Abrolhos, a cerca de 120 km da costa, na direção da cidade de Caravelas, BA, com 180 km de largura e a Cadeia Vitória – Trindade, na latitude próxima a 20° S. A Bacia de Campos possui cerca de 100000 km<sup>2</sup> e se estende desde o Espírito Santo (próximo à cidade de Vitória) até Cabo Frio (~23°S), no litoral norte do Estado do Rio de Janeiro.



Figura 1 Batimetria da área de estudo

## **2.1. Caracterização oceanográfica e meteorológica**

### **2.1.1. Correntes oceânicas**

A circulação nos oceanos pode ser dividida em duas partes: pela circulação termohalina, gerada pela variação na densidade, por mudanças climáticas ou pelo estado do tempo em geral e pela circulação gerada pelos ventos.

A circulação oceânica superficial do oceano Atlântico como um todo, consiste basicamente em duas feições. Dois grandes giros anticiclônicos, que, no hemisfério Sul possui rotação anti-horária e, no hemisfério Norte, horária. No oceano Atlântico Sul o giro das águas superficiais se estendem desde a superfície até aproximadamente 200m de profundidade, próximo ao Equador, e até 800m de profundidade no limite Sul, na região da Convergência Subtropical. As diferentes porções desse giro possuem diferentes propriedades de água. O vento próximo ao Equador é a principal forçante do movimento dessas águas, responsável por gerar a Corrente Sul Equatorial (CSE), que flui para oeste em direção ao lado da América no Oceano Atlântico Sul. Parte da corrente passa através do Equador em direção ao Atlântico Norte. A parte restante desvia para o sul seguindo a América do Sul como Corrente do Brasil (CB), a qual desvia para leste e continua atravessando o Atlântico como parte da Corrente Circumpolar e depois é desviada para norte seguindo o continente Africano como Corrente de Benguelas. A Corrente do Brasil é quente e salina enquanto a Corrente de Benguelas é fria e menos salina devido à contribuição da água subantártica e da ressurgência da costa da África. A contribuição da água no Atlântico Sul é proveniente da Corrente das Malvinas, que flui em direção ao norte desde a passagem pelo canal de Drake beirando a América do Sul até encontrar a Corrente do Brasil em aproximadamente 30°S (EMERY E PICKARD, 1982). As correntes oceânicas podem ser então caracterizadas a partir de sua intensidade, direção e características das águas transportadas.

De acordo com a Figura 2, pode-se observar esquematicamente a descrição das correntes encontradas no oceano Atlântico Sul, descrita acima.

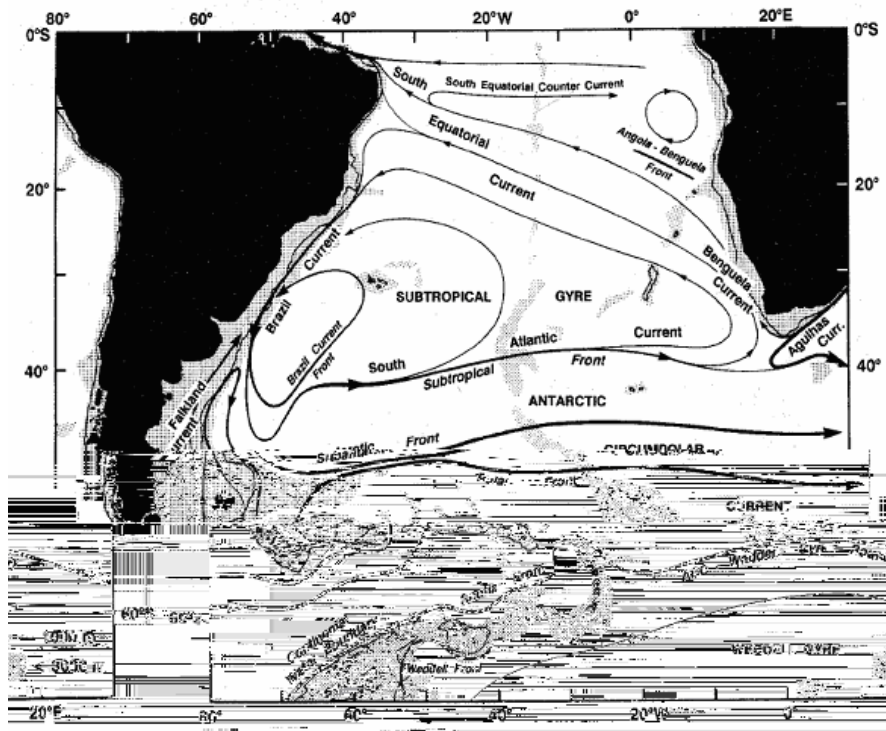


Figura 2 Correntes oceânicas no oceano Atlântico Sul.

Fonte: PETERSON & STRAMMA, 1991.

Como ressaltado anteriormente, a região oceânica em grande escala, nas regiões subtropicais, é geralmente dominada pelo giro anticiclônico, em resposta às tensões que os ventos exercem na superfície do mar. A CB é formada a partir da bifurcação da CSE que ocorre aproximadamente entre 5°S e 10°S de latitude e transporta águas quentes e salinas da região do Equador em direção aos pólos. Apresenta desde sua origem até a confluência Brasil - Malvinas um rumo predominante em direção a sul / sudoeste. Na região de origem, a CB é rasa, quente e salina sendo basicamente formada pela Água Tropical (AT). Em aproximadamente 20°S recebe uma contribuição da Água Central do Atlântico Sul (ACAS) tornando-se mais profunda. Próximo à latitude de 20,5°S depara-se com a Cadeia de Vitória-Trindade e flui em sua maior parte pela passagem mais próxima à costa.

A ocorrência de instabilidades hidrodinâmicas de mesoescala, ao longo da CB, tem sido observadas nas proximidades de irregularidades topográficas. Estruturas como vórtices e meandros têm sido detectadas na região do talude, na região de Cabo Frio e

cabo de São Tomé, com dimensões da ordem de 100 a 400 Km de diâmetro, os quais podem persistir por várias semanas. A CB, ao fluir para sul, apresenta a formação de grandes meandros que podem se fechar em estruturas ciclônicas. A ocorrência dessas estruturas tem sido explicada com base em perturbações nas feições topográficas que, em função da mudança da orientação da linha de costa na altura de Cabo Frio, faria com que o fluxo da CB, centrado na isóbata de 1000 metros, deslocasse para regiões mais profundas. Esse deslocamento causaria um estiramento da coluna d' água, adquirindo vorticidade ciclônica. Ao entrar na Bacia de Santos, o fluxo da Corrente tenta se realinhar a isóbata de 1000 metros, retornando para regiões mais rasas, o que poderia causar uma compressão da coluna d' água e, novamente, por conservação de vorticidade, adquire vorticidade anticiclônica. Dessa forma, baseando-se no balanço de vorticidade, supõe-se que a CB forme meandros ciclônicos, dando origem a estruturas verticais observadas em imagens de temperatura da superfície do mar (CALADO, 2001; GONÇALVES, 2000; SILVEIRA et al, 2000; CAMPOS et al, 1995; NETO et al., 2005).

### **2.1.2. Massas d'água**

A partir das trocas de calor entre o oceano e a atmosfera são formadas as massas d'água, que podem ser caracterizadas a partir de valores semelhantes de temperatura e salinidade adquiridos pelas características do local de sua formação. A coluna d'água é composta por diferentes massas d'água sobrepostas. Desta forma, para a identificação de massas d'água é importante dispormos de um diagrama T-S, isto é, um gráfico cartesiano de temperatura versus salinidade. O método utilizado por pesquisadores para a caracterização oceanográfica da costa brasileira foi o introduzido por BJÖRN HELLAND-HANSEN, 1916 (*apud* MIRANDA, 1985) no qual o diagrama tem por finalidade avaliar a estratificação vertical das massas d'água envolvidas nos processos de mistura. Na Figura 3 observa-se um diagrama T-S característico da região da Corrente do Brasil.

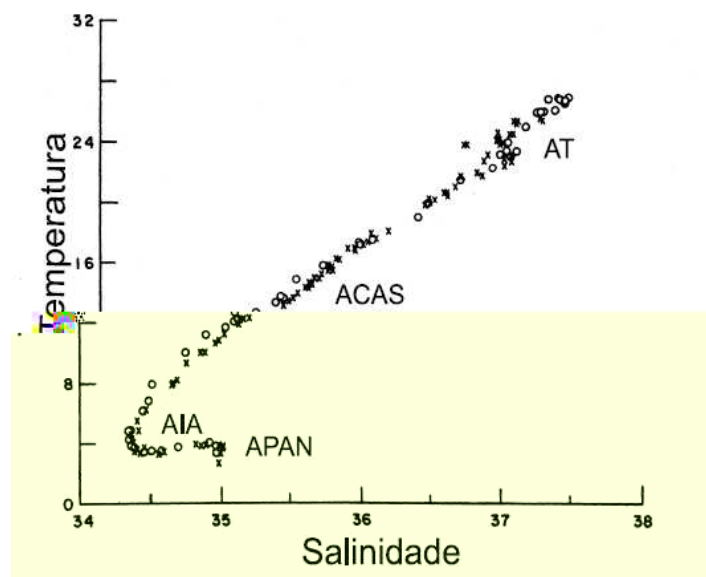


Figura 3 Diagrama T-S característico da Corrente do Brasil.

FONTE: SILVEIRA et al, 2001 apud FERNANDES (2001).

As massas d'água superficiais são formadas nas regiões tropicais e devido a este fato, apresentam valores elevados de temperatura e salinidade devido a grande intensidade de radiação solar. Na região de interesse do estudo, MIRANDA (1985) propôs que a camada superficial é ocupada pela massa de Água Tropical (AT) que estaria localizada entre 20m e 110m de profundidade com temperaturas maiores que 20°C e salinidade maior que 36. Subjacente a esta estaria a Água Central do Atlântico Sul (ACAS), com temperaturas entre 6°C e 18°C e salinidade entre 34,5 e 36 atingindo uma espessura de 450m, formada na região de Convergência Subtropical. Abaixo da ACAS estaria a Água Intermediária Antártica (AIA) apresentando valores de salinidade menores que 34,65 e uma espessura de 750m (SVERDRUP *ET AL.*, 1942). Abaixo da AIA encontramos a Água Profunda do Atlântico Norte (APAN) encontrada entre 1000m e 3500m de profundidade com valores de salinidade entre 34,6 e 35 e valores de temperatura entre 3°C e 4°C (REID, 1989 *apud* DECCO, 2004). A Água Antártica de Fundo (AAF) apresenta valores de temperatura menores do que 0 °C e valores de salinidade menores que 34,7 representando a massa d'água mais profunda encontrada na região (SVERDRUP *ET AL.*, 1942).

Em regiões costeiras há maior mistura vertical, o que pode resultar na mistura das massas d'água encontradas nestas localidades. De acordo com AIDAR ET AL (1993) e

MIRANDA & KATSURAGAWA (1991) pode haver mistura entre a ACAS e a AT, e para caracterizá-la, a faixa de temperatura deve estar entre 18°C e 20°C e a salinidade maior do que 36. Esta mistura pode ser observada na região da costa sudeste do Brasil, especificamente nos arredores de Cabo Frio, onde freqüentemente é observado o fenômeno da ressurgência costeira. Ainda de acordo com os autores, foram definidas características para a Água Costeira (AC), também encontrada na região de estudo deste trabalho. A AC teria temperatura característica superior a 20°C e salinidade inferior a 35,4. Outra definição seria para a mistura entre a ACAS e a AC. Esta água teria temperatura variando entre 18°C e 20°C e salinidade entre 35,4 e 36. Outra combinação da AC seria com a AT, que possuiria a temperatura acima de 20°C e salinidade variando entre 35,4 e 36.

O resumo das massas d'água descritas acima e suas características podem ser observados na Tabela 1.

Tabela 1 Resumo das características das massas d' água encontradas na região

	Temperatura	Salinidade
AT (20 – 110m) Água Tropical	> 20°C	> 36
ACAS (100 – 600m) Água Central do Atlântico Sul	6 – 18°C	34,5 – 36
AIA (600 – 1000m) Água Intermediária Antártica	4 – 5°C	< 34,6
APAN (1000 – 3500m) Água Profunda do Atlântico Norte	3 – 4°C	34,6 – 35
AAF (> 3500m) Água Antártica de Fundo	< 0°C	< 34,7
ACAS + AT Água Central do Atlântico Sul + Água Tropical	> 18 – 20°C	> 36

AC Água Costeira	> 20°C	< 35,4
ACAS + AC Água Central do Atlântico sul + Água Costeira	18 – 20°C	35,4 – 36
AC + AT Água Costeira + Água Tropical	> 20°C	35,4 – 36

### 2.1.3. Fenômenos transientes

Eventos oceanográficos interessantes podem ser observados na região, como é o caso da ressurgência que ocorre no Cabo de São Tomé, próximo à cidade de Vitória e principalmente na costa de Cabo Frio, no Estado do Rio de Janeiro. Águas profundas, que possuem como característica a baixa temperatura e a alta concentração de nutrientes, são forçadas a subir tomando lugar da água quente e salina da superfície. TORRES JÚNIOR (1995) apresenta os trabalhos pioneiros que documentam a presença da ressurgência em Cabo Frio. Algumas características importantes, como a orientação da linha de costa associada com a direção do vento predominante de nordeste, além da proximidade do talude, favorecem a ocorrência da ressurgência. De acordo com o mecanismo de Ekman, na superfície do oceano ocorre divergência horizontal e conseqüente movimento vertical ascendente de águas sub-superficiais. Segundo SILVA & MENDONÇA (1977) pelo critério do diagrama T-S, a água que ressurge é a Água Central do Atlântico Sul (ACAS), encontrada em profundidade no oceano, com característica de baixa temperatura e salinidade. A temperatura da superfície do mar diminui para valores iguais ou inferiores a 15°C próximo a região de Cabo Frio, tendo uma diferença de 10°C de temperatura das águas de fora da plataforma, que são mais aquecidas devido à presença da Corrente do Brasil.

A presença de vórtices também são feições normalmente observadas na área de estudo. Um exemplo é o que se forma a partir da passagem de água pela cadeia Vitória-Trindade (MAZZOLI, 2005). A primeira descrição hidrográfica e dinâmica deste vórtice



ciclônico, localizado geralmente a cerca de 100 km do litoral de Vitória, foi realizada por SCHMID ET AL. (1995), quando foi realizada uma campanha de medição oceanográfica ao longo da região que inclui a cadeia Vitória – Trindade. Tal vórtice também foi detectado por GAETA ET AL. (1999). Os autores encontraram um vórtice ciclônico de 50 km de diâmetro, com núcleo frio, centrado na latitude de 20,3°S e longitude 38,9°W. A análise de nutrientes e de fitoplâncton apresentada por estes, mostrou que o Vórtice de Vitória contribui significativamente para o aumento da produção primária nessa região.

#### **2.1.4. Circulação atmosférica**

Grande parte da área oceânica adjacente à costa do Brasil está sob a influência do Anticiclone Subtropical do Atlântico Sul (ASAS). O ASAS é responsável por dar origem a um regime permanente de ventos oriundos predominantemente de nordeste, que podem ser enfraquecidos, intensificados ou mudados de direção devido à influência de algum sistema transiente (MAIA, 1986). Durante a estação de verão no hemisfério sul, no mês de janeiro, o centro do ASAS atua sobre a parte leste do continente sul-americano, especificamente sobre a cidade de Caravelas (BA) e penetra até o Rio de Janeiro. Já durante a estação de inverno, de acordo com PETERSON & STRAMMA (1991) a pressão atmosférica no centro do ASAS é maior do que no verão, tendendo a se deslocar para noroeste. Dessa forma, este deslocamento atua propiciando a entrada de frentes frias seguindo a trajetória de sudoeste para nordeste acompanhando o litoral brasileiro, principalmente no inverno.

As frentes podem ser definidas como a interseção de duas massas de ar distintas com diferentes características de temperatura e umidade. Quando a massa de ar frio empurra e levanta ativamente a massa de ar quente, forçando-a a subir, a frente é denominada fria. Quando a massa quente se desloca sobre a massa fria, a frente é denominada quente. Esta, por sua vez, é mais difícil de ser observada na área de estudo. As frentes frias são eventos freqüentemente observados na região, que devido a sua localização continental, é afetada por sistemas atmosféricos tropicais e polares (MAIA, 1986).

Normalmente, a queda de temperatura, precipitação e a alteração da direção predominante observada do vento, são características da passagem de uma frente fria na região. Os ventos predominantes de nordeste tendem a girar no sentido anti-horário, adquirindo direção de noroeste com a aproximação da frente, e imediatamente após a passagem desta, os ventos adquirem a direção sudoeste. O sistema é restabelecido após aproximadamente um dia da passagem da frente (STECH & LORENZZETTI, 1992).

### 3. Princeton Ocean Model

O *Princeton Ocean Model* é um modelo pseudo-tridimensional desenvolvido a partir do final da década de 70 por BLUMBERG & MELLOR (1983 e 1987), no *Geophysical Fluid Dynamics Laboratory* (GFDL) do *National Oceanic and Atmospheric Administration* (NOAA) localizado na *Princeton University* – EUA. Desde então, o modelo vem sendo aprimorado por um número cada vez maior de pesquisadores em todo o mundo.

O modelo é baseado nas equações hidrodinâmicas primitivas e utiliza o sistema de coordenada sigma na vertical, onde as coordenadas horizontais, do sistema cartesiano permanecem inalteradas e a coordenada  $z$  é convertida para a coordenada  $\sigma$ . Esse sistema de coordenadas apresenta vantagens sobre o de coordenadas cartesianas já que este permite uma distribuição de camadas acompanhando o fundo (Figura 4). Quando se trabalha com grandes inclinações na batimetria, o sistema de coordenadas cartesianas apresenta deficiências numéricas. A equação (1) representa a transformação de coordenadas, onde  $H$  é a batimetria da região modelada, e  $\sigma$  a coordenada vertical (PHILLIPS, 1957).

$$x = x^*; y = y^*; \sigma = \frac{z - \eta}{H + \eta}; t = t^* \quad (1)$$

O modelo possui superfície livre, onde  $\eta$  representa a elevação da superfície livre e oscila em torno de  $Z = 0$ , de acordo com a Figura 4.

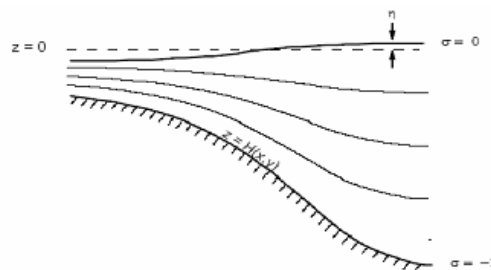


Figura 4 Sistema de coordenada sigma. A figura apresenta  $\eta$  (superfície livre) variando em torno de  $z = 0$ . Os valores de  $\sigma$  são os níveis do sistema de coordenadas.

Fonte: BLUMBERG & MELLOR, 1987.

O POM é um modelo hidrostático, isto é, apresenta equilíbrio entre a força gradiente de pressão e gravidade e as variações de densidade são negligenciadas, a menos que sejam multiplicadas pela gravidade (aproximação de Boussinesq).

### 3.1. Equações Governantes

Considerando um sistema de coordenadas cartesianas ortogonais, com  $x^*$  aumentando em direção a leste,  $y^*$  aumentando em direção a norte e  $z$  aumentado para cima. Considerando também que a superfície livre é localizada em  $z = \eta(x^*, y^*, t^*)$  e o fundo em  $z = -H(x^*, y^*)$ , como apresentado na Figura 4. Neste sistema de coordenadas, as equações que caracterizam o modelo podem ser escritas como se segue:

Equação da Continuidade

$$\frac{\partial U}{\partial x^*} + \frac{\partial V}{\partial y^*} + \frac{\partial W}{\partial z} = 0 \quad (2)$$

Equação de Reynolds para a conservação do momento

- Componente  $x$

$$\frac{\partial U}{\partial t^*} + U \frac{\partial U}{\partial x^*} + V \frac{\partial U}{\partial y^*} + W \frac{\partial U}{\partial z} - fV = -\frac{1}{\rho_0} \cdot \frac{\partial P}{\partial x^*} + \frac{\partial}{\partial z} \left( K_M \frac{\partial U}{\partial z} \right) + F_{x^*} \quad (3)$$

- Componente  $y$

$$\frac{\partial V}{\partial t^*} + U \frac{\partial V}{\partial x^*} + V \frac{\partial V}{\partial y^*} + W \frac{\partial V}{\partial z} + fU = -\frac{1}{\rho_0} \cdot \frac{\partial P}{\partial y^*} + \frac{\partial}{\partial z} \left( K_M \frac{\partial V}{\partial z} \right) + F_{y^*} \quad (4)$$

- Componente  $z$  - (Equação hidrostática)

$$\rho g = -\frac{\partial P}{\partial z} \quad (5)$$

- Conservação da Temperatura Potencial

$$\frac{\partial \theta}{\partial t^*} + U \frac{\partial \theta}{\partial x^*} + V \frac{\partial \theta}{\partial y^*} + W \frac{\partial \theta}{\partial z} = \frac{\partial}{\partial z} \left( K_h \frac{\partial \theta}{\partial z} \right) + F_{\theta^*} \quad (6)$$

- Conservação da Salinidade

$$\frac{\partial S}{\partial t^*} + U \frac{\partial S}{\partial x^*} + V \frac{\partial S}{\partial y^*} + W \frac{\partial S}{\partial z} = \frac{\partial}{\partial z} \left( K_h \frac{\partial S}{\partial z} \right) + F_{s^*} \quad (7)$$

As equações governantes do modelo são descritas através dos campos prognósticos das componentes horizontais do campo de velocidades (3 e 4), da temperatura (6), salinidade (7), equação da continuidade (2) e através da equação hidrostática (5). A equação de estado (8) utilizada é obtida da UNESCO e adaptada por MELLOR (1991), onde a massa específica é determinada como uma função da salinidade, da temperatura potencial e da pressão.

