ASSIMILAÇÃO DE DADOS EM MODELO OCEANOGRÁFICO DA BACIA SUDOESTE DO ATLÂNTICO PARA REPRODUZIR E PREVER CIRCULAÇÃO SUPERFICIAL E FEIÇÕES DE MESO-ESCALA

Manlio Fernandes Mano

TESE 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 DOUTOR EM CIÊNCIAS EM ENGENHARIA CIVIL.

Aprovada por:

_____

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

_____

Prof. Audalio Rebelo Torres Júnior, D.Sc.

_____

Prof. Luiz Landau, D.Sc.

_____

Prof. Affonso da Silveira Mascarenhas Junior, Ph.D.

_____

Prof. Afonso de Moraes Paiva, Ph.D.

_____

Dr. José Antônio Moreira Lima, Ph.D.

RIO DE JANEIRO, RJ - BRASIL
AGOSTO DE 2007

MANO, MANLIO FERNANDES

Assimilação de Dados em Modelo Oceanográfico da Bacia Sudoeste do Atlântico para Reproduzir e Prever Circulação Superficial e Feições de Meso-Escala [Rio de Janeiro] 2007

XIII, 158 p. 29,7 cm (COPPE/UFRJ, D.Sc., Engenharia Civil, 2007)

Tese - Universidade Federal do Rio de Janeiro, COPPE

1. Assimilação de Dados, 2. Modelagem Hidro-Dinâmica, 3. Relaxação Newtoniana, 4. Corrente do Brasil, 5. Vórtice

I. COPPE/UFRJ II. Título (série)

Ao meu filho Luca, desejando que o mundo em que ele cresça seja melhor que o de hoje.

AGRADECIMENTOS

À Cíntia, principalmente pelo amor, carinho, cumplicidade e compreensão, sempre presentes, sem os quais não seria possível concluir essa jornada.

Ao meu filho, Luca, pelos seus sorrisos inspiradores, essenciais para cada passo novo.

Aos meus pais, Roberto e Marinália, e minha irmã, Luana, pelo apoio e amor incondicionais em todos os momentos da minha vida.

Aos meus orientadores, Profs. Álvaro e Audálio, por toda a contribuição técnica e acadêmica e por sempre acreditarem na qualidade do trabalho.

À Agência Nacional do Petróleo (ANP), pelo financiamento deste trabalho, como parte do Programa de Formação de Recursos Humanos (PRH-02).

Ao Prof. Afonso, sempre solícito, pelas preciosas sugestões ao longo do trabalho.

Ao Prof. Landau, pelo empenho constante no fornecimento de todos os recursos necessários.

Ao pessoal do NACAD, especialmente Mara, Renato e Albino, pela simpatia e colaboração técnica.

Ao pessoal do LAMMA, principalmente o Ricardo Marcelo, pela ajuda técnica sempre que necessária.

Ao pessoal do LAMCE, sobretudo Mônica e Sérgio, sempre dispostos a ajudar na resolução de problemas.

Ao João Marcos, Léo e André, pela amizade de longa data, pelos papos na hora do almoço, pela troca de idéias e experiências e pelas constantes ajudas técnicas.

Aos meus sogros, Albano e Glória, pelo carinho e ajuda constantes.

Aos amigos do PENO, Pedro e Vladimir, pelas dicas e sugestões técnicas.

Ao pessoal da Secretaria do PEC, Jairo e Beth, pela assistência em todas as etapas.

Ao Prof. Ilson e colaboradores do LaDO/IO-USP, pela contribuição acadêmica e bibliográfica.

Ao Maurício Fragoso, pelas contribuições técnicas e bibliográficas.

Ao Eric Ribeiro, pelas contribuições bibliográficas.

Ao Alexandre, Juan, Fernandinha, Leandro e Bia, também amigos de longa data, pelas orientações técnicas e pela força, sobretudo no início do trabalho.

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

ASSIMILAÇÃO DE DADOS EM MODELO OCEANOGRÁFICO DA BACIA SUDOESTE DO ATLÂNTICO PARA REPRODUZIR E PREVER CIRCULAÇÃO SUPERFICIAL E FEIÇÕES DE MESO-ESCALA

Manlio Fernandes Mano

Agosto/2007

Orientador: Alvaro Luiz Gayoso de Azeredo Coutinho

Programa: Engenharia Civil

Dados de elevação (ESM) e de temperatura da superfície do mar (TSM) foram assimilados em um modelo hidrodinâmico (POM – Princeton Ocean Model) da Bacia Sudoeste do Atlântico, a fim de se alcançarem os seguintes objetivos: (1) avaliar a capacidade de se reproduzir, através da assimilação, o campo de correntes e feições oceanográficas observados numa simulação controle; (2) avaliar a adequação do esquema de assimilação aos fundamentos físicos da região; e (3) avaliar o potencial da metodologia como parte de um sistema operacional de previsão de correntes. O método de assimilação foi o de relaxação newtoniana e para a extrapolação dos dados superficiais ao longo da profundidade, foram utilizadas correlações estatísticas.