- Equação de Estado

$$\rho = \rho(S, \theta) \quad (8)$$

Outras variáveis prognósticas são as quantidades que caracterizam a turbulência, a energia de turbulência cinética e turbulência de macroescala, representadas pelas equações (9) e (10).

$$\frac{\partial q^2}{\partial t} + \vec{V} \cdot \nabla q^2 + W \frac{\partial q^2}{\partial z} = \frac{\partial}{\partial z} \left( K_q \frac{\partial q^2}{\partial z} \right) + 2K_M \left[ \left( \frac{\partial U}{\partial z} \right)^2 + \left( \frac{\partial V}{\partial z} \right)^2 \right] + \frac{2g}{\rho_0} K_H \frac{\partial \rho}{\partial z} - \frac{2q^3}{B_1 \ell} + F_q \quad (9)$$

$$\frac{\partial q^2 \ell}{\partial t} + \vec{V} \cdot \nabla(q^2 \ell) + W \frac{\partial q^2 \ell}{\partial z} = \frac{\partial}{\partial z} \left( K_H \frac{\partial(q^2 \ell)}{\partial z} \right) + \ell E_1 K_M \left[ \left( \frac{\partial U}{\partial z} \right)^2 + \left( \frac{\partial V}{\partial z} \right)^2 \right] + \frac{\ell E_1 g}{\rho_0} K_H \frac{\partial \rho}{\partial z} - \frac{q^3}{B_1} \tilde{W} + F_\ell \quad (10)$$

Onde  $q^2$  é a energia cinética turbulenta,  $q^2 \ell$  é a turbulência de macro escala,  $K_M$ ,  $K_H$  e  $K_q$  são os coeficientes de mistura verticais.  $B_1$  e  $E_1$  são constantes empíricas, os termos  $F_t$ ,  $F_s$ ,  $F_q$  e  $F_l$  representam os movimentos induzidos pelos processos de escalas menores, que não são diretamente resolvidos na resolução da grade do modelo (escala sub-grade). Estes são parametrizados em função dos processos de mistura horizontal, e  $\tilde{W}$  é a função de proximidade à parede, que é dada pela equação (11).

$$\tilde{W} \equiv 1 + E_2 \left( \frac{\ell}{\kappa L} \right)^2 \quad (11)$$

Onde  $E_2$  é uma constante empírica,  $\kappa$  é a constante de Von Karman ( $\kappa=0,4$ ) e  $L$  é definido pela equação (12).

$$(L)^{-1} \equiv (\eta - z)^{-1} + (H + z)^{-1} \quad (12)$$

### 3.2. Esquema de solução

As equações diferenciais parciais são resolvidas pela técnica de diferenças finitas. O modelo utiliza um esquema de diferenciação através de uma grade do tipo C de Arakawa. Sua forma é representada pela Figura 5, onde  $h$  representa as variáveis escalares,  $u$  a componente zonal do vento e  $v$  a componente meridional do vento.

Figura 5 Grade C de Arakawa. As variáveis escalares são representadas por  $h$  e as componentes zonal e meridional do vento por  $u$  e  $v$ , respectivamente.

Fonte: Adaptada de MESSINGER & ARAKAWA, 1976.

O oceano possui movimentos com escalas espaciais distintos, os movimentos no interior da coluna d'água são muito mais lentos do que os movimentos na superfície misturada. Dessa forma, com o intuito de aumentar a eficiência computacional, as equações da continuidade e do momento são resolvidas para o modo interno e para o modo externo separadamente. A separação é feita aplicando-se médias de Reynolds em

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* (CFL), que limita o passo de tempo de modo que a equação seja resolvida dentro das condições físicas do problema. Ondas mais rápidas (ondas de gravidade externas) são resolvidas em uma frequência maior que no modo interno. Dessa forma, o



$$|\nabla V + (\nabla V)^T| = \left[ \left( \frac{\partial u}{\partial x} \right)^2 + \left( \frac{\frac{\partial v}{\partial x} + \frac{\partial u}{\partial y}}{2} \right)^2 + \left( \frac{\partial v}{\partial y} \right)^2 \right]^{1/2} \quad (16)$$

Os efeitos de movimentos com escalas menores que o espaçamento de grade do modelo são parametrizados com base nas condições cinemáticas resolvidas pelo mesmo. Esses efeitos são representados por:

$$F_{x^*} = \frac{\partial}{\partial x^*} \left( 2A_M \frac{\partial U}{\partial x^*} \right) + \frac{\partial}{\partial y^*} \left[ A_M \left( \frac{\partial U}{\partial y^*} + \frac{\partial V}{\partial x^*} \right) \right] \quad (17)$$

$$F_{y^*} = \frac{\partial}{\partial x^*} \left[ A_M \left( \frac{\partial U}{\partial y^*} + \frac{\partial V}{\partial x^*} \right) \right] + \frac{\partial}{\partial y^*} \left( 2A_M \frac{\partial V}{\partial y^*} \right) \quad (18)$$

$$F_{\theta^*, S^*} = \frac{\partial}{\partial x^*} \left[ A_H \frac{\partial}{\partial x^*} (\theta, S) \right] + \frac{\partial}{\partial y^*} \left[ A_H \frac{\partial}{\partial y^*} (\theta, S) \right] \quad (19)$$

Onde  $A_M$  é o coeficiente cinemático horizontal de viscosidade turbulento ( $m^2s^{-1}$ ) e  $A_H$  é o coeficiente cinemático horizontal turbulento de calor ( $m^2s^{-1}$ ).

### 3.3. Fluxos na Interface Oceano-Atmosfera

O modelo pode aceitar até seis tipos de fluxos de superfície como condição de contorno. Para se fazer uso destes, é suposto que haja fontes de dados necessários para que tais formulações propostas sejam utilizadas. O balanço de calor no modelo se torna complicado, quando são utilizados todos os fluxos possíveis, representados pelos fluxos de calor sensível e latente, radiação solar, radiação de onda longa, evaporação e precipitação.

A parametrização da radiação de onda curta que penetra na coluna d'água utilizada é especificada através da classificação proposta por JERLOV (1968, 1976), interpretada por PAULSON & SIMPSON (1977) e descrita na equação (20).

$$\frac{I}{I_0} = R \cdot e^{-\zeta_1 z} + (1 - R) \cdot e^{-\zeta_2 z} \quad (20)$$

Nesta equação,  $I$  representa a irradiância em uma profundidade  $-z$ ,  $I_0$  representa a irradiância que penetra na superfície, isto é, parte da irradiância incidente que resta após o desconto do albedo, valor especificado através do fluxo de superfície,  $R$  é uma constante obtida através dos dados observados,  $\zeta_1^{-1}$  e  $\zeta_2^{-1}$  são coeficientes de atenuação e  $z$  é a coordenada espacial vertical. O primeiro termo do lado direito desta equação representa o decaimento para profundidades de até 10 m. Já o segundo termo é associado ao decaimento para profundidades superiores a 10 m.

A partir da classificação de água utilizada no POM, na Tabela 2, são apresentadas as constantes utilizadas na equação da parametrização da radiação solar que penetram na coluna d'água. Na tabela, são mostradas as constantes ad 1 e ad 2, que representam as constantes  $\zeta_1$  e  $\zeta_2$ , respectivamente e os valores de  $R$  associados a cada um dos tipos de água propostos por JERLOV (1968, 1976). Os valores destas constantes foram determinados por PAULSON & SIMPSON (1977) com base nas porcentagens totais de irradiância para cada tipo de água propostas por JERLOV (1968, 1976). Foram determinados parâmetros mais ajustados através dos métodos de mínimos quadrados.

Tabela 2 Valores das constantes utilizadas no POM.

Ntp	1	2	3	4	5
Tipo Jerlov	<b>I</b>	<b>Ia</b>	<b>Ib</b>	<b>II</b>	<b>III</b>
R	0.58	0.62	0.67	0.70	0.78
ad 1 (m)	0.35	0.60	1.0	1.5	1.4
ad 2 (m)	23.0	20.0	17.0	14.0	7.9

Fonte: Adaptada de MELLOR, 2004.

Na Figura 7 observa-se a distribuição regional da classificação dos tipos de água adotada pelo modelo. A região de interesse neste trabalho não possui classificação proposta pelo autor. Sendo assim, para a região do oceano Atlântico Sudoeste é utilizado um valor referente a um local aproximado.



Figura 7 Distribuição regional dos tipos de água.

Fonte: JERLOV, 1976.

#### **4. Influência da temperatura no movimento oceânico**

Diversos estudos têm como foco a influência da radiação no movimento oceânico. Diferentes escalas sofrem conseqüências distintas nesse movimento. Em regiões costeiras essa influência é maior quando comparada a áreas oceânicas adjacentes, por aquecerem mais rapidamente a coluna d'água, que é menos profunda comparada a regiões oceânicas (SWEENEY et al, 2005).

Em geral, os modelos globais de circulação oceânica podem tratar o aquecimento proveniente do sol em termos de dois processos. O primeiro está relacionado com o aquecimento associado à radiação infravermelha, que geralmente se encontra na faixa superior a 700 nm de comprimento de onda. Enquanto a radiação infravermelha pode representar de 40 % a 60 % do total da irradiância que penetra na superfície do oceano, esta é rapidamente absorvida nos primeiros 2 m de profundidade na coluna d'água. O segundo processo está relacionado ao aquecimento associado à radiação ultravioleta e no comprimento de onda do visível. Este último pode penetrar mais profundo do que a radiação infravermelha desempenhando um importante papel na camada de mistura. A parametrização da radiação ultravioleta e visível tem tomado uma particular significância em recentes estudos de modelagem climática (SWEENEY et al, 2005).

Segundo o autor, enquanto estudos da camada de mistura realizados em uma dimensão têm considerado a importância do aquecimento devido ao comprimento de onda que correspondem ao visível, a comunidade da modelagem climática tem sido lenta na implementação desse tipo de parametrização nos modelos oceânicos globais.

De acordo com SIMPSON & DICKEY (1981), os processos físicos que ocorrem na interface ar-mar, juntamente com os processos na camada de mistura e termoclina são dependentes da distribuição vertical de irradiância nas primeiras camadas do oceano. Modelos dinâmicos destas primeiras camadas possuem algumas aproximações quanto a esta distribuição de irradiância. Essas aproximações afetam a previsibilidade da temperatura e a estrutura da densidade. Os autores apresentaram que variações diurnas na quantidade de calor na porção superior dos oceanos são afetadas diretamente pela parametrização utilizada para modelar a irradiância que chega a superfície dos oceanos. Esse tipo de estudo tem importância para dar suporte a estudos climáticos. Além disso, processos químicos e biológicos são diretamente influenciados pela irradiância.

Com o intuito de verificar a importância do termo associado à temperatura no movimento oceânico, foi realizada uma análise de escala na equação que descreve o movimento nas três componentes do movimento no oceano, utilizadas pelo modelo adotado, o POM.

Os valores utilizados para a análise de escala nas equações do movimento foram estimados com base na dimensão deste estudo. A velocidade da componente zonal do movimento, na direção x, representada por U é aproximadamente 0,1 m/s, na direção y, referente a componente meridional, representada por V possui valor estimado de 1,0 m/s e a velocidade na direção vertical z, representada por W foi estimada em 0,0001 m/s. O tempo estimado que uma partícula leva para percorrer todo o domínio foi calculado com base na equação da velocidade  $v = \frac{\text{espaço}}{\text{tempo}}$  e o valor aproximado é 527 h, que

corresponde a aproximadamente 21 dias. O comprimento latitudinal e longitudinal são aproximadamente 1900 km e 2200 km, respectivamente e a profundidade máxima estimada foi de 1000 m. O parâmetro de Coriolis, representado por  $f$  é aproximadamente  $10^{-5} \text{ s}^{-1}$ . O valor estimado para a pressão foi de  $10^6$  mb, aplicando a aproximação hidrostática e considerando a cota de 100 m, neste caso buscando considerar a região afetada pela rotação (Ekman) e pela penetração da radiação. Outra forma de escalar esse termo seria considerar equilíbrio geostrófico, que não valeria em águas rasas, e dizer que o termo de gradiente horizontal de pressão é da ordem do termo de Coriolis e para a densidade da água do mar foi utilizado o valor padrão de  $1000 \text{ kg/m}^3$ . O valor do coeficiente cinemático de viscosidade turbulento ( $A_M$ ) foi obtido do POM e possui o valor  $5,0 \times 10^2 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ , a gravidade possui o valor de  $9,8 \text{ m/s}^2$ . O coeficiente referente às misturas verticais ( $K_M$ ) utilizado foi calculado no POM. A princípio o  $K_M$  era da ordem de  $10^{-5} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$  (valor utilizado para a análise), porém este decai rapidamente chegando a possuir valores extremamente baixos.

Na Tabela 3 é apresentada a equação do movimento na direção x (componente zonal) e a ordem dimensional de cada termo. Observa-se que o termo mais significativo está relacionado ao gradiente de pressão. Este termo é de grande importância para a análise da influência da temperatura, já que a densidade é diretamente afetada pela mudança desta e conseqüentemente o movimento é alterado. A densidade potencial  $\rho$ , corresponde a densidade e é escrita em função da temperatura potencial e da salinidade (como apresentado no capítulo anterior, referente a descrição do modelo, na equação 8). Essa equação fornece uma informação acurada da densidade, necessária para calcular

os coeficientes horizontais baroclínicos que influem nos termos do gradiente de pressão e na estabilidade vertical da coluna d' água que, por sua vez, interfere no modelo de fechamento turbulento, até nas camadas mais profundas, onde os efeitos de pressão são mais importantes. Dessa forma, os termos dependentes da salinidade são altamente influenciados pela temperatura e conseqüentemente, são importantes para o movimento do oceano.

Tabela 3 Equação do movimento utilizada no POM na direção x

Equação na direção x								
$\frac{\partial u}{\partial t}$	$u \frac{\partial u}{\partial x}$	$v \frac{\partial u}{\partial y}$	$w \frac{\partial u}{\partial z}$	$fv$	$\frac{1}{\rho_0} \frac{\partial P}{\partial x}$	$\frac{\partial}{\partial z} \left( K_M \frac{\partial u}{\partial z} \right)$	$\frac{\partial}{\partial x} \left( 2A_M \frac{\partial u}{\partial x} \right)$	$\frac{\partial}{\partial y} \left[ A_M \left( \frac{\partial u}{\partial y} + \frac{\partial v}{\partial x} \right) \right]$
Ordem Dimensional								
$\frac{U}{T}$	$U \frac{U}{L}$	$V \frac{U}{B}$	$W \frac{U}{H}$	$fV$	$\frac{1}{\rho} \frac{P}{L}$	$\frac{UK_M}{H^2}$	$\frac{2A_M U}{L^2}$	$\frac{\left[ A_M \left( \frac{U}{B} + \frac{V}{L} \right) \right]}{B}$
5,3E-9	5,3E-9	4,5E-8	1,0E-8	1,0E-5	5,3E-4	1,0E-12	2,8E-11	1,3E-10

Na Tabela 4, referente a equação do movimento na direção y (componente meridional), observa-se que os termos, em geral, possuem menores dimensões comparados aos termos do movimento na direção x, como esperado. Porém o termo de maior ordem de grandeza continua sendo o termo de pressão, enfatizando a importância deste termo para o movimento também na direção meridional.

Tabela 4 Equação do movimento utilizada no POM na direção y

Equação na direção y								
$\frac{\partial v}{\partial t}$	$u \frac{\partial v}{\partial x}$	$v \frac{\partial v}{\partial y}$	$w \frac{\partial v}{\partial z}$	$fu$	$\frac{1}{\rho_0} \frac{\partial P}{\partial y}$	$\frac{\partial}{\partial z} \left( K_M \frac{\partial v}{\partial z} \right)$	$\frac{\partial}{\partial y} \left( 2A_M \frac{\partial v}{\partial y} \right)$	$\frac{\partial}{\partial x} \left[ A_M \left( \frac{\partial u}{\partial y} + \frac{\partial v}{\partial x} \right) \right]$
Ordem Dimensional								
$\frac{V}{T}$	$U \frac{V}{L}$	$V \frac{V}{B}$	$W \frac{V}{H}$	$fU$	$\frac{1}{\rho} \frac{P}{B}$	$\frac{VK_M}{H^2}$	$\frac{2A_M V}{B^2}$	$\frac{\left[ A_M \left( \frac{U}{B} + \frac{V}{L} \right) \right]}{L}$
5,3E-9	5,3E-8	4,5E-7	1,0E-7	1,0E-6	4,5E-4	1,0E-11	2,0E-10	1,5E-10

Na Tabela 5 é apresentada a equação de movimento para a direção z. Pode-se observar que, embora o movimento vertical seja menor comparado ao movimento horizontal nos oceanos, o termo que possui a densidade como uma componente está presente e possui importância significativa para esse movimento.

Tabela 5 Equação do movimento utilizada no POM na direção z

Equação na direção z	
$\rho g$	$\frac{\partial P}{\partial z}$
Ordem Dimensional	
$\rho g$	$\frac{P}{H}$
9,8E+3	1,0E+3

## 5. Metodologia

Foram realizadas cinco simulações. As quatro primeiras simulações foram realizadas adotando-se a classificação do tipo da água descrita por JERLOV (1968, 1976) e utilizada no POM. Já a quinta foi realizada utilizando-se a classificação do tipo de água proposta, a partir da inclusão das características das massas d' água para estimar os coeficientes de atenuação de luz. O diferencial entre os experimentos foi a condição de radiação solar utilizada como de contorno para o modelo.

A primeira simulação, chamada de caso controle, foi realizada sem adotar nenhum tipo de parametrização para representar a radiação solar. O objetivo desta simulação foi servir como base de comparação para as simulações seguintes, onde se esperou que a temperatura pudesse influenciar de alguma forma o movimento do oceano. Trabalhos anteriores realizados com o modelo não fizeram uso da radiação solar como condição de contorno, logo se procurou quantificar a energia que estaria sendo desprezada. A segunda simulação foi realizada utilizando um valor constante estimado de radiação para a região de estudo, onde a este valor foi atribuído um filtro, para garantir que não houvesse valor de radiação durante a noite. Na terceira simulação, para representar a radiação solar, foram obtidos valores de radiação de onda curta do Projeto Reanálises do *National Centers for Environmental Prediction* (NCEP) e valores de fluxo de calor latente para estimar a troca de calor com a atmosfera, obtidos da mesma fonte. A quarta simulação foi realizada com a mesma fonte de radiação solar, porém foi utilizada uma parametrização, com base nas formulações encontradas na literatura, para estimar o fluxo de calor latente. Já na quinta simulação, as mesmas configurações da simulação anterior foram utilizadas, porém o tipo de água foi definido com base nos dados de radiação solar, temperatura e salinidade medida para um ponto, localizado na latitude de 22° 00' 57''S e longitude de 42° 00' 09''W, nas proximidades de Arraial do Cabo, no litoral do Rio de Janeiro, obtidos de uma campanha de medição realizada pelo Instituto de Estudos do Mar Almirante Paulo Moreira (IEAPM). O objetivo para a realização das quatro últimas simulações mencionadas foi estimar o quanto o oceano estaria recebendo de energia comparada ao caso controle, na medida em que a condição de radiação estaria sendo descrita de maneira mais próxima da encontrada na região.



Para as cinco simulações o período utilizado foi o mesmo, compreendendo o mês de Novembro do ano de 2004. Na Tabela 6 pode-se observar um resumo destas simulações.

Tabela 6 Síntese das simulações realizadas no trabalho.

Simulação I	Simulação II	Simulação III	Simulação IV	Simulação V
Sem radiação e tipo de água <b>la</b>	Radiação constante variando com uma função peso e tipo de água <b>la</b>	Dados de radiação e fluxo de calor latente do NCEP e tipo de água <b>la</b>	Dados de radiação do NCEP e parametrização do fluxo de calor latente e tipo de água <b>la</b>	Dados de radiação do NCEP e parametrização do fluxo de calor latente e tipo de água proposta

O modelo foi configurado com resolução espacial de 5 minutos de grau (o que corresponde a aproximadamente 9 Km) com grade regular, em latitude e longitude, com quinze níveis na vertical. O passo de tempo do modo baroclínico utilizado foi 360 segundos e o do modo barotrópico foi 12 segundos. O domínio espacial está compreendido entre as latitudes de 10°S a 27°S e as longitudes de 30°W a 50°W.

Como condição inicial do modelo foram utilizados os campos de temperatura, salinidade e as componentes horizontais do movimento obtidos do experimento de assimilação de dados desenvolvido no GFDL (SCHNEIDER ET AL., 2003) utilizando o modelo *Modular Ocean Model* (MOM – PACANOWSKI ET AL., 1991). Os resultados do MOM são disponibilizados com resolução horizontal de 1° com 40 níveis na vertical, e foram interpolados linearmente na horizontal e na vertical para a grade do POM. Os valores obtidos nas laterais, a partir do mesmo experimento, foram mantidos constantes como condição de contorno norte, sul e leste.

A condição de contorno de fundo utilizada foi a batimetria (Figura 1) obtida a partir de uma composição estatística de dados observacionais de programas de pesquisa nacionais tais como o Levantamento da Plataforma Continental Brasileira (LEPLAC), Programa de Avaliação do Potencial Sustentável de Recursos Vivos na Zona Econômica Exclusiva (REVIZEE) e bases de dados internacionais como dados batimétricos com resolução de 5 minutos de grau e 2 minutos de grau obtidos do *United State Geological Survey* (USGS).

As componentes zonal e meridional do vento à 10m, obtidas das análises do modelo global, o *Global Forecasting System* (GFS – KANAMITSU ET AL., 1991) do NCEP foram utilizadas como condição de contorno na superfície (seqüência da Figura 9 a Figura 15). O vento à 10 m, no GFS, é obtido em modo diagnóstico usando uma interpolação logarítmica entre o vento na superfície e o vento na primeira camada. A função logarítmica é baseada na razão  $(z_0 + 10)/z_0$ , onde  $z_0$  é a rugosidade (CAPLAN, 2005). As componentes do vento à 10m foram interpoladas horizontalmente para grade do POM.

O GFS foi desenvolvido a partir do *Medium Range Forecasting* (MRF) desenvolvido por J. Sela (SELA, 1982). O MRF era originalmente inicializado a cada 12 horas, com resolução espacial de 2,5°, gerando resultados a cada 6 horas com prognóstico para 15 dias. E o AVN, uma versão do MRF aplicado para fins aeronáuticos, com inicialização a cada 6 horas, com resolução espacial de 1° que gerava resultados a cada 3 horas com prognóstico para 3 dias. O GFS é uma adaptação desses dois modelos, sendo inicializado quatro vezes ao dia (a cada 6 horas), com resolução espacial de 1° gerando resultados a cada 3 horas com prognóstico para 15 dias.

De acordo com a CLIMANÁLISE (2004), publicada pelo Centro de Previsão e Estudos Climáticos (CPTEC), no período do mês de Novembro de 2004 houve a passagem de quatro sistemas frontais na região de estudo (Figura 8).

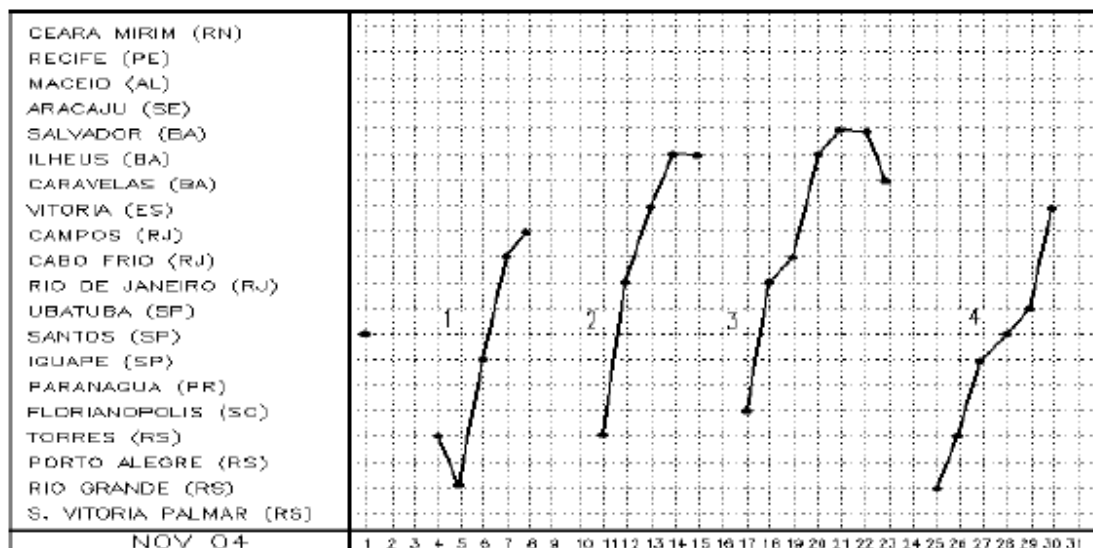


Figura 8 Sistemas frontais que passaram pelo litoral do Brasil em Novembro de 2004.

Na seqüência, as Figura 9 a Figura 15, foram selecionadas para representar o comportamento do vento à superfície, obtidas das análises do GFS / NCEP, durante o período de 13 a 25 de Novembro de 2004. O primeiro sistema frontal pode ser notado a partir do encontro da massa de ar Subtropical do Atlântico Sul e a massa de ar polar, próximo à divisa do Rio de Janeiro e Espírito Santo no dia 13, deslocando-se para o oceano a partir do dia 14. Do dia 15 ao dia 17 notou-se o re-estabelecimento do padrão de circulação de alta pressão característica da região. A partir do dia 18, houve a entrada da segunda frente fria, podendo ser observada ao sul da região, passando pela região da cadeia Vitória – Trindade no dia 19, podendo ser observada até o dia 22, tendo seu centro de baixa pressão bem configurado no dia 20. Em seqüência, até o dia 25 houve o re-estabelecimento do padrão de circulação. Estas figuras têm por objetivo demonstrar a eficácia do modelo atmosférico em representar os fenômenos transientes, como a passagem dos sistemas frontais no período. Esse tipo de fenômeno deve ser bem descrito já que influencia diretamente no movimento do oceano, principalmente na camada superficial.

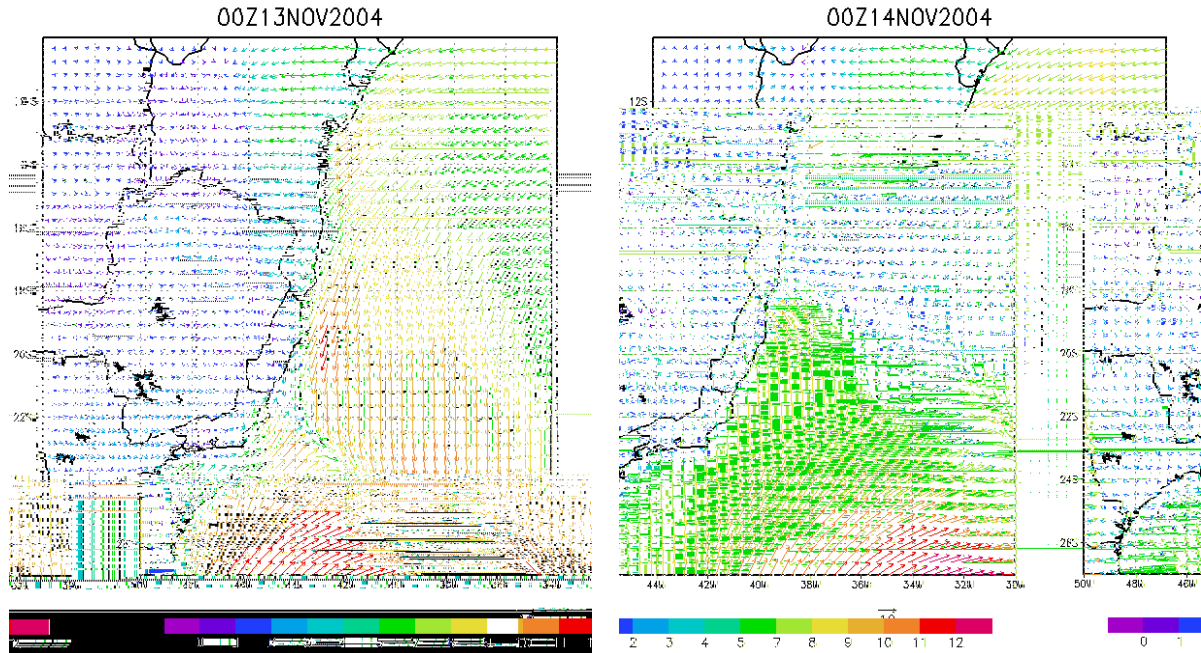


Figura 9 Campos de vento a 10 m (em m/s) para os dias 13 e 14 de Novembro de 2004.  
Fonte: Análise do GFS / NCEP.

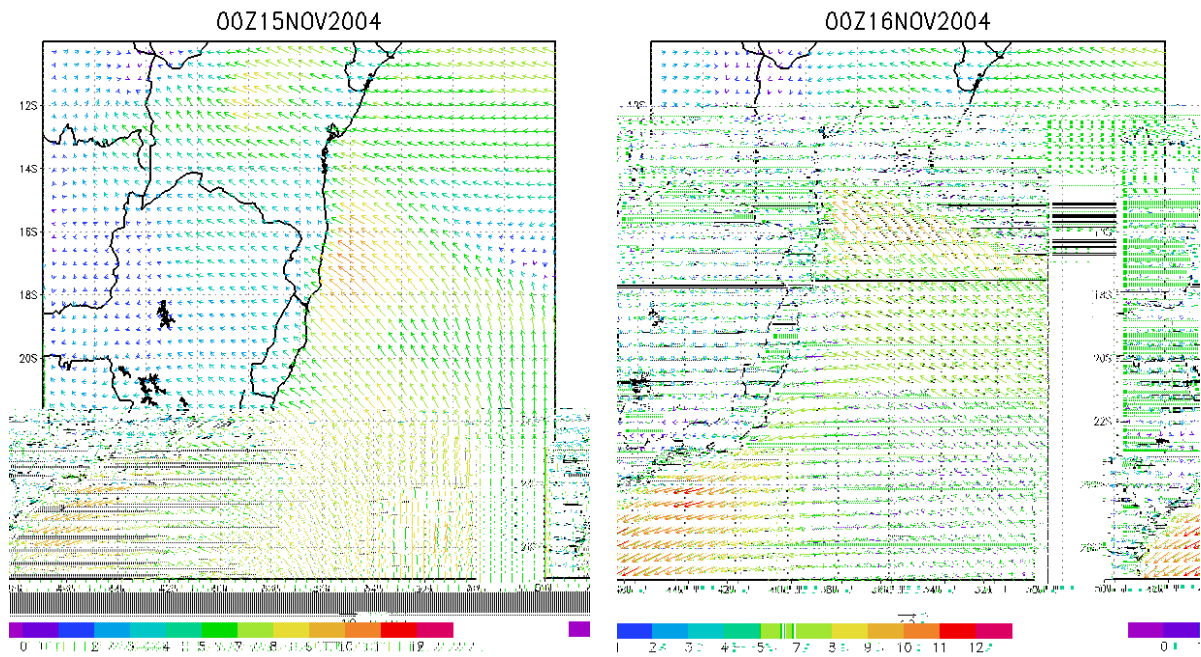


Figura 10 Campos de vento a 10 m (em m/s) para os dias 15 e 16 de Novembro de 2004.  
 Fonte: Análise do GFS / NCEP.

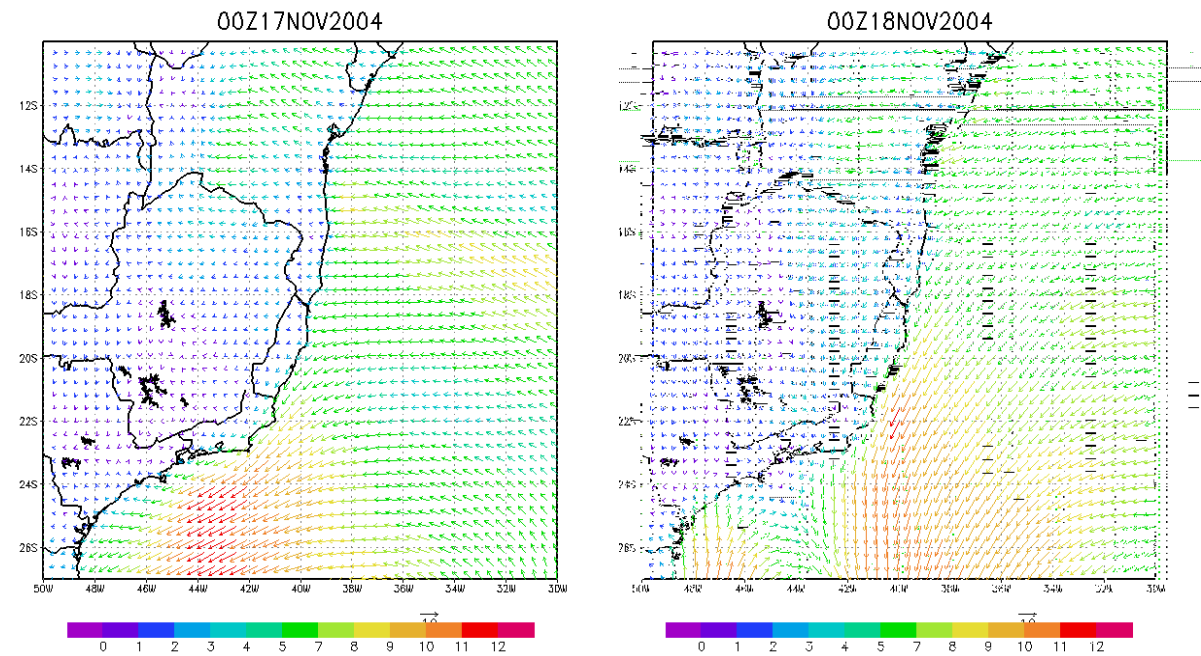


Figura 11 Campos de vento a 10 m (em m/s) para os dias 17 e 18 de Novembro de 2004.  
 Fonte: Análise do GFS / NCEP.

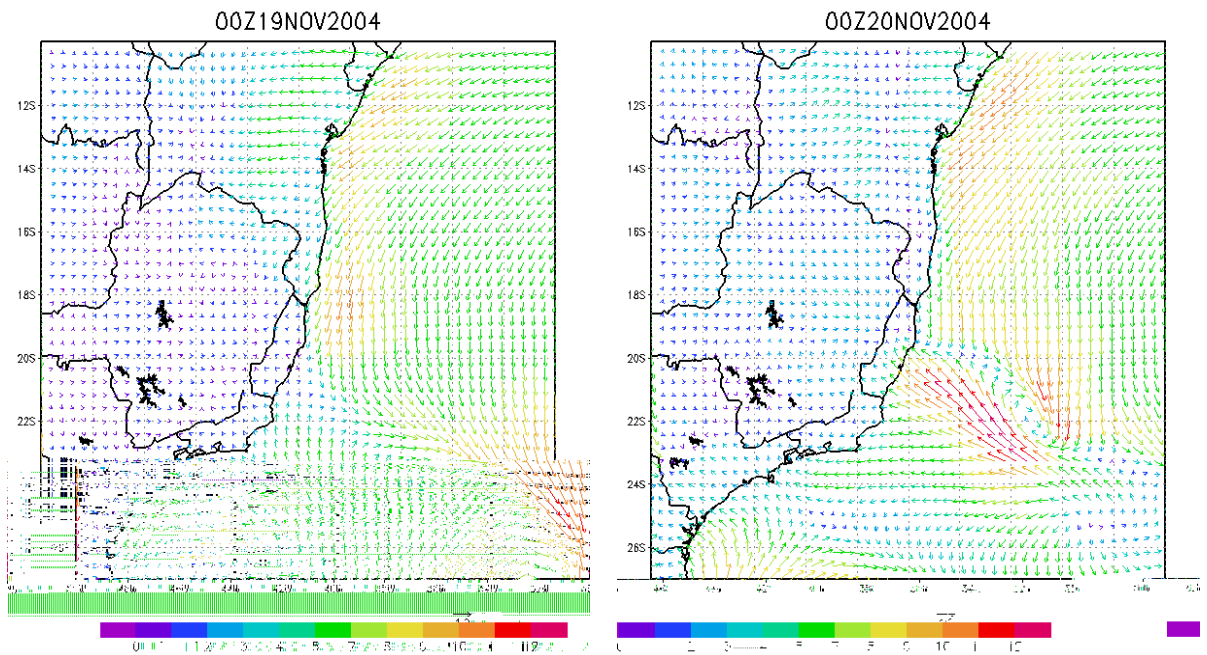


Figura 12 Campos de vento a 10 m (em m/s) para os dias 19 e 20 de Novembro de 2004.  
 Fonte: Análise do GFS / NCEP.

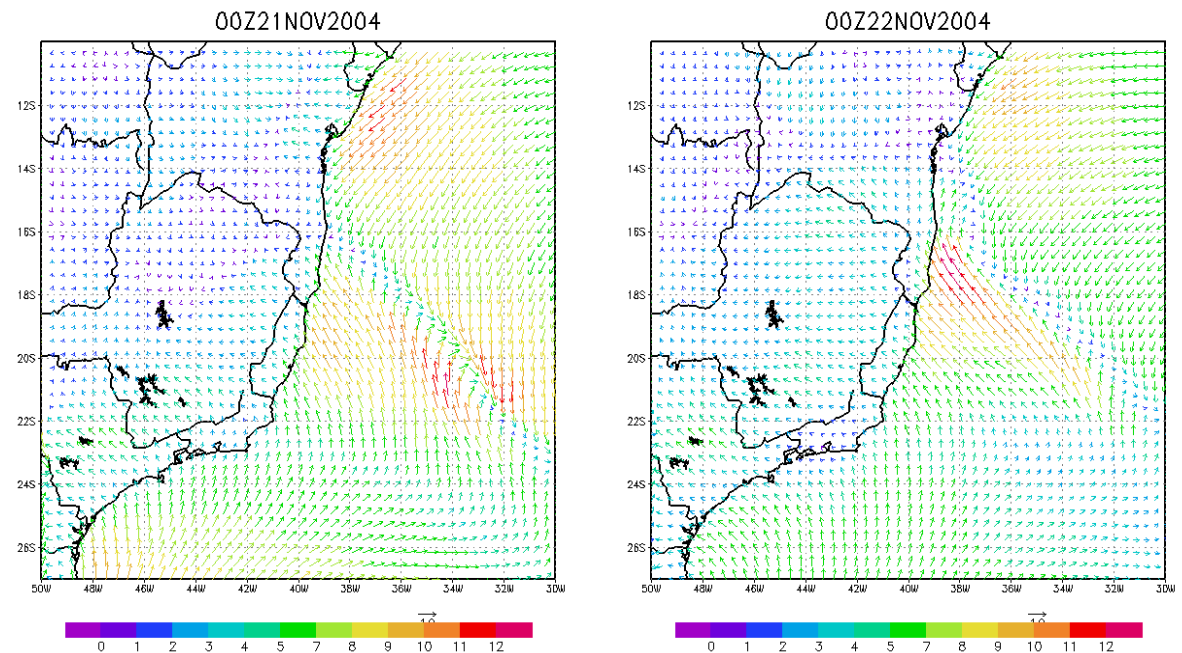


Figura 13 Campos de vento a 10 m (em m/s) para os dias 21 e 22 de Novembro de 2004.  
 Fonte: Análise do GFS / NCEP.