Os resultados mostraram ser possível reproduzir a circulação superficial e, especificamente, um vórtice ciclônico ao largo de Cabo Frio. O algoritmo de assimilação com melhor desempenho incluiu a assimilação conjunta de TSM e ESM. Houve fortes evidências de que o vórtice, tanto no controle, quanto no experimento de assimilação, foi gerado a partir de um processo de instabilidade baroclínica. No controle, o vórtice surgiu inicialmente em profundidade e posteriormente 'propagou-se' até a superfície. Simulações prognósticas indicaram ser possível prever a circulação superficial e a chegada do sinal do vórtice em superfície com 20 dias de antecedência e o acoplamento do esquema de assimilação com modelos de feições foi capaz de atenuar as limitações atribuídas à extrapolação vertical dos dados.

Abstract of Thesis presented to COPPE/UFRJ as a partial fulfillment of the requirements for the degree of Doctor of Science (D.Sc.)

DATA ASSIMILATION INTO OCEANOGRAPHIC MODEL OF SOUTHWEST ATLANTIC TO REPRODUCE AND FORECAST SURFACE CIRCULATION AND MESOSCALE FEATURES

Manlio Fernandes Mano

August/2007

Advisor: Alvaro Luiz Gayoso de Azeredo Coutinho

Department: Civil Engineering

Sea surface temperature (SST) and elevation (SSE) were assimilated into an hydrodynamic model (POM – Princeton Ocean Model) of Southwest Atlantic, in order to achieve three main goals: (1) assessment of the capacity to reproduce, by assimilation, current fields and oceanographic features, detected in a control run; (2) assessment of the compatibility between assimilation scheme and local physical fundaments; and (3) assessment of the methodology potential as part of an operational forecasting system. The assimilation method was nudging and statistical correlations were used to extrapolate surface data along depth.

Results showed that it was possible to reproduce surface circulation and, specifically, a cyclonic eddy offshore of Cabo Frio. The best performance algorithm included assimilation of both SST and SSE. There were indicatives that the control eddy and the assimilation one, as well, were originated by baroclinic instability process. In the control run, the origin of the eddy was at intermediary depths, propagating upward after. Prognostic simulations indicated that it was possible to forecast surface circulation and the eddy's signal arrive at surface with 20 days in advance and the combination of the assimilation scheme with feature models was able to reduce limitations associated to data vertical extrapolation.

ÍNDICE

1 – Introdução 1
1.1 - Contexto e Objetivos 1
1.2 - Área de Estudo 7
2 – Metodologia 18
2.1 – Modelagem Hidrodinâmica 20
2.1.1 – Princeton Ocean Model (POM) 21
2.1.2 – Configuração do POM neste Trabalho 31
2.2 – Assimilação de Dados 41
2.2.1 – Método das Correlações 46
2.2.2 – Relaxação newtoniana 57
3 – Resultados 67
3.1 – Avaliação da Capacidade de Reproduzir Feições Oceanográficas 68
3.1.1 - Assimilação de Temperatura da Superfície do Mar (TSM) 70
3.1.2 - Assimilação de Elevação da Superfície do Mar (ESM) 77
3.1.3 - Assimilação de TSM e/ou ESM 89
3.1.4 – Resultados obtidos pelo melhor esquema de assimilação 94
3.2 – Avaliação da Adequação aos Fundamentos Físicos 102
3.3 – Potencialidades Visando a um Sistema Operacional de Previsão de Correntes 130
4 - Conclusões 138
5 - Referências Bibliográficas 148