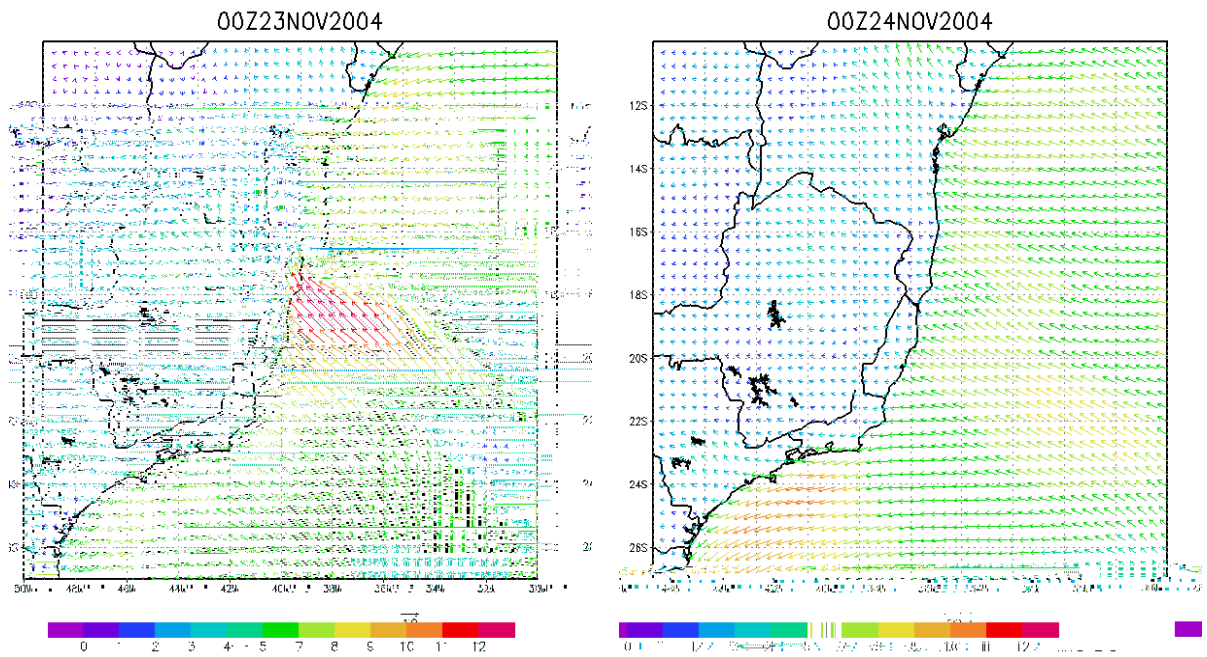


Figura 14 Campos de vento a 10 m (em m/s) para os dias 23 e 24 de Novembro de 2004.  
 Fonte: Análise do GFS / NCEP.

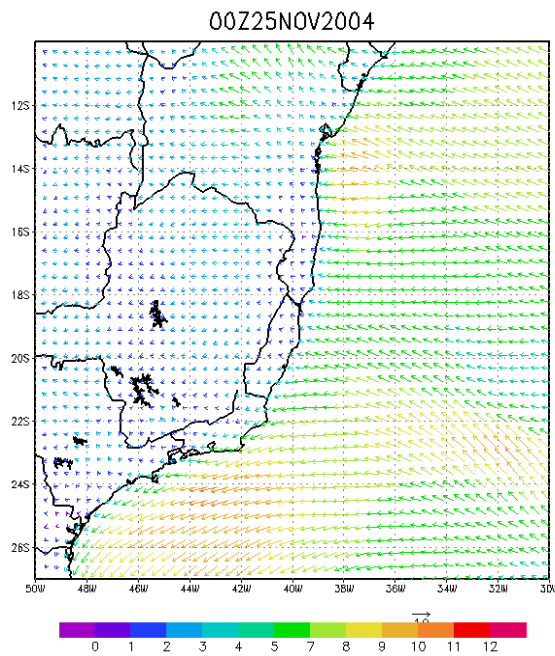


Figura 15 Campos de vento a 10 m (em m/s) para o dia 25 de Novembro de 2004.  
 Fonte: Análise do GFS / NCEP.

## Simulação I – Caso Controle

Para esta simulação o modelo foi configurado conforme descrição prévia, sem adotar nenhuma parametrização para a radiação solar, neste caso não existe troca de calor com a atmosfera e a temperatura é alterada somente pelo processo de advecção.

## Simulação II

Neste caso foi acrescentada a condição de radiação solar. Para isso foi utilizado um valor constante estimado para a latitude de aproximadamente 20°S, para o mês de novembro, de 280 W/m<sup>2</sup> (PEIXOTO E OORT, 1992). Nota-se que este valor é baixo comparado aos dados obtidos através do Projeto Reanálises, utilizados para as simulações seguintes. A este valor foi atribuído um filtro, representado por uma função que varia entre zero e um e faz com que o máximo de radiação incidente seja encontrado durante o dia, e durante a noite não haja incidência de radiação. Essa função pode ser observada na Figura 16. Observam-se vinte e nove máximos, correspondentes ao total de dias da simulação.

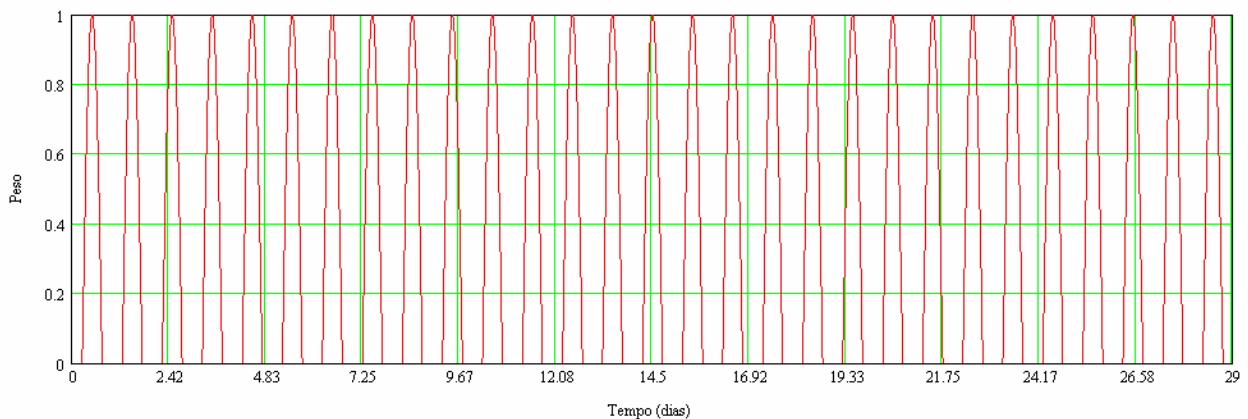


Figura 16 Função peso atribuída ao valor de radiação utilizado para os 29 dias de simulação (em dias).

Para que o movimento tenda ao equilíbrio termodinâmico, o mesmo valor de radiação e função peso atribuída a este, foi utilizado para representar a perda de calor através de fluxos de superfície para a atmosfera. No POM é necessário que haja esse tipo de especificação, caso contrário o calor só sai da região modelada por advecção.

### **Simulação III**

Para a condição de radiação solar, nesta simulação, foram obtidos dados de radiação de onda curta do Projeto Reanálises do NCEP (KALNAY, 1996). Esses dados são resultados das análises de um modelo global e possuem resolução espacial de  $2,5^\circ \times 2,5^\circ$  e resolução temporal de quatro vezes ao dia. Dessa forma, esses valores foram interpolados no espaço e no tempo, para o POM.

Uma análise dos dados utilizados, obtidos do Projeto Reanálises pode ser observada a seguir, com o intuito de verificar a validade destes. Os campos de radiação de onda curta foram comparados às imagens de satélite, obtidas para todo o mês de Novembro de 2004 do Centro de Previsão do Tempo e Estudos Climáticos (CPTEC). Três datas foram selecionadas para esta comparação, as quais representam dias com diferentes estados da atmosfera. A Figura 17 representa uma imagem do satélite GOES-12 para o dia 13/11/2004 para as 06Z. Observa-se a partir desta a presença de um sistema frontal, bem caracterizado por uma banda contínua e bem organizada de nebulosidade sobre a região entre o Rio de Janeiro e Espírito Santo, se estendendo desde o continente até o oceano. Comparando esta imagem ao campo de radiação de onda curta para o mesmo dia e mesmo horário, observa-se que este sistema frontal foi representado neste campo (Figura 18). Vale destacar que o horário de 6Z apresentado na figura apresenta valores elevados de radiação de onda curta esperado para esse horário. O modelo utilizado para gerar as Reanálises gera resultados a cada 6 horas, por isto é realizada uma interpolação linear nos intervalos onde não há resultado gerado pelo modelo. Dessa forma, são encontrados valores não esperados em alguns horários no período da manhã e no período da noite.



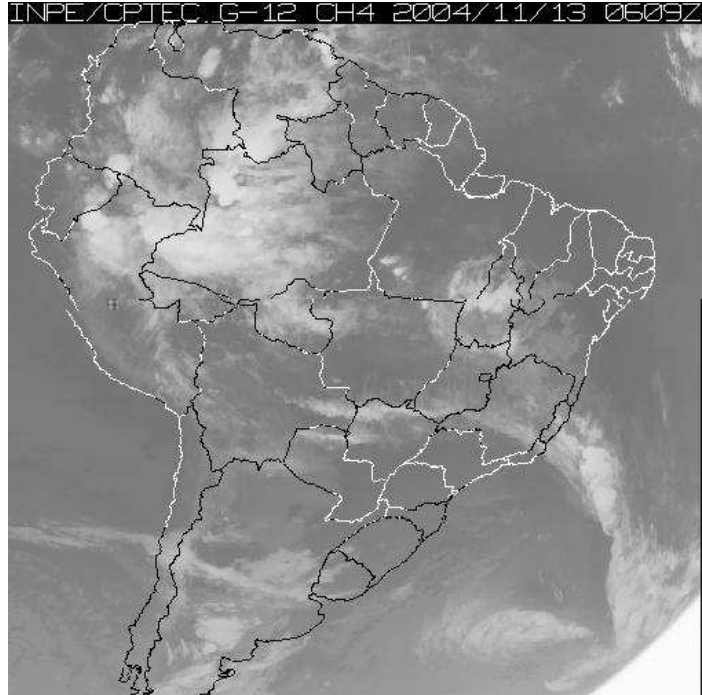


Figura 17 Imagem do Satélite GOES-12 do dia 13/11/2004 às 06Z.  
FONTE: CPTEC / INPE.

Radiação de onda curta ( $w/m^2$ ) – 13/11/04 (6Z)

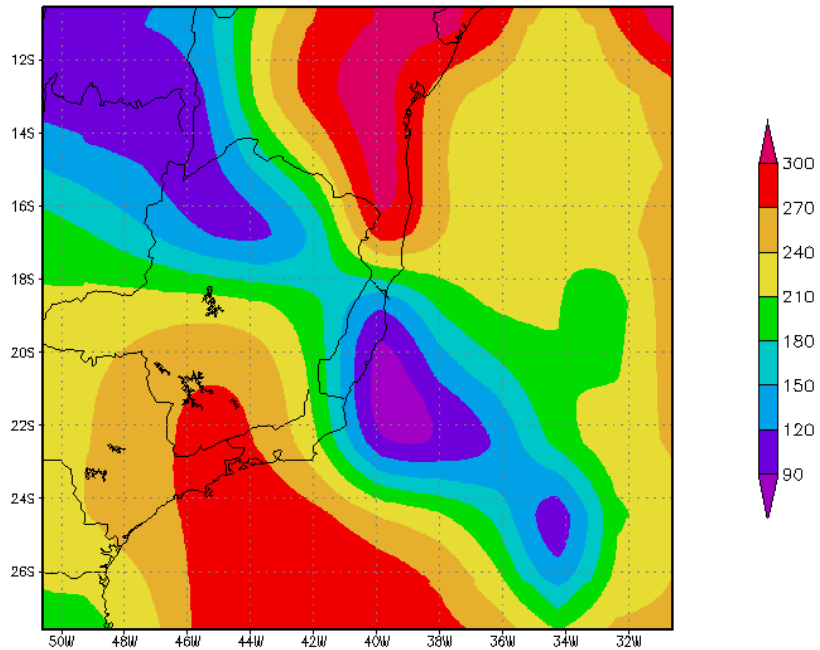


Figura 18 Radiação de onda curta para o dia 13/11/04 às 06Z. A escala de cores representa a intensidade da radiação solar em  $W/m^2$ .

A Figura 19 representa uma imagem do satélite GOES-12 para o dia 14/11/2004 às 12Z. A partir desta imagem observa-se que a frente fria deslocou-se para o oceano. Na direção da costa do Rio de Janeiro, não há a presença de nebulosidade. De acordo com a imagem, a radiação de onda curta para o mesmo dia e horário pode ser observada na Figura 20. Observa-se que o campo de radiação apresenta-se de acordo com a imagem de satélite.

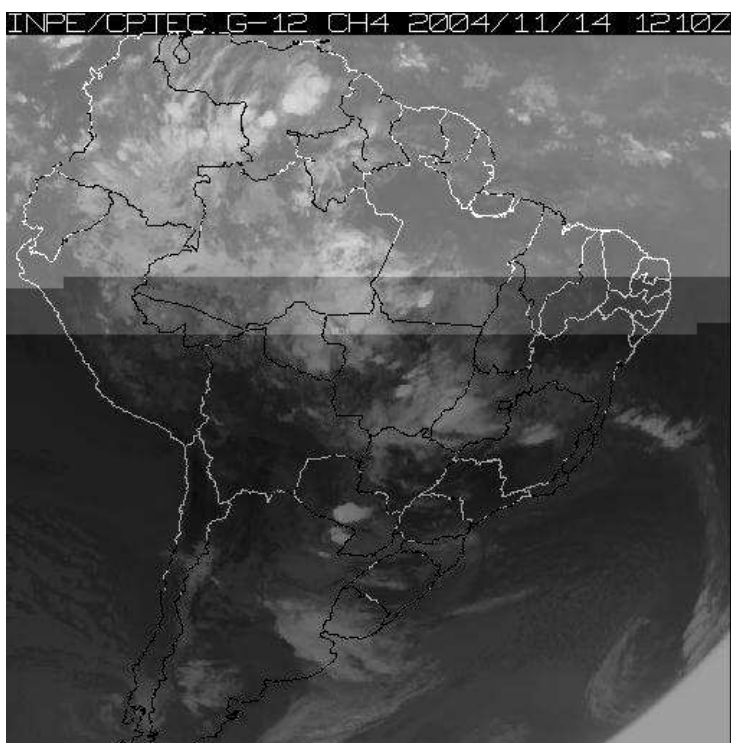


Figura 19 Imagem do Satélite GOES-12 do dia 14/11/2004 às 012Z.

FONTE: CPTEC / INPE.

Radiação onda curta (w/m<sup>2</sup>) – 14/11/04 (12Z)

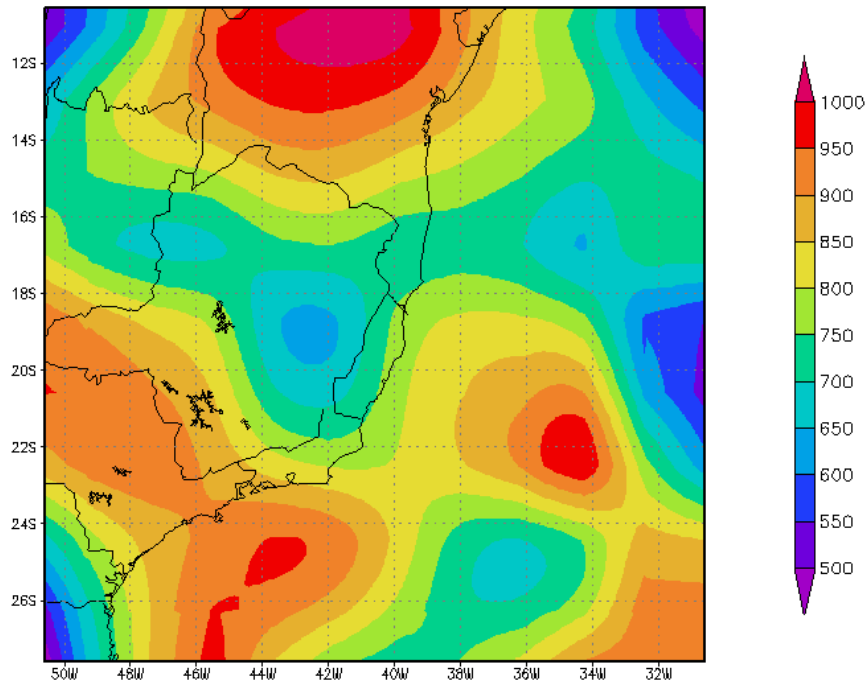


Figura 20 Radiação de onda curta para o dia 14/11/04 às 12Z. A escala de cores representa a intensidade da radiação solar em W/m<sup>2</sup>.

Como os dados do NCEP possuem resolução temporal de seis horas, apenas um horário representa a noite, ou seja, apenas um valor é próximo a zero, que representa o período noturno. Logo, se estes dados fossem utilizados sem que houvesse correção, seria observada radiação solar durante este período. Para corrigir esse problema foi utilizado um novo filtro aplicado aos dados do NCEP, para que estes continuassem com a mesma forma, com o diferencial de que não houvesse incidência de radiação nos horários referentes à noite. Na Figura 21 observa-se os dados obtidos a cada seis horas, em vermelho, e os mesmos interpolados a cada hora, em azul. A partir destas curvas, observa-se que somente a interpolação não seria suficiente para que o horário fosse corrigido e incidência de radiação solar durante a noite iria acontecer. A curva preta representa os dados ajustados pelo filtro criado para tal correção. Pode-se notar que a forma dos dados não foi alterada pela função nos horários onde há incidência de radiação e que esta função corrigiu de forma razoável a entrada da mesma no período noturno. A

Figura 21 apresenta 48 horas, utilizadas como exemplo. A função foi aplicada para toda a simulação.

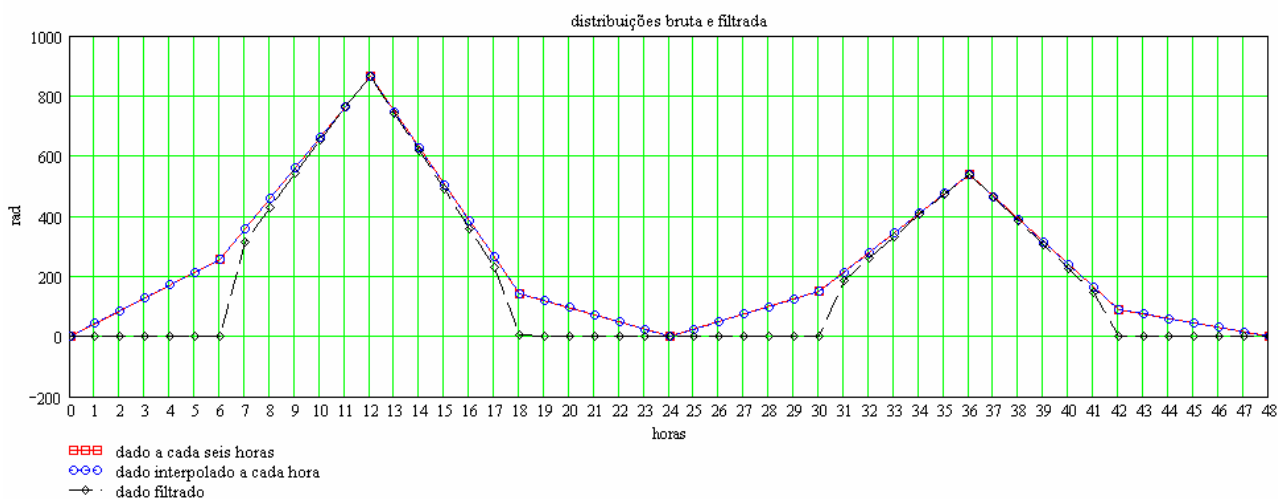


Figura 21 Função peso utilizada para corrigir os dados de radiação de onda curta incidente durante 48 horas.

Entretanto, a perda de calor é realizada apenas pelo processo de advecção, caso não haja especificação de algum fluxo de superfície. Este, por sua vez, não é considerado suficiente para a representação desta perda, uma vez que estejam sendo utilizados dados de incidência de radiação solar. Há, desta forma, um aumento anormal da temperatura nos resultados das simulações. Para incluir a perda de calor foram obtidos valores de fluxo de calor latente obtidos do Projeto Reanálises do NCEP (KALNAY, 1996) para representar essa perda para a atmosfera. O oceano pode manter sua temperatura em condições próximas às normais, aquecendo através da radiação solar e esfriando através das trocas de calor com a atmosfera e pelo processo de advecção.

## Simulação IV

Para esta simulação foi utilizada a mesma fonte de dados de radiação solar, do Projeto Reanálises do NCEP, porém para estimar o fluxo de calor latente foi utilizada uma

parametrização. Os fluxos de calor sensível e radiação de onda longa não foram calculados em nenhuma das simulações.

O calor latente foi estimado a partir da equação:

$$Q_E = L_v \cdot C_E \cdot \rho_{ar} \cdot U \cdot (q_s - q_a) \quad (21)$$

Onde:

$L_v$  é o calor latente de vaporização  $\rightarrow 2,2 \times 10^6 \text{ J / kg}$

$C_E$  é o número de Dalton (constante adimensional)  $\rightarrow 1,5 \times 10^{-3}$

$\rho_{ar}$  é a densidade do ar  $\rightarrow 1 \text{ kg / m}^3$

$U$  é a velocidade do vento a 10 m  $\rightarrow$  Obtido do GFS

$q_a$  é a umidade específica a 10 m  $\rightarrow$  Obtida das Reanálises do NCEP

$q_s$  é a umidade específica próximo a superfície

Para o cálculo da umidade específica,  $q_s$  (que representa a razão entre a massa do vapor d'água e a massa do ar úmido) próxima à superfície do oceano, foi utilizada a razão de mistura  $w_s$  (que representa a razão entre a massa de vapor e a massa de ar seco), apresentada na equação:

$$w_s = \frac{q_s}{1 - q_s} \quad (22)$$

Reescrevendo a equação (22) temos a equação (23).

$$q_s = \frac{w_s}{1 + w_s} \quad (23)$$

Porém  $w_s$  é definida pela expressão (24), dependente da pressão de saturação de vapor  $e_s$ , do raio da molécula de massa d'água para o ar seco  $\varepsilon = 0,622$  e da pressão atmosférica  $p$ .

$$w_s = \frac{\varepsilon.e_s}{p - e_s} \quad (24)$$

Onde  $e_s$  pode ser calculada pela expressão (25):

$$e_s = 6,1078 \left[ 10^{\frac{7,5.t}{237,3+t}} \right] \quad (25)$$

Onde  $e_s$  é expresso em mb e a temperatura em °C.

A partir da formulação descrita acima, a umidade específica próxima à superfície do mar pode ser escrita como apresentada na equação (VIANELLO E ALVES, 1991).

$$q_s = \frac{\left( \frac{\varepsilon.e_s}{p - e_s} \right)}{1 + \left( \frac{\varepsilon.e_s}{p - e_s} \right)} \quad (26)$$

As variáveis necessárias para o cálculo do calor latente, a pressão atmosférica à superfície, a temperatura à superfície e a umidade específica a 10 m foram obtidas do Projeto Reanálises do NCEP (KALNAY, 1996). No entanto, a umidade específica disponível pelo NCEP é calculada a 2 m da superfície. Como não há disponibilidade de dados, especialmente sobre o oceano, esses valores foram utilizados supondo que não haja muita variação da umidade específica sobre o oceano devido ao fato do oceano possuir sua superfície homogênea.

A magnitude do vento foi calculada para uma altura de 10 cm da superfície a partir do vento à superfície obtido do GFS. Já a temperatura à superfície utilizada no cálculo da pressão de saturação de vapor foi estimada a partir de uma interpolação linear entre a temperatura da primeira camada do oceano calculada no POM e a temperatura do ar a 10 m obtida do NCEP. Com isso foi estimado um valor de temperatura do ar a 10 cm da superfície do oceano.

## Simulação V

Para a última simulação foram utilizadas as mesmas formulações e fonte de dados da simulação IV para a estimativa do calor latente e para a radiação de onda curta. Neste caso, para um melhor ajuste dos coeficientes de atenuação utilizados na equação proposta por PAULSON E SIMPSON (1977) para a região de estudo foram utilizados dados de irradiância submarina obtidos no Instituto de Estudos do Mar Almirante Paulo Moreira (IEAPM). Esses dados foram coletados através da utilização de um sensor Licor, tipo LI-1905A da Quantum Sensor Li-Cor, inc, durante cinco dias do mês de janeiro do ano de 2003 (13/01/03, 14/01/03, 15/01/03, 16/01/03 e 17/01/03), na latitude de  $22^{\circ}00'57''S$  e longitude de  $42^{\circ}00'09''W$ . Este ponto está localizado nas proximidades da cidade de Arraial do Cabo no litoral do Estado do Rio de Janeiro.

A irradiância (normalizada) em relação a profundidade pode ser observada na Figura 22. Nota-se que em geral, em até aproximadamente 10 m de profundidade quase 80% da radiação que chega é absorvida, conforme descrito na literatura. Pode-se observar que existe uma diferença entre as curvas apresentadas. Em regiões costeiras é esperado que haja esse tipo de comportamento, já que a variabilidade das características da água presentes é grande e pode ocorrer de um dia para o outro, através dos processos de mistura que podem ocorrer. A linha preta, na Figura 22, corresponde ao tipo de água **Ia** proposto por JERLOV (1968, 1976), com os coeficientes ajustados por PAULSON E SIMPSON (1977) utilizado no POM para representar a região de estudo. Observa-se que todos os dias apresentaram um comportamento semelhante, a menos do dia 15/01/03, onde supostamente a água deveria estar mais clara e por isso chega mais energia em camadas mais fundas.

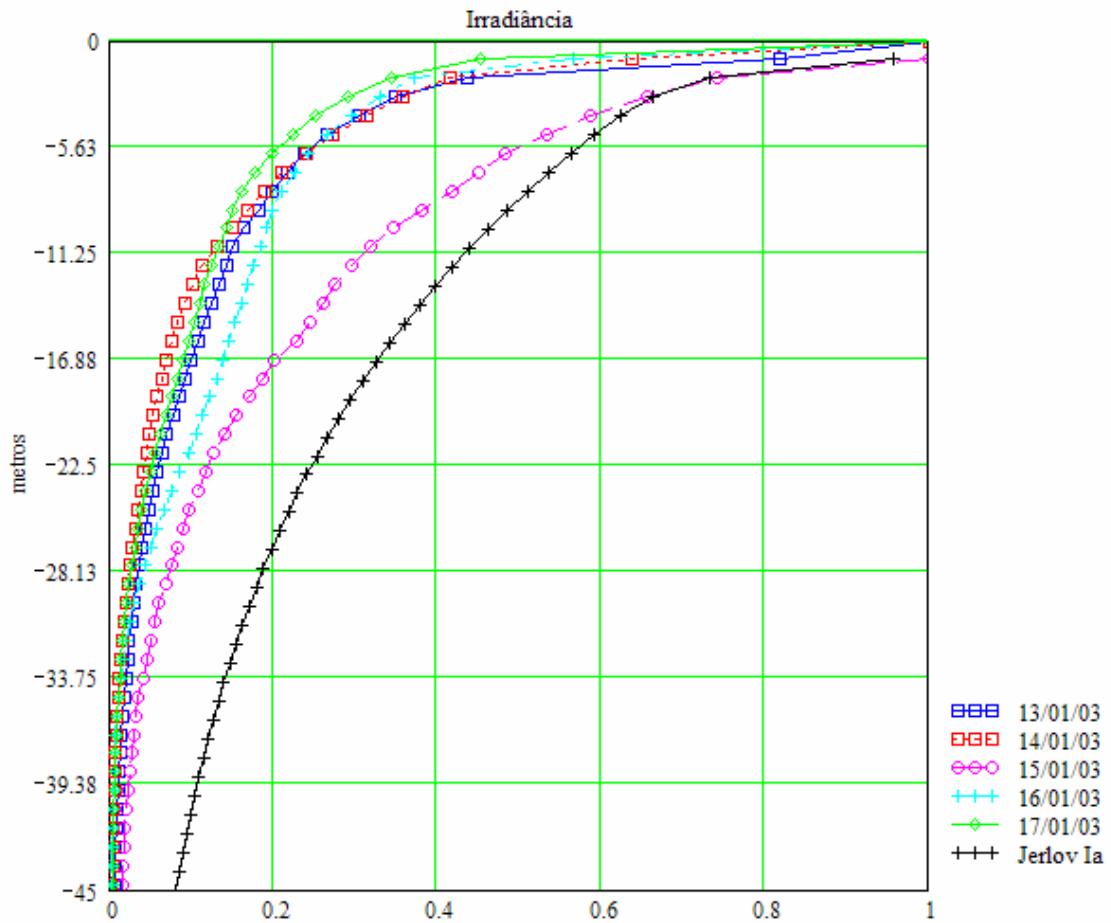


Figura 22 Irradiância (normalizada) medida no ponto de medição situado na latitude de  $22^{\circ}00'57''S$  e longitude de  $42^{\circ}00'09''W$ , em relação à profundidade (em metros).

Para a identificação das massas d'água presentes no local de medição dos dados, foi produzido um diagrama T - S a partir dos dados de temperatura e salinidade coletados juntamente com os valores de irradiância. Esse diagrama pode ser observado na Figura 23. De acordo com a definição das massas d'água descrita no capítulo 2, foram separados os tipos de massa d'água presentes durante os dias de medição. Observa-se que a maioria dos dados contém ACAS, massa d'água característica de profundidades mais altas, que possui como característica a baixa temperatura e elevada turbidez. Esse fato sugere a presença de ressurgência costeira, fenômeno também característico desta região. Em segundo lugar, a maior quantidade dos dados são definidos pela presença de



ACAS misturada com AC, enfatizando a presença da ressurgência. Alguns valores ainda podem ser observados com características de AC misturadas com AT e com característica apenas de AC. Observa-se ainda, que não foram observados valores com características de ACAS misturada com AT e somente AT.

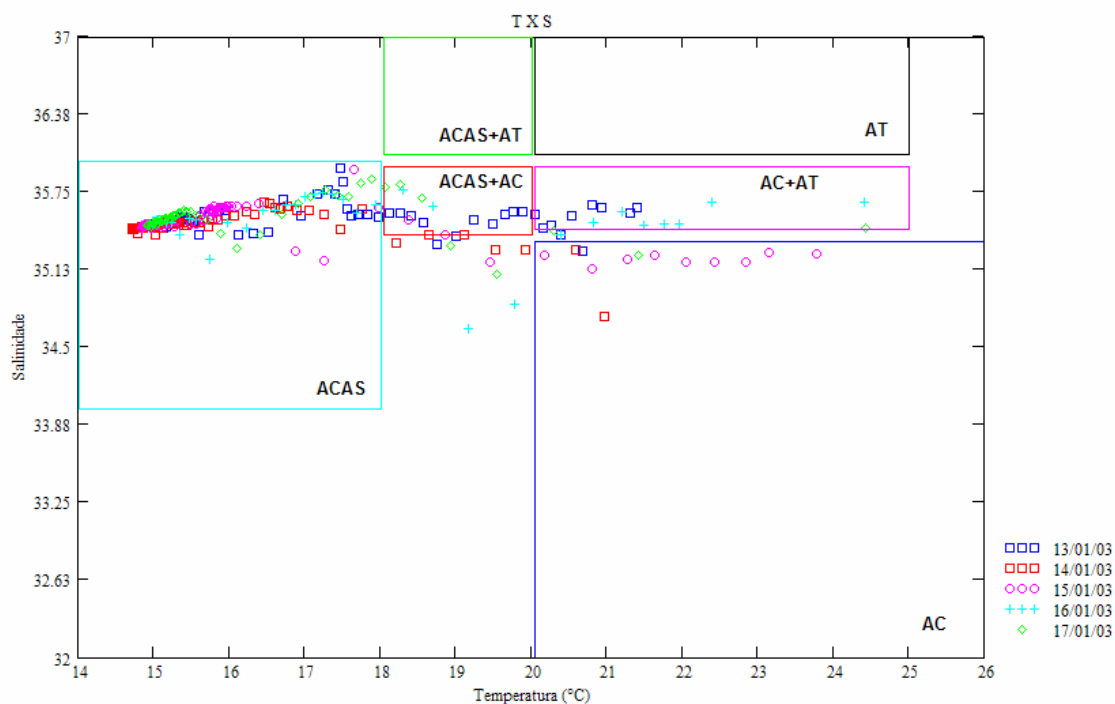


Figura 23 Diagrama T X S do ponto de medição situado na latitude de 22° 00' 57'' S e longitude de 42° 00' 09'' W.

Na Figura 24 observa-se o perfil de temperatura de acordo com a profundidade do local de coleta dos dados de irradiância. Nota-se que os perfis são diferentes até atingirem a profundidade de aproximadamente 40 m, onde estes a partir daí tendem a ficar semelhantes. O dia 13/01/03 é o que mais se destaca por apresentar temperaturas mais quentes em maiores profundidades até atingir o padrão. Os dias 14/01/03 e 17/01/03 apresentam comportamento parecido, o que também ocorre com os dias 15/01/03 e 16/01/03.

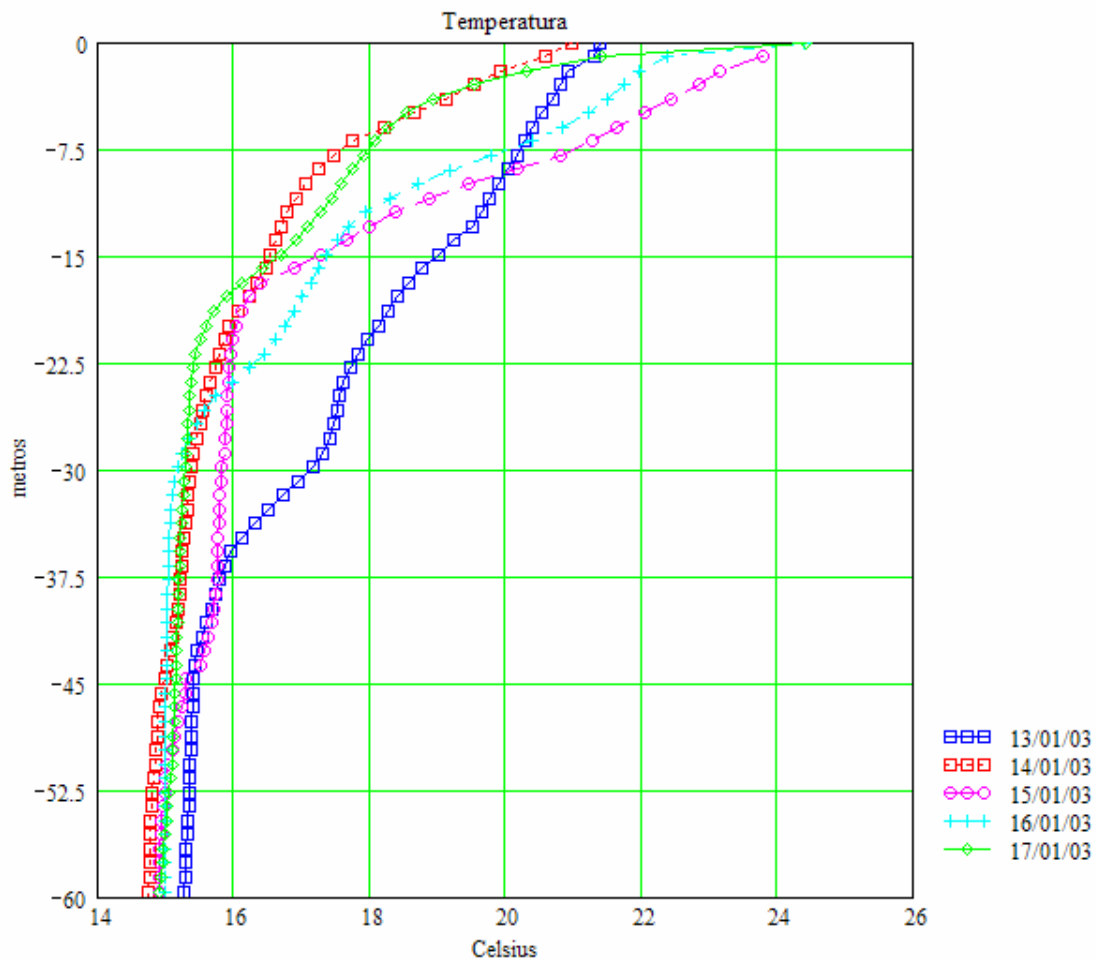


Figura 24 Temperatura (°C) medida no ponto de medição situado na latitude de 22° 00' 57" S e longitude de 42° 00' 09" W, em relação a profundidade (m).

Os coeficientes de atenuação foram determinados para cada dia de medição dos dados de irradiância através da técnica de mínimos quadrados, aplicada a equação proposta por JERLOV (1968, 1976), apresentada na descrição do modelo, na equação (20).

Nessa equação, o primeiro termo, referente ao coeficiente de atenuação  $\zeta_1^{-1}$  está associado a profundidades de até 10 m. Já o segundo termo, referente ao coeficiente de atenuação  $\zeta_2^{-1}$ , está associado a profundidade maiores do que 10 m. O ajuste por mínimos quadrados foi aplicado na segunda parte da equação e a partir disto foram

obtidos valores para  $\zeta 2^{-1}$  e R. O segundo passo foi reescrever a equação (20), que é apresentada na forma da equação (27) e calcular valores para  $\zeta 1^{-1}$ , a partir dos quais foi realizado uma média para cada um dos dias de medição.

$$\frac{I}{I_0} - (1 - R).e^{\frac{z}{\zeta 2}} = R.e^{\frac{z}{\zeta 1}} \quad (27)$$

Os resultados podem ser observados na Tabela 7. Nesta tabela foram apresentados os valores dos coeficientes de atenuação e os valores de R para cada dia de medição. Esses valores, associados aos tipos de massas d'água definidos a partir dos valores de temperatura e salinidade foram implementados no POM para onde fossem encontradas tais características. Em locais em que estes padrões definidos não foram encontrados, a água do tipo **1a** foi utilizada. Os valores encontrados estão de acordo com os perfis de irradiância apresentados na Figura 22. Quanto maior o inverso do coeficiente de atenuação maior quantidade de energia chega a profundidades maiores. Este fato pode ser comprovado a partir da análise do dia 15/01/03, o qual apresenta o maior coeficiente para profundidades de até 10 m. O comportamento do coeficiente associado a maiores profundidades é menos variável, o que também pode ser relacionado às águas profundas possuírem características mais semelhantes e estarem menos sujeitas a misturas referentes a algum tipo de fenômeno transiente.

Tabela 7 Coeficientes de atenuação obtidos a partir dos dados de irradiância medidos.

Data	$\zeta 1^{-1}$	$\zeta 2^{-1}$	R
13/01/03	3,116	7,953	0,972
14/01/03	2,669	7,463	0,968
15/01/03	8,041	9,558	0,989
16/01/03	2,653	5,622	0,975
17/01/03	2,837	7,518	0,26

Comparando os valores encontrados para os coeficientes de atenuação para a região de estudo deste trabalho, no Atlântico Sul, com os obtidos por PAULSON & SIMPSON (1977) para a região do Pacífico Norte, que foram apresentados na Tabela 2, nota-se que a maior diferença ocorre no coeficiente  $\zeta_1^{-1}$ , que é calculado para baixas profundidades. O local de medição dos autores citados encontra-se em águas oceânicas longe da costa e por isso tendem a variar menos.

## **6. Resultados**

Com base na metodologia proposta, os resultados foram comentados no sentido de demonstrar a evolução das simulações a partir das diferentes parametrizações e

0.01. Já a partir do gráfico inferior à esquerda, que representa o transporte de calor na fronteira Norte (linha azul) e o transporte na fronteira Sul (em vermelho). Observa-se que na fronteira Norte há a perda de calor, uma vez que apresentam valores positivos, contrário ao sentido definido positivo. Este transporte pode estar associado à localização da bifurcação da Corrente Equatorial, onde parte segue para o Sul como CB e parte segue rumo ao Norte. Esta localização é equivalente à latitude limite superior da grade do

A Figura 26 é análoga a Figura 25 para a simulação **V**, a menos da utilização de uma parametrização para o fluxo de calor latente que utiliza a temperatura de superfície do POM e os valores de radiação de onda curta foram obtidos do NCEP. O intuito desta figura é apresentar sua tendência e mostrar que o modelo se apresentou sensível às condições impostas, tendo o caso controle como base de comparação. Observa-se a partir do gráfico de temperatura que esta tende a aumentar, a mesma ordem de grandeza do caso anterior.

É importante ressaltar que estas curvas apresentadas nestes gráficos apresentam uma tendência. Para avaliar melhor os resultados seria necessário que as simulações tivessem maior duração.

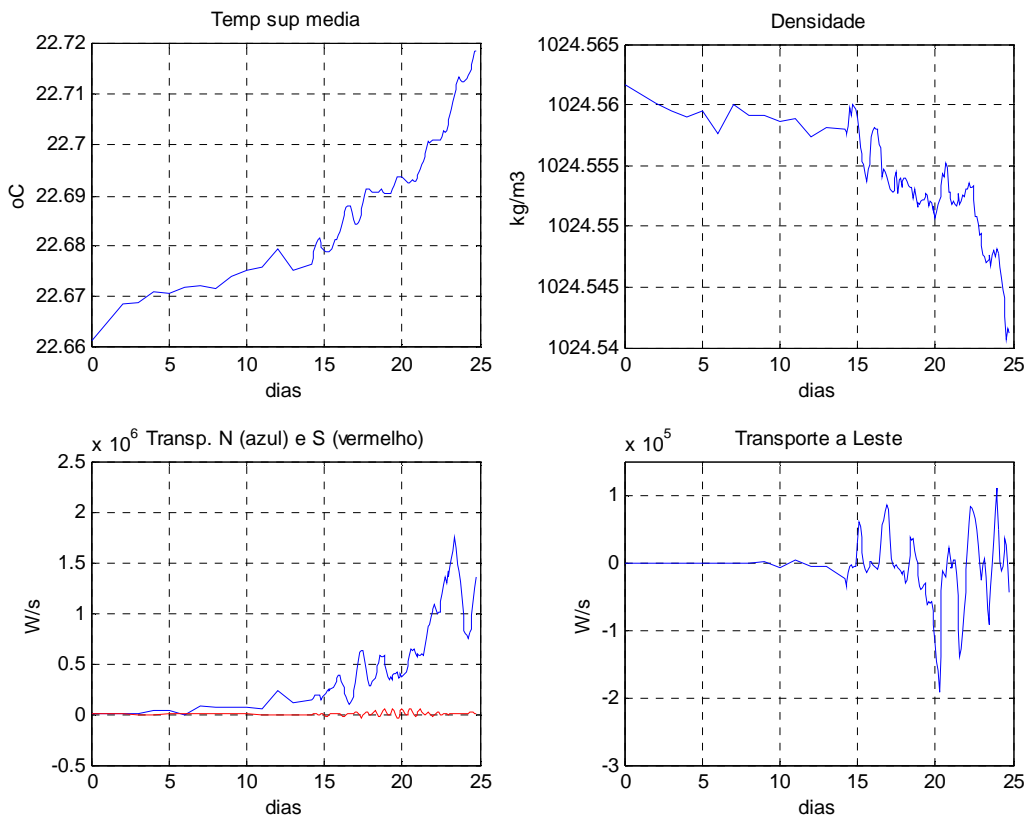
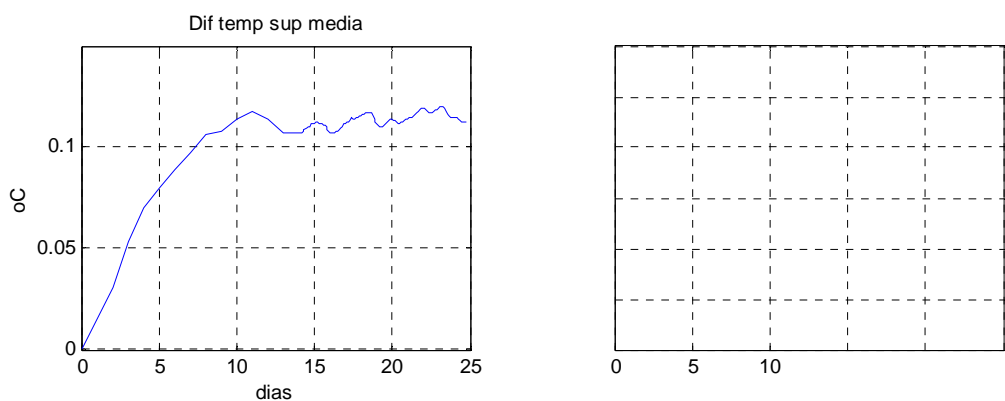


Figura 26 Resultados obtidos a partir da simulação **V** - Temperatura média a superfície (°C), densidade calculada para a primeira camada (kg/m<sup>3</sup>), transporte nas fronteiras Norte (linha azul) e Sul (linha vermelha) (W/s) e transporte na fronteira Leste (W/s).

Na Figura 27 é apresentada a diferença entre a simulação II, que foi realizada adotando-se um valor constante de radiação associado a um filtro, e a simulação I. A partir da análise destes gráficos observa-se que o modelo foi sensível a parametrização da radiação de onda curta, onde a tendência da temperatura é aumentar com o tempo. Essa variação de temperatura e densidade gera diferença nos transportes em todas as fronteiras.





com a utilização do calor latente como mecanismo de perda de calor para a atmosfera. Nota-se ainda no gráfico de temperatura diminuição nos valores deste parâmetro aproximadamente a partir do dia 13. Este fato está relacionado com a passagem de um sistema frontal no dia 13 e outro no dia 17. O gráfico de densidade apresenta consistência com o de temperatura, uma vez que a densidade tende a aumentar quando a temperatura tende a diminuir, embora esta relação não seja linear e dependa de outros parâmetros.

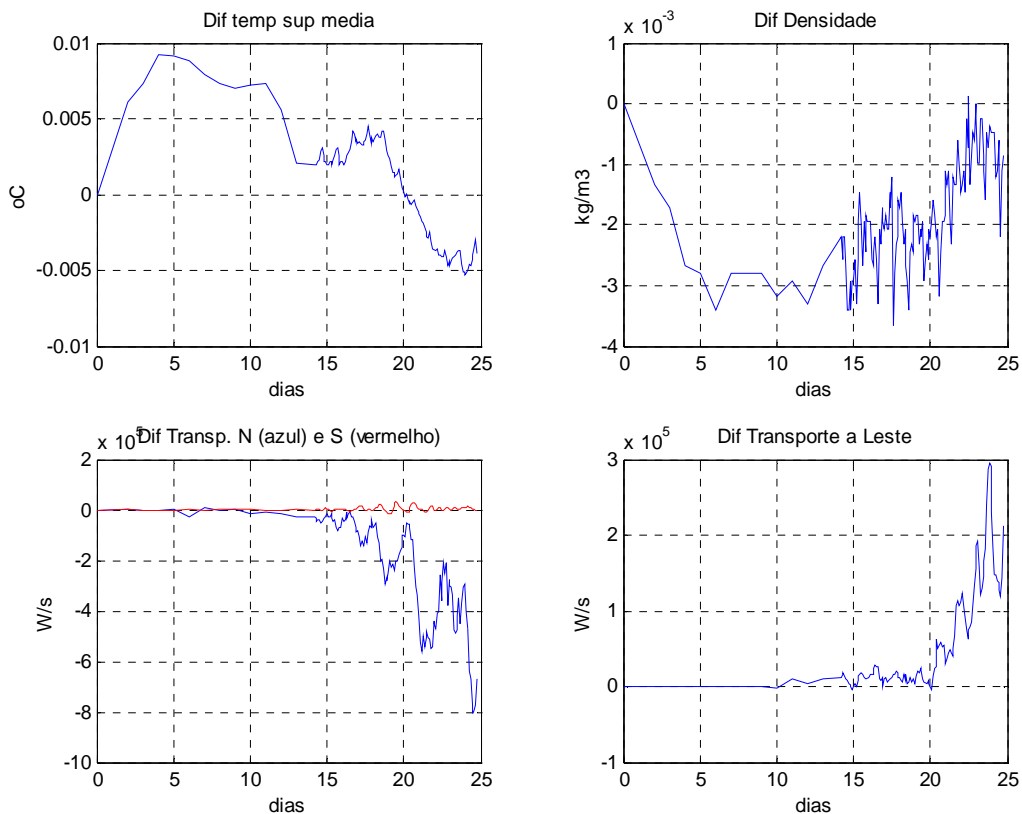


Figura 28 Diferença entre a temperatura média da superfície ( $^{\circ}\text{C}$ ), densidade ( $\text{kg}/\text{m}^3$ ), transporte de calor nas fronteiras Norte (linha azul) e Sul (linha vermelha) ( $\text{W}/\text{s}$ ) e transporte de calor na fronteira Leste ( $\text{W}/\text{s}$ ) entre as simulações III e I.

A Figura 29 representa a diferença entre a simulação IV, realizada com a parametrização do calor latente e o caso controle (simulação I). Observa-se a partir do gráfico de temperatura que as frentes frias que passaram sobre a região por volta do dia

13 e 17 puderam ser identificadas, à medida que são observadas quedas de temperatura associadas à estes dias. A densidade e os transportes de calor em todas as fronteiras apresentaram tendências semelhantes às apresentadas na Figura 28. Esse padrão é esperado, uma vez que as simulações III e IV são bastante semelhantes, a menos da parametrização do calor latente.

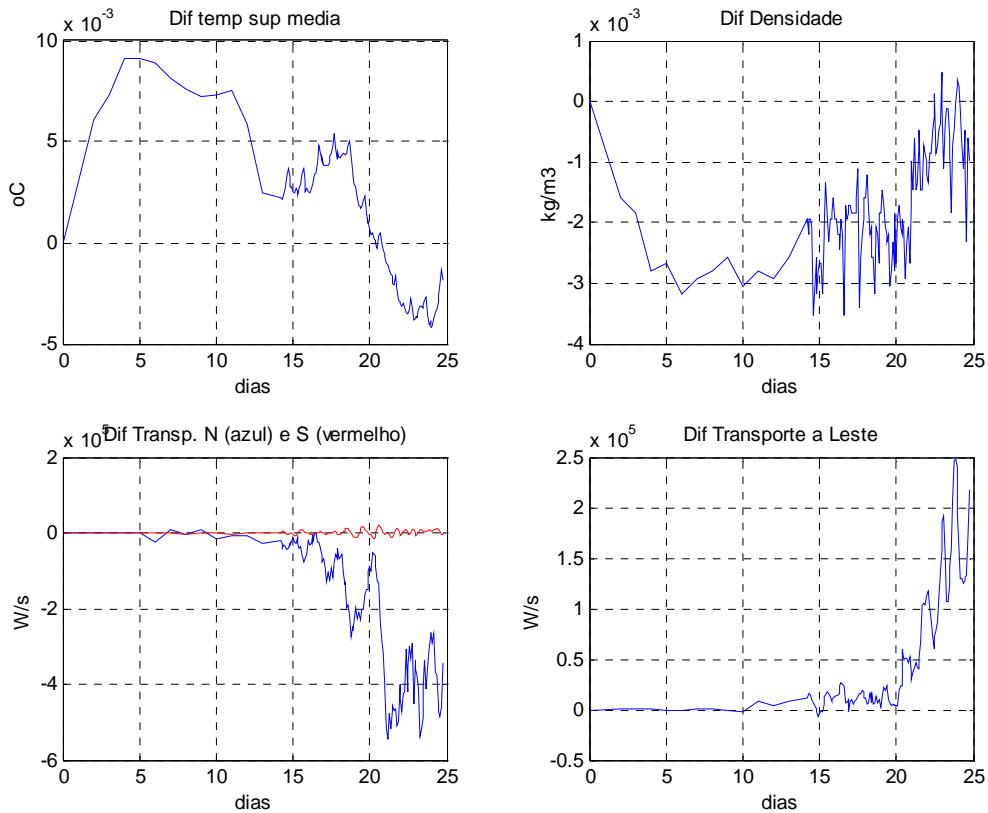
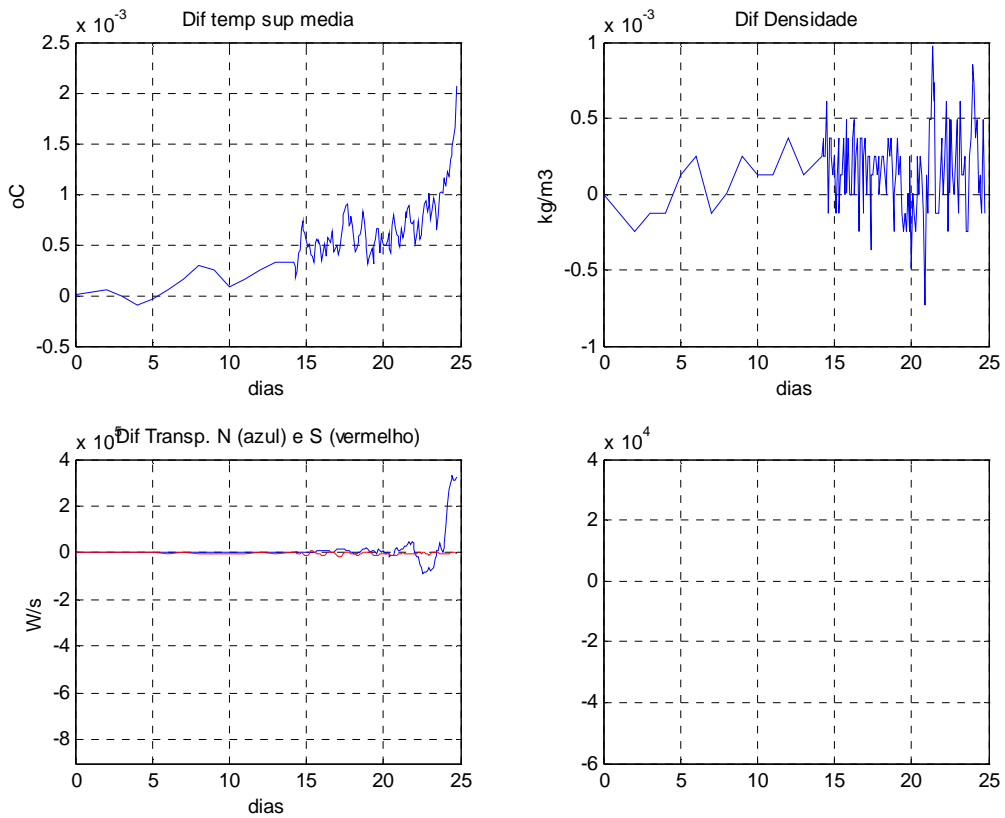


Figura 29 Diferença entre a temperatura média da superfície ( $^{\circ}\text{C}$ ), densidade ( $\text{kg}/\text{m}^3$ ), transporte de calor nas fronteiras Norte (linha azul) e Sul (linha vermelha) ( $\text{W}/\text{s}$ ) e transporte de calor na fronteira Leste ( $\text{W}/\text{s}$ ) entre as simulações IV e I.

A | 1984 3399.67 | 1988 3404.67 | 1993 3413.67 | 1998 3351.67 | 2003 3318.67 | 2003 3 8 345200

Reynolds (REYNOLDS, 2002). No caso da parametrização do calor latente na simulação **IV**, além da temperatura do ar obtida do modelo atmosférico, é utilizada a temperatura do mar gerada pelo POM. Com isso observa-se, a partir da curva de temperatura, que a diferença é positiva da ordem de  $10^{-3}$ , o que representa que o modelo é sensível a pequenas alterações na forma de calcular a temperatura. Esse fato se torna importante para a modelagem acoplada, onde para esse cálculo poderá ser utilizada a temperatura do oceano do acoplamento. Nota-se que como está sendo apresentada a diferença entre duas curvas obtidas de simulações com cálculos paramétricos, as variações são pequenas.



A Figura 31 representa a diferença entre as simulações **V** e **IV**, que diferem apenas devido ao ajuste dos coeficientes associados as massas d' água. Nota-se que a diferença entre as temperaturas é muito pequena, da ordem de  $10^{-4}$ , devido à pequena diferença entre a configuração das simulações. Em áreas costeiras espera-se que esta diferença seja maior, uma vez que os coeficientes são ajustados para águas com características destas regiões. Como a temperatura apresentada na Figura 31 representa uma média em toda a área, que é composta em sua maioria por regiões oceânicas não costeiras, a diferença tende a ser bastante pequena. A diferença de densidade encontrada foi zero. Na realidade, estas diferenças são muito pequenas e a equação de estado do POM não possui resolução numérica suficiente para sua representação.

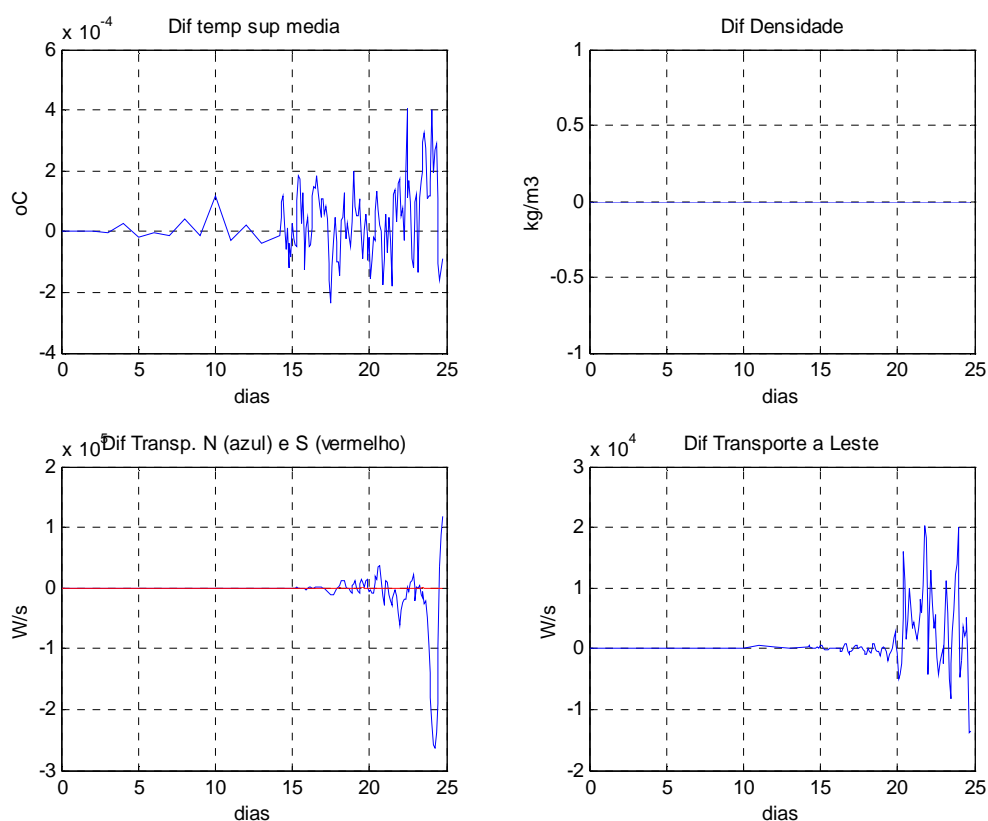


Figura 31 Diferença entre a temperatura média da superfície ( $^{\circ}\text{C}$ ), densidade ( $\text{kg}/\text{m}^3$ ), transporte de calor nas fronteiras Norte (linha azul) e Sul (linha vermelha) ( $\text{W}/\text{s}$ ) e transporte de calor na fronteira Leste ( $\text{W}/\text{s}$ ) entre as simulações **V** e **IV**.

As discussões a serem realizadas a seguir tiveram como base o dia 22/11/04 às 16:00 h (horário local). O interesse neste dia e horário, bem como na área apresentada nas figuras, foi enfatizar a presença do vórtice observado nas proximidades do Cabo de São Tomé (22,5°S de latitude e 40,5°W de longitude) , observado através de imagens de satélite e através da análise de medições de campo realizadas no local.

Na Figura 32, a escala de cores representa a escala (multiplicado por  $10^6$ ) de vorticidade relativa com base na simulação **V** para a primeira camada, referente a 1 m de profundidade. Esta camada foi selecionada para representar as discussões, já que os parâmetros de interesse, como a radiação e o calor latente, influenciam de forma direta esta camada.

A simulação **V** contou com a influência da radiação solar como condição de contorno, bem como a parametrização do calor latente e os ajustes realizados nos coeficientes de atenuação de luz, calculados em função das massas d' água presentes no local de medição de dados de irradiância, utilizados para os ajustes destes. Observa-se na Figura 32, a partir do campo superficial de corrente (vetores) a de tendência de rotação ciclônica no local esperado de ocorrência do vórtice. Tal fato é verificado pela vorticidade negativa sob a região, que está relacionada a giros ciclônicos.

É interessante notar nesta figura que o valor mais alto de vorticidade negativa não está centrado no vórtice, e sim na região frontal da Corrente do Brasil à Norte do Cabo de São Tomé, onde o cisalhamento horizontal se torna forte.

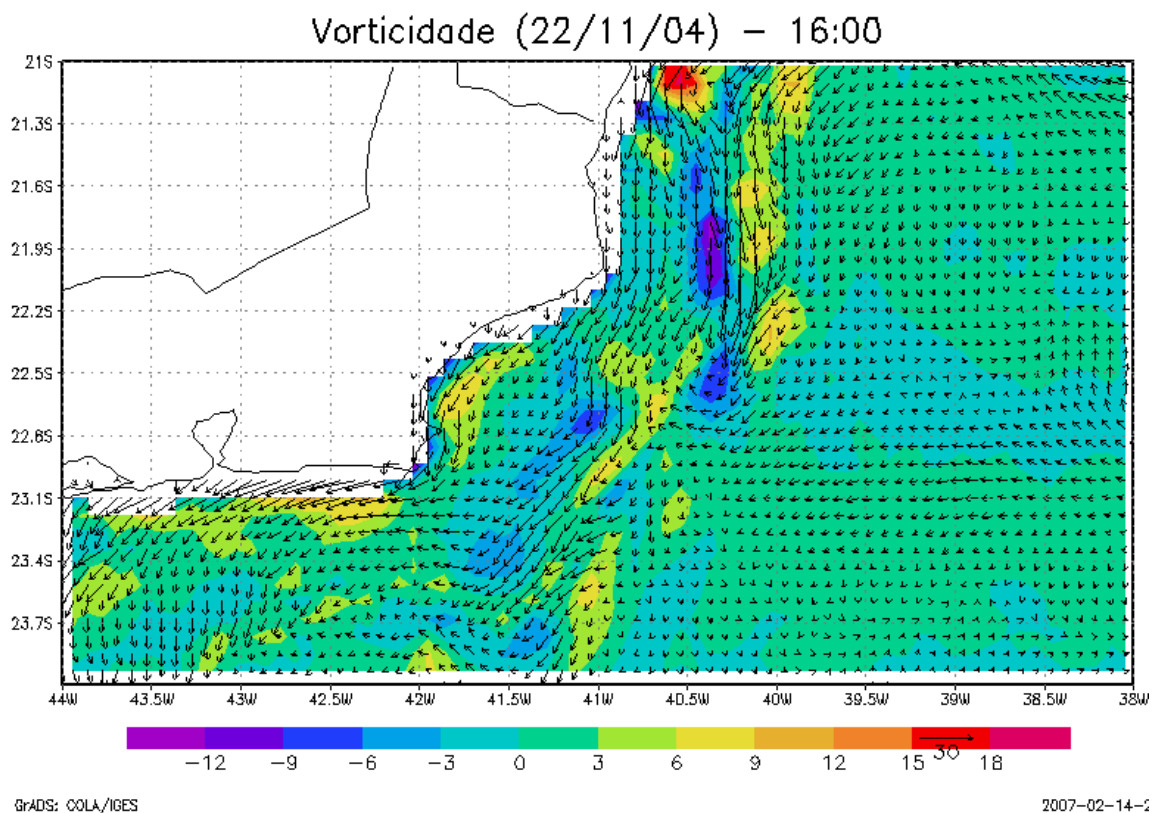


Figura 32 Campo de vorticidade relativa (multiplicada por  $10^{-6}$ ) na escala de cores e corrente superficial (vetores) para o dia 22/11/04 às 16:00 h (horário local). Resultado obtido da simulação **V**.

A Figura 33 representa a diferença de temperatura obtida a partir das simulações **II** e **I** realizadas com o POM. A diferença de temperatura entre as duas simulações era esperada já que a forma com que a radiação foi imposta para os dois casos foi bastante diferente. A perda de calor no modelo, nas duas simulações, foi realizada apenas pelo processo de advecção. Observa-se na Figura 33 que as águas costeiras apresentam maiores diferenças de temperatura. Ou seja, o caso **II** foi mais quente sobre a plataforma continental.

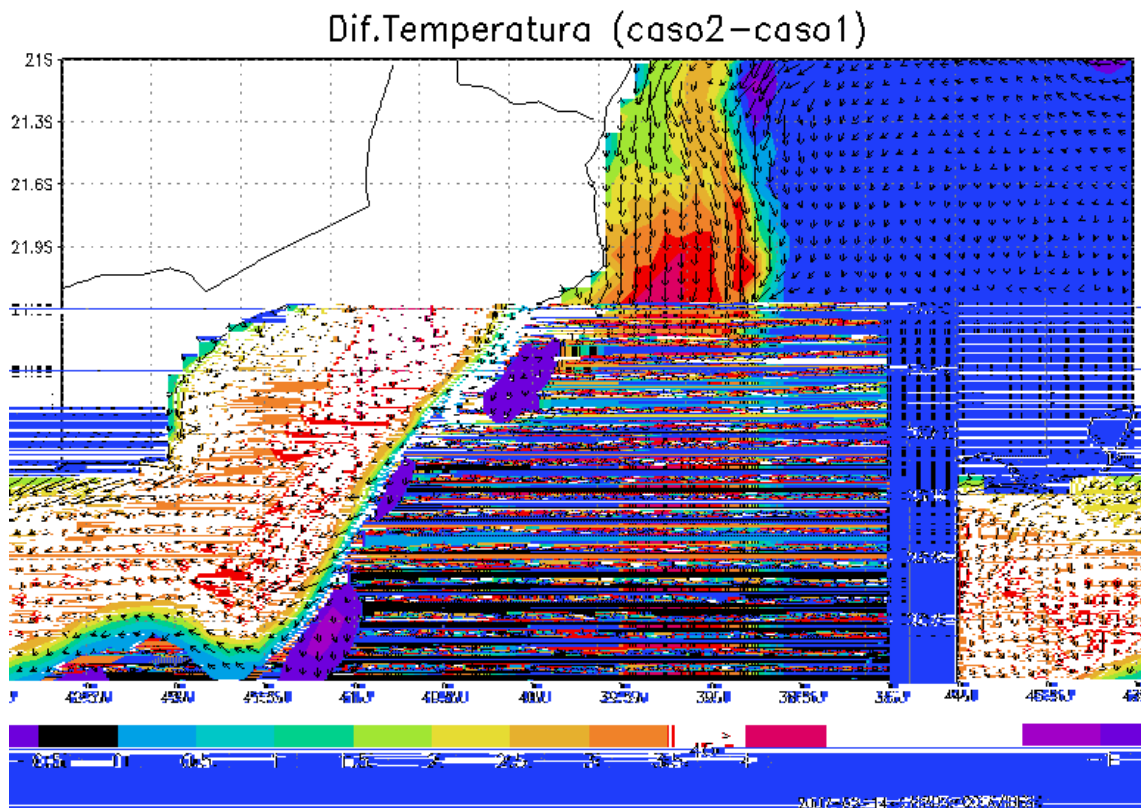


Figura 33 Diferença de temperatura entre a simulação II e a simulação I, para o dia 22/11/04 às 16:00 h (horário local). A escala de cores representa a temperatura (°C) e os vetores a velocidade superficial referente a simulação II.

A Figura 34 representa a diferença de temperatura entre as simulações III e I para o mesmo dia e horário da figura anterior. Esta diferença é menor em relação a Figura 33 já que neste caso, além da imposição de valores de radiação solar, há perda de calor para a atmosfera através do calor latente obtido do NCEP, na simulação III. Observa-se que maiores diferenças continuam sendo nas regiões costeiras.

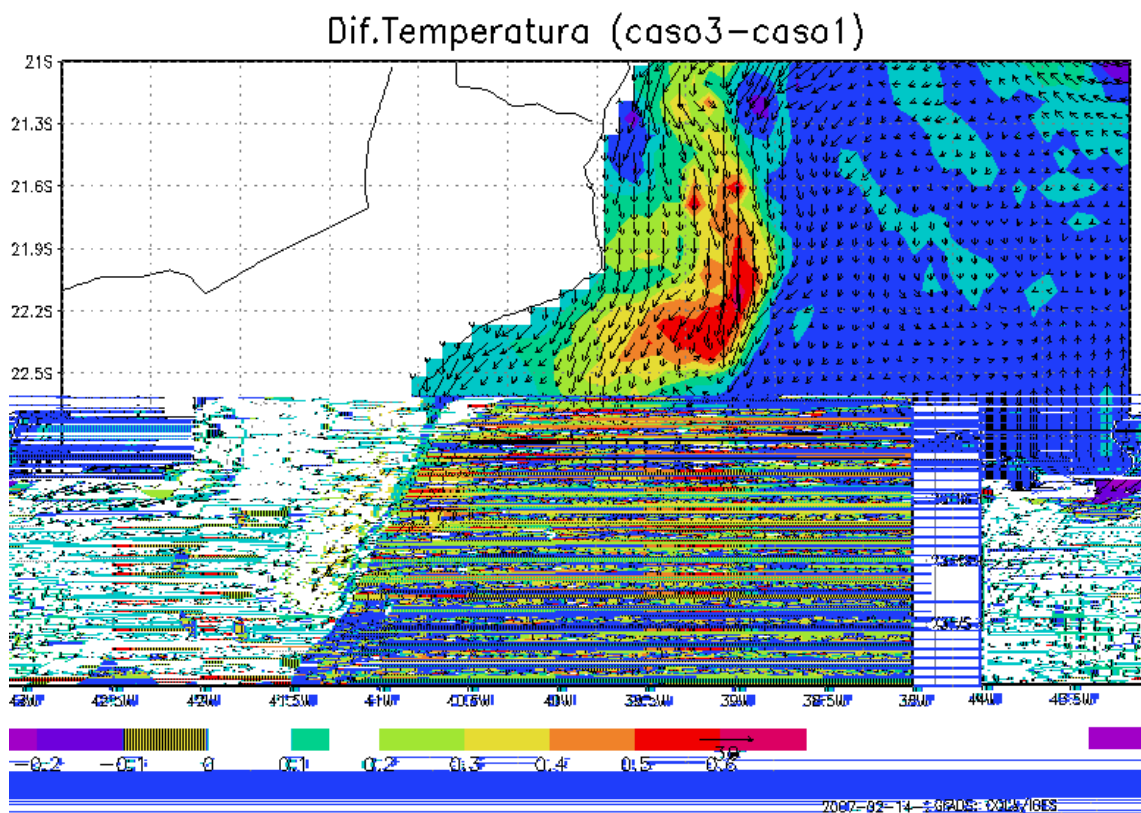


Figura 34 Diferença de temperatura entre a simulação III e a simulação I, para o dia 22/11/04 às 16:00 h (horário local). A escala de cores representa a temperatura (°C) e os vetores a velocidade superficial referente a simulação III.

A Figura 35 representa a diferença de temperaturas entre as simulações IV e I. A partir desta figura, observa-se a diferença maior na região sobre a plataforma continental. Novamente, a causa dessa diferença está na inclusão do tratamento dos processos de aquecimento por radiação.



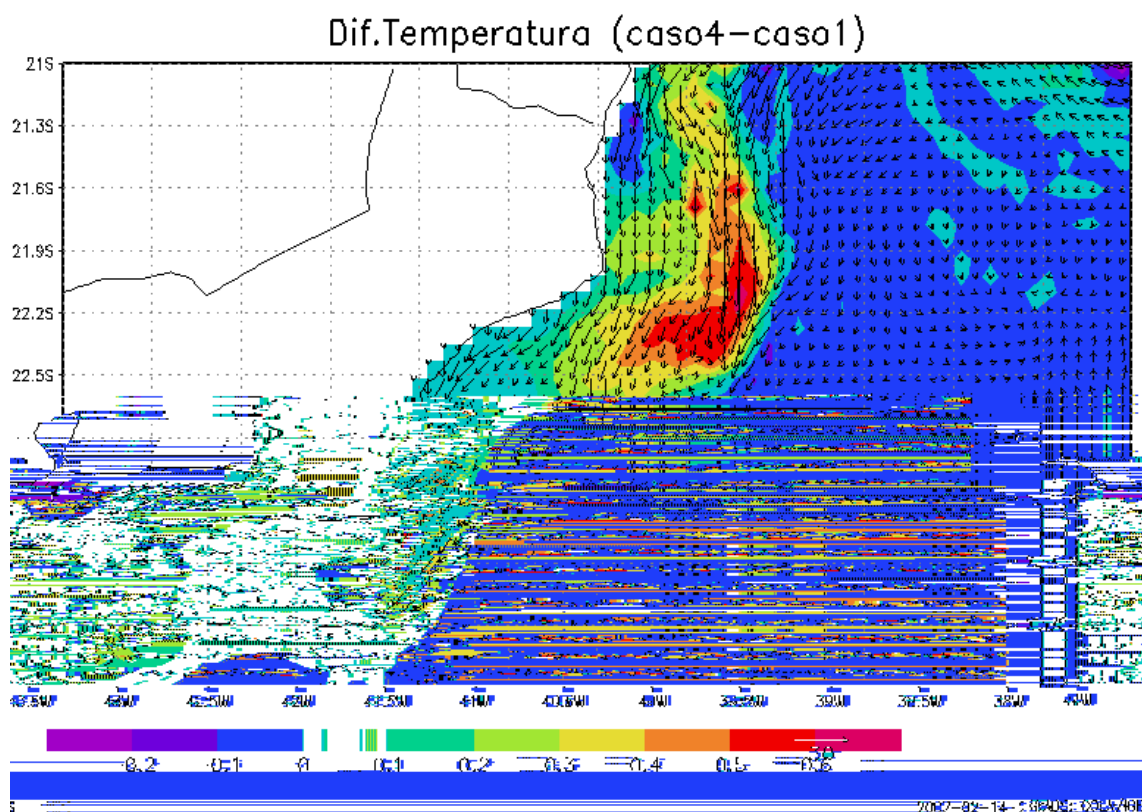


Figura 35 Diferença de temperatura entre a simulação **IV** e a simulação **I**, para o dia 22/11/04 às 16:00 h (horário local). A escala de cores representa a temperatura (°C) e os vetores a velocidade superficial referente a simulação **IV**.

A diferença de temperatura entre as simulações **IV** e **III** é apresentada na Figura 36. Pode-se comprovar que a diferença é muito pequena, da ordem de 0,03 °C. Essas simulações têm parametrizações para ganho de calor por radiação de onda curta e perda através do calor latente, diferindo apenas no tratamento da parametrização do calor latente. É importante ressaltar que na parametrização implementada na simulação **IV**, utiliza-se os dados do NCEP, a menos da temperatura próxima à superfície do mar, que é oriunda do POM.

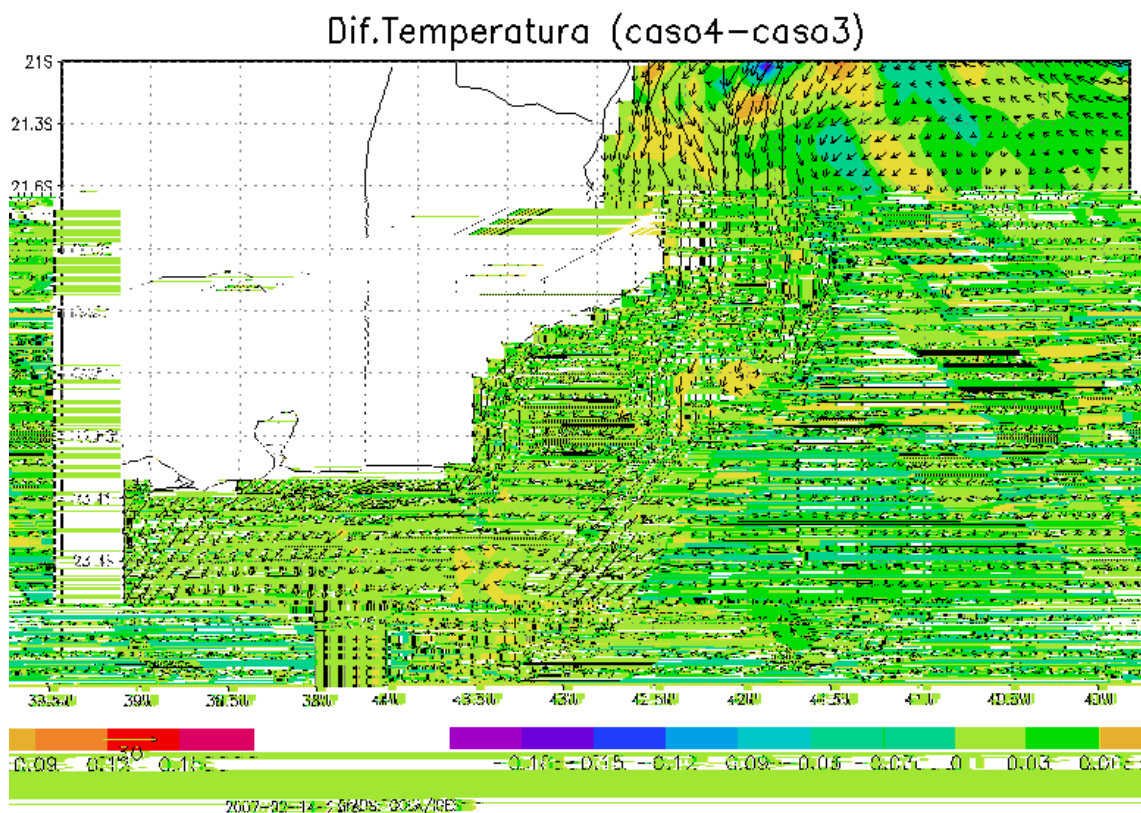
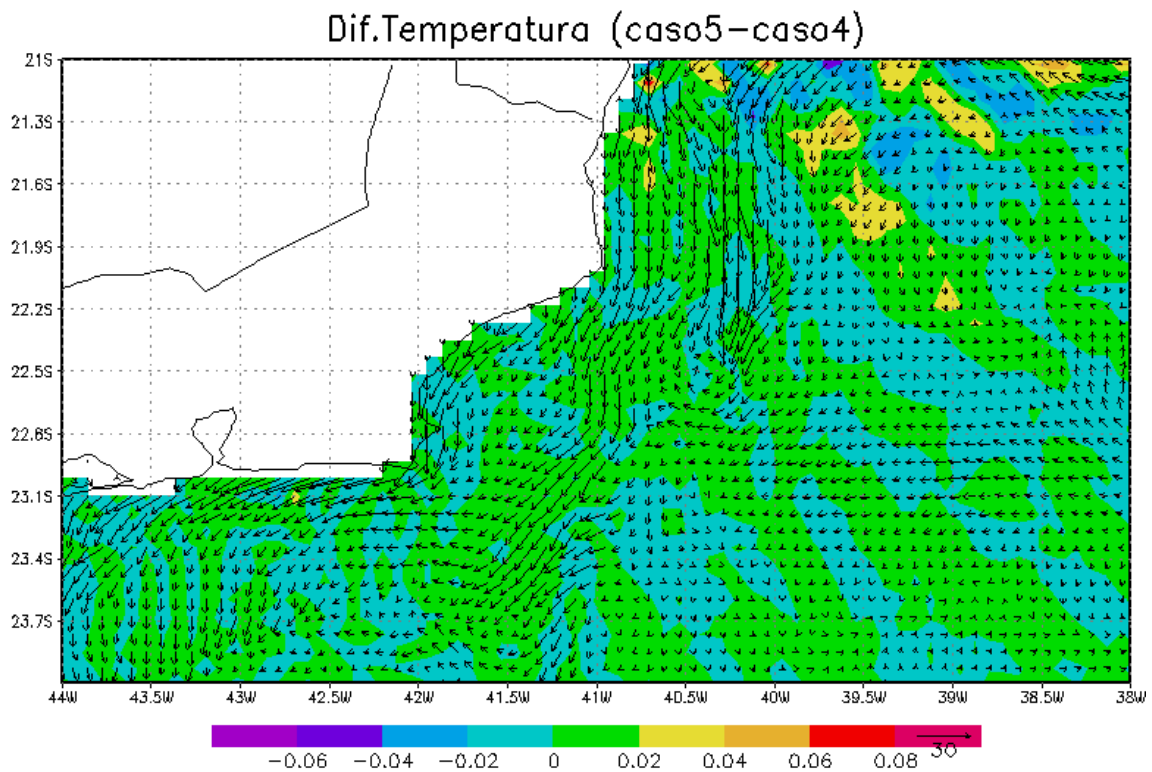


Figura 36 Diferença de temperatura entre a simulação **IV** e a simulação **III**, para o dia 22/11/04 às 16:00 h (horário local). A escala de cores representa a temperatura (°C) e os vetores a velocidade superficial referente a simulação **IV**.

A Figura 37 representa a diferença de temperatura entre as simulações **V** e **IV**. Neste caso, apenas os coeficientes de atenuação associados as massas d'água diferem nas duas simulações. Desta forma, a diferença entre as temperaturas é bastante baixa, da ordem de 0,02 graus.



GrADS: COLA/IGES

2007-02-14-2

Figura 37 Diferença de temperatura entre a simulação **V** e a simulação **IV**, para o dia 22/11/04 às 16:00 h (horário local). A escala de cores representa a temperatura (°C) e os vetores a velocidade superficial referente a simulação **IV**.

A Figura 38 representa a diferença de densidade entre os resultados obtidos a partir das simulações **V** e **I**. Esta figura foi apresentada com o intuito de avaliar a diferença da simulação mais completa, que utiliza penetração de radiação de onda curta, utiliza uma parametrização para estimar o calor latente que é trocado pela superfície do oceano com a atmosfera e faz uso dos coeficientes introduzidos no POM, com o caso controle. Novamente, as maiores diferenças são observadas sobre a plataforma continental, como era de se esperar.

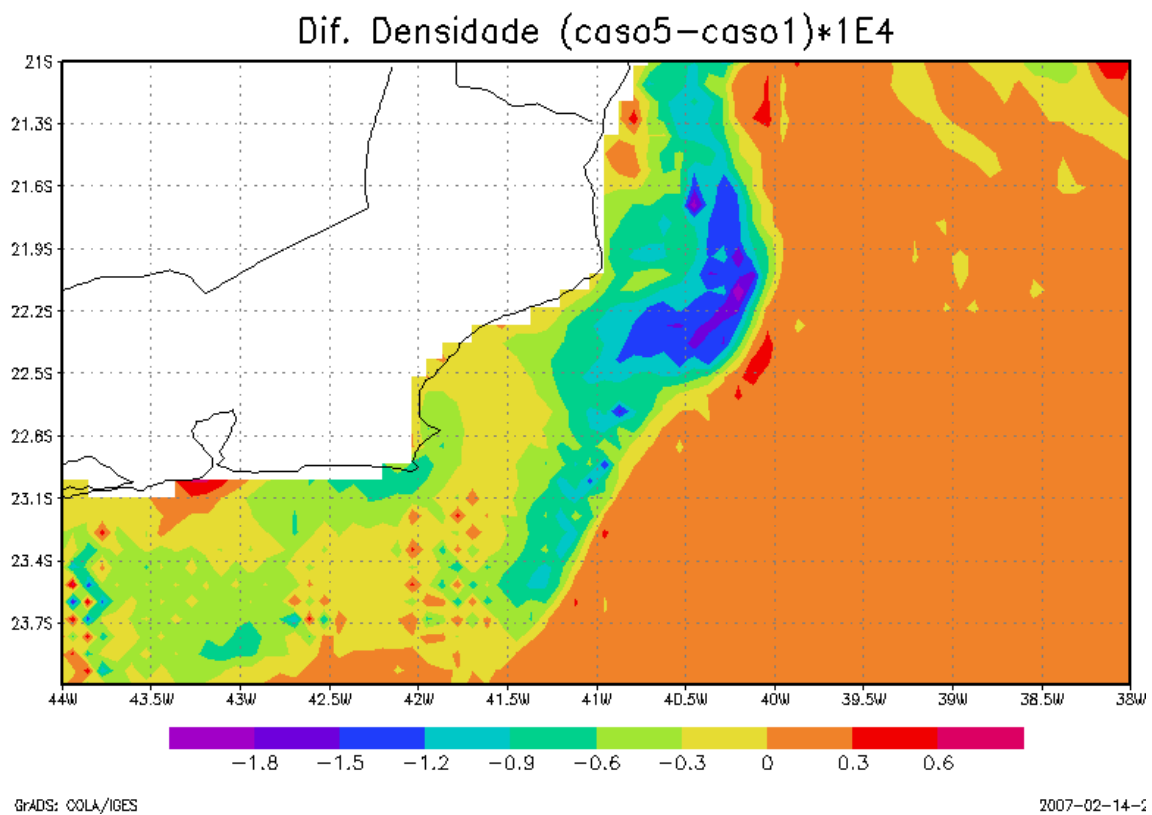


Figura 38 Diferença de densidade entre a simulação **IV** e a simulação **I**, para o dia 22/11/04 às 16:00 h (horário local). A escala de cores representa a densidade ( $\text{kg/m}^3$ ).

A

Figura 39 representa a diferença entre a magnitude das correntes superficiais das simulações **II** e **I**. Observa-se uma diferença da ordem de 10% na velocidade.

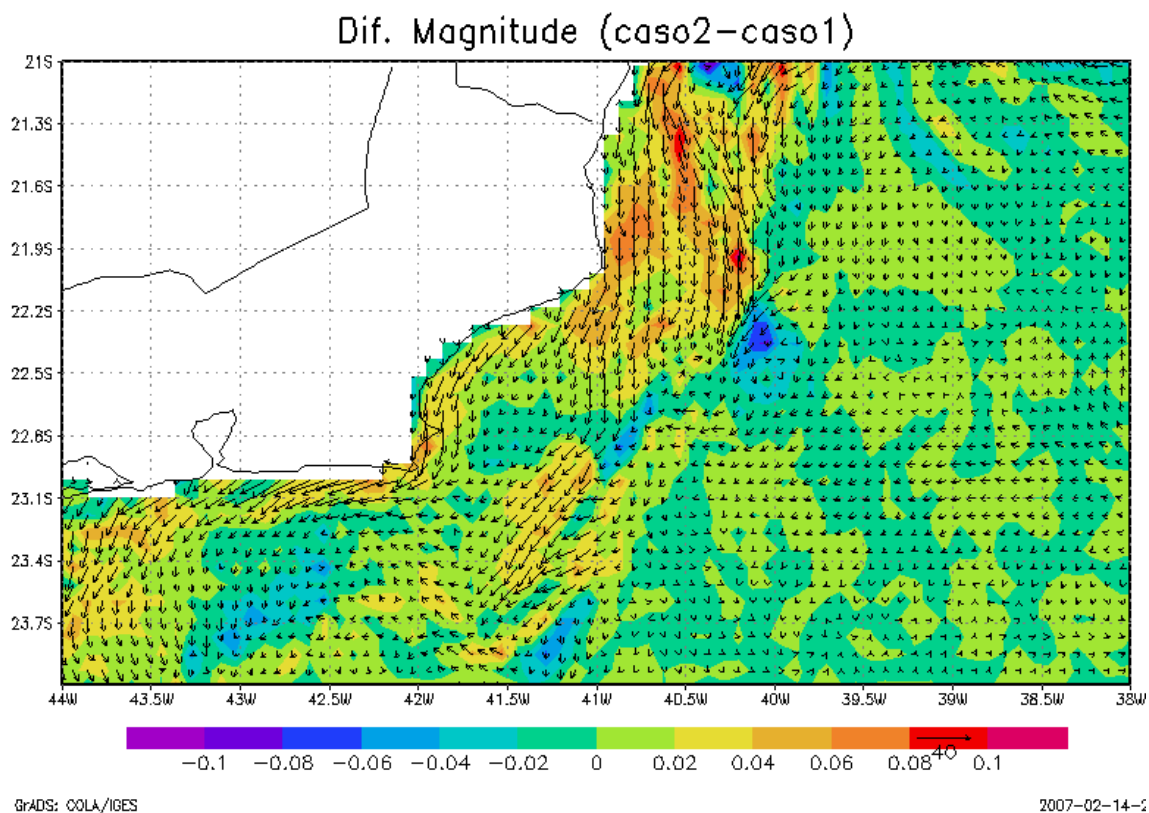


Figura 39 Diferença de magnitude entre a simulação II e a simulação I, para o dia 22/11/04 às 16:00 h (horário local). A escala de cores representa a magnitude da corrente (m/s) e os vetores representam a velocidade superficial das correntes referente a simulação II.

Figura 40 representa a diferença entre a magnitude das correntes superficiais das simulações V e I. Observa-se que a diferença é muito pequena entre as simulações. É importante ressaltar que a inclusão dos processos de radiação e perda de calor latente podem provocar acréscimo ou diminuição na intensidade do escoamento da ordem de dez por cento.

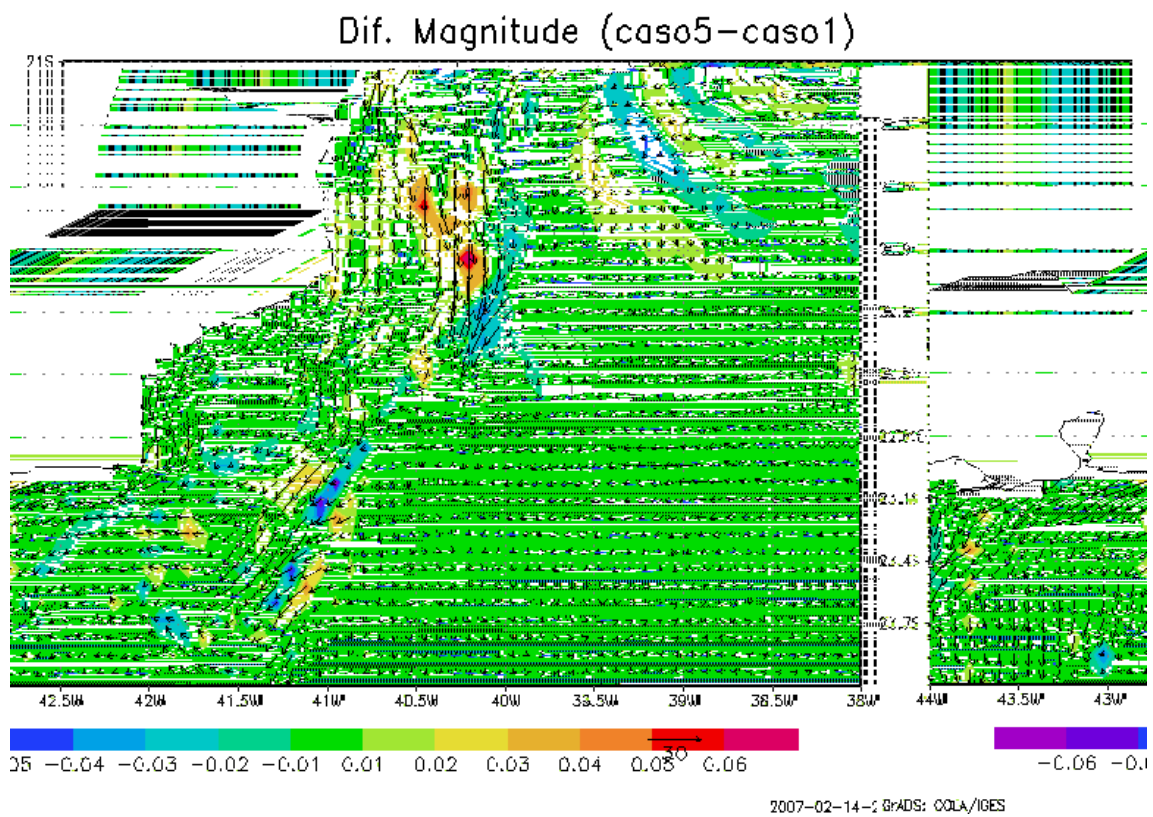


Figura 40 Diferença de magnitude entre a simulação **V** e a simulação **I**, para o dia 22/11/04 às 16:00 h (horário local). A escala de cores representa a magnitude da corrente (m/s) e os vetores a velocidade superficial referente a simulação **V**.

## **7. Conclusões**

Com base na metodologia proposta, conclui-se que o

## 8. Referências Bibliográficas

AIDAR, E., GIANESELLA-GALVÃO, S. M. F., KUTNER, M. B. B., TEIXEIRA, C., 1993: "Ecosistema Costeiro Subtropical: Nutrientes Dissolvidos. Fitoplâncton e Clorofila – A e suas Relações com as condições oceanográficas na Região de Ubatuba - SP". Publicação esp. Instituto Oceanográfico, Universidade de São Paulo, São Paulo, (10): 9 – 43.

BIGG, G. R., 1996: "The Oceans and Climate". Cambridge University Press.

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.

BLUMBERG, A. F. & MELLOR, G. L., 1987: "A description of a three-dimensional coastal ocean circulation model", *N.Heaps, Ed. American Geophysical Union, Washington, D.C. vol. 4*, pp: 1-16.

CALADO, L., 2001: "Dinâmica da formação dos meandros e vórtices da Corrente do Brasil ao largo do sudeste brasileiro". São Paulo, SP: IO / USP, 2001. 96p. Dissertação de Mestrado (Instituto Oceanográfico) Universidade de São Paulo.

CAPLAN, P., 2005: Comunicação pessoal.

CLIMANÁLISE, 2004. Boletim de Monitoramento e Análise Climática Cachoeira Paulista, SP, Brasil, INPE/CPTEC, 1986. Publicação Mensal. ISSN 0103-0019 CDU-555.5

FERNANDES, A. M., 2001: "Dinâmica Baroclínica da Corrente do Brasil na Região Sudeste". São Paulo, SP: IO / USP, 2001. 126p. Dissertação de Mestrado (Instituto Oceanográfico) Universidade de São Paulo.

GAETA, S. A., LORENZETTI, S. A., MIRANDA L. B., SUSINI-RIBEIRO S. M. M., POMPEU M. & ARAÚJO, C. E. S., 1999: "The Vitória Eddy and its relation to the phytoplankton biomass and primary productivity during the austral fall of 1995". *Arch. Fish. Mar. Res.* 47: 253–270.

GILL, A. E. ,1982: "Atmosphere – Ocean Dynamics", *International Geophysics Series*, v.30, pp.662.

GONÇALVES, J. E., 2000: "Características e circulação das massas de água no limite oeste do Atlântico Sul entre 20° S e 30° S". São Paulo, SP: IO / USP, 2000. 133p. Tese de Doutorado (Instituto Oceanográfico) Universidade de São Paulo.



JERLOV, N. G., 1968: "Optical Oceanography". *Elsevier Oceanography Series*, Amsterdam, 194 p.

JERLOV, N. G., 1976: "Marine Optics", *Elsevier Oceanography Series*, Amsterdam, 231 p.

KALNAY et al., 1996: "The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project", *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 77, 437-470, 1996.

KANAMITSU, M., ALPERT, J. C., CAMPANA, K. A., CAPLAN, P. M., DEAVEN, D. G., IREDELL, M., KATZ, B., PAN, H.-L., SELA, J., WHITE, G. H., 1991: "Recent Changes Implemented into the Global Forecast System at NMC". *Weather and Forecasting*, v.6, pp. 425-435.

MAIA, L. F. P. G., 1986: "Alguns Aspectos Dinâmico-Climatológicos em Minas Gerais", Tese de Mestrado Apresentada à Universidade Federal de Viçosa.

MAZZOLI, C. R. R., 2005: "Influência da Topografia Marinha no Vórtice de Vitória". Monografia apresentada ao Departamento de Meteorologia, Universidade Federal do Rio de Janeiro.

MELLOR, G. L., 1991: "An equation of state for numerical models of oceans and estuaries". *J. Atmos. Oceanic Tech.* 8,609-611, 1991.

MELLOR, G. L., 2002: "Users guide for a three dimensional, primitive equation, numerical ocean model". *Program in Atmospheric and Oceanic Sciences. Princeton University, Princeton.* 42 p.

MESSINGER, F., ARAKAWA, A., 1976: "Numerical methods used in atmospheric models", vol I. WMO, Geneva, 64 p.

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., KATSURAGAWA, M., 1991: "Estrutura Térmica da Região Sudeste do Brasil (Outubro – Novembro)". *Publção esp. Instituto Oceanográfico, Universidade de São Paulo, São Paulo*, (8): 1 – 14.

NETO, A. S., SOARES, V. P., LIMA, J. A. M., RIBEIRO, C. A. A. S., GRIFFITH, J. J., 2005: "Análise de imagens termais AVHRR utilizando transformada de Fourier para determinação de padrões em vórtices e meandros". *Anais XII Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto, Goiânia, Brasil, 16-21 abril 2005, INPE*, p. 3671-3678.

PACANOWSKI, R., DIXON, K. & ROSATI, A., 1991: "The GFDL Modular Ocean Model Users Guide". GFDL Ocean Group Tech. Rep. 2, 44p., *Geophysical Fluid Dynamics Lab; Princeton, N.J.*

PAULSON, C. A. & SIMPSON, J. J., 1977: "Irradiance Measurements in the Upper Ocean". *Journal of Physical Oceanography*, vol.7, pp: 952-956.

PEIXOTO, J. P., OORT, A. H., 1992: "Physics of Climate". *American Institute of Physics*. 520pp.

PETERSON, R.G. & STRAMMA, L., 1991: "Upper level circulation in the South Atlantic Ocean". *Progress in Oceanography*, 26: 1-73.

PHILLIPS, N. A., 1957: "A coordinate system having some special advantages for numerical forecasting". *Jol. Met.*, 14, 184-185.

PICKARD, G. L., EMERY, W. J., 1982: "Descriptive Physical Oceanography, An Introduction". Pergamon Press, 249p.

REYNOLDS, R. W., RAYNER, N. A., SMITH, T. M., STOKES, D. C., WANG, W., 2002: "An Improved in Situ and Satellite SST Analysis for Climate", *Journal of Climate*, v.15, pp. 1609-1625.

SCHNEIDER, E.K., DEWITT D.G., ROSATI, A., KIRTMAN, B.P., JI, L., TRIBBIA, J.J., 2003: "Retrospective ENSO Forecasts: Sensitivity to Atmospheric Model and Ocean Resolution", *Monthly Weather Review*, v.131, pp. 3038-3060.

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.

SELA, J. G., 1982: "The NMC Spectral Model", *NOAA Tech. Rep. NWS-30*, 36 pp.

SILVA, P. C. M., MENDONÇA, C. F., 1977: "Origem da água da ressurgência de Cabo Frio", *Publicação do Instituto de Pesquisa da Marinha*, nº 114.

SILVEIRA, I. C. A., SCHMIDT, A. C., CAMPOS, E. J. D., GODOI, S. S., IKEDA, Y. A Corrente do Brasil ao largo da costa leste brasileira. *Revista Brasileira de Oceanografia*,

STECH, J.L., LORENZZETTI, J.A., 1992, "Response of the South Brazil Bight to the Passage of Wintertime Cold Fronts"; *Journal Geophysics Research*, Vol. 97, No. C6, 9507-9520.

SVERDRUP, H. U., JOHNSON, M. W. C FLEMING, R. H., 1942: "The Oceans". *New York. Prentice Hall, Inc.* 1087 p.

SWEENEY, C., GNANADESIKAN, A., GRIFFIES, S. M., HARRISON, M. J., ROSATI, A. J., SAMUELS, B. L., 2005: "Impacts of shortwave penetration depth on large-scale ocean circulation and heat transport". *Journal of Physical Oceanography*, 35(6), 1103-1119.

TORRES JÚNIOR, A. R., 1995: "Resposta de Ressurgência Costeira de Cabo Frio a Forçantes Locais". Tese de mestrado aprovado pelo Programa de Engenharia Oceânica da COPPE / UFRJ.

VIANELLO, R.L.; ALVES, A.R. 1991. *Meteorologia básica e aplicações*. Viçosa, Imprensa Universitária/UFV. 449p.

# Livros Grátis

( <http://www.livrosgratis.com.br> )

Milhares de Livros para Download:

[Baixar livros de Administração](#)

[Baixar livros de Agronomia](#)

[Baixar livros de Arquitetura](#)

[Baixar livros de Artes](#)

[Baixar livros de Astronomia](#)

[Baixar livros de Biologia Geral](#)

[Baixar livros de Ciência da Computação](#)

[Baixar livros de Ciência da Informação](#)

[Baixar livros de Ciência Política](#)

[Baixar livros de Ciências da Saúde](#)

[Baixar livros de Comunicação](#)

[Baixar livros do Conselho Nacional de Educação - CNE](#)

[Baixar livros de Defesa civil](#)

[Baixar livros de Direito](#)

[Baixar livros de Direitos humanos](#)

[Baixar livros de Economia](#)

[Baixar livros de Economia Doméstica](#)

[Baixar livros de Educação](#)

[Baixar livros de Educação - Trânsito](#)

[Baixar livros de Educação Física](#)

[Baixar livros de Engenharia Aeroespacial](#)

[Baixar livros de Farmácia](#)

[Baixar livros de Filosofia](#)

[Baixar livros de Física](#)

[Baixar livros de Geociências](#)

[Baixar livros de Geografia](#)

[Baixar livros de História](#)

[Baixar livros de Línguas](#)

[Baixar livros de Literatura](#)  
[Baixar livros de Literatura de Cordel](#)  
[Baixar livros de Literatura Infantil](#)  
[Baixar livros de Matemática](#)  
[Baixar livros de Medicina](#)  
[Baixar livros de Medicina Veterinária](#)  
[Baixar livros de Meio Ambiente](#)  
[Baixar livros de Meteorologia](#)  
[Baixar Monografias e TCC](#)  
[Baixar livros Multidisciplinar](#)  
[Baixar livros de Música](#)  
[Baixar livros de Psicologia](#)  
[Baixar livros de Química](#)  
[Baixar livros de Saúde Coletiva](#)  
[Baixar livros de Serviço Social](#)  
[Baixar livros de Sociologia](#)  
[Baixar livros de Teologia](#)  
[Baixar livros de Trabalho](#)  
[Baixar livros de Turismo](#)