LISTA DE FIGURAS

Figura 1-1: mapa de temperatura da superfície do mar na área de interesse, destacando com retângulos os vórtices de Cabo de São Tomé e de Cabo Frio. Em tons de vermelho, tem-se o fluxo da CB. 7
Figura 1-2: Circulação forçada por vento em larga escala no Atlântico Sul, destacando o Giro Subtropical. 10
Figura 1-3: Representação da circulação no Oceano Atlântico sudoeste ao nível de 800 m..... 12
Figura 1-4: Diagrama T - S com as massas d'água presentes na área de interesse. . 14
Figura 2-1: Divisão vertical em camadas sigma. 22
Figura 2-2: Localização das variáveis prognóstica barotrópicas e broclínicas e dos contornos da grade C de Arakawa utilizada.. 30
Figura 2-3: domínio e batimetria. 32
Figura 2-4: campos de correntes iniciais da simulação controle e dos experimentos de assimilação, na superfície, a 400 m e a 800 m. 35
Figura 2-5: mapas de coeficiente de correlação entre a simulação controle e o experimento sem assimilação, na superfície, a 400 m e a 800 m 36
Figura 2-6: Médias mensais de abril de 1996 do OCCAM e médias dos 2 últimos anos da simulação de 3 anos do POM, inicializada com estes dados do OCCAM, de corrente, temperatura e salinidade na superfície. 38
Figura 2-7: seção vertical em 23ºS das médias mensais de abril de 1996 do OCCAM e médias dos 2 últimos anos da simulação de 3 anos do POM, inicializada com estes dados do OCCAM, de temperatura e salinidade. 39
Figura 2-8: Ciclo de assimilação de dados para cada 6 horas 43
Figura 2-9: séries temporais da média 3D dos quatro coeficientes de correlação: ESM-T , ESM-S , TSM-T e TSM-S 49
Figura 2-10: mapas de coeficiente de correlação entre ESM e temperatura e seu respectivo módulo, nas profundidade de 0, 400 e 800 metros. 50
Figura 2-11: mapas de coeficiente de correlação entre ESM e salinidade e seu respectivo módulo, nas profundidade de 0, 400 e 800 metros. 51
Figura 2-12: mapas de coeficiente de correlação entre TSM e temperatura e seu respectivo módulo, nas profundidade de 0, 400 e 800 metros. 52
Figura 2-13: mapas de coeficiente de correlação entre TSM e salinidade e seu respectivo módulo, nas profundidade de 0, 400 e 800 metros. 53

Figura 2-14: perfis de erro RMS médio na horizontal e no tempo (68 dias) de temperatura e salinidade, entre os valores calculados via fatores de correlação e obtidos na simulação controle.....55
Figura 2-15: Seções verticais em 23ºS dos módulos dos coeficientes de correlação de ESM-T , ESM-S , TSM-T e TSM-S 57
Figura 2-16: variação da função exp[-abs(t_{jan})/ t_d], ao longo da janela de assimilação, para cada valor de t_d : 0,25, 0,5, 1,0 e 2,0.....62
Figura 2-17: Função (a).....64
Figura 2-18: Função (b).....64
Figura 2-19: Função (c).....64
Figura 2-20: Função (d).....65
Figura 2-21: Função (e).....65
Figura 2-22: resumo do esquema de assimilação.....66
Figura 3-1: Séries temporais de RMS típicas dos experimentos, para diferentes profundidades: 20, 50, 200, 500, 1000 e 2000.....69
Figura 3-2: Perfis de RMS nos experimentos de R1 de assimilação de TSM, com diferentes valores de t_a : 0,5, 1,0, 2,0.....70
Figura 3-3: Perfis de RMS nos experimentos de R2 de assimilação de TSM, com diferentes valores de t_d : 0,25, 0,5, 1,0, 2,0.....71
Figura 3-4: Perfis de RMS nos experimentos de R3 de assimilação de TSM, com diferentes funções de coeficiente de correlação: (a), (b), (c), (d), (e).....71
Figura 3-5: Perfis de RMS dos experimentos de melhor desempenho nas fases anteriores: R1 – t_a =1,0, R2 – t_a =1,0, t_d =0,25,e R3 – t_a =1,0, t_d =0,25 e função (a) 72
Figura 3-6: resumo dos experimentos de assimilação de TSM realizados. Para cada t_a , t_d e função do coeficiente de correlação, foram destacados, em vermelho, aqueles que apresentaram o melhor desempenho.....73
Figura 3-7: Campos de corrente em t=45 dias do experimento R3 (t_a =1,0, t_d =0,25 e função (a)) de TSM e do controle para a superfície, 400 m e 800 m 74
Figura 3-8: campos superficiais de corrente em R3, experimento sem assimilação e controle.....76
Figura 3-9: Perfis de RMS nos experimentos de R1 de assimilação de ESM, com diferentes valores de t_a : 0,5, 1,0, 2,0.....77
Figura 3-10: Perfis de RMS nos experimentos de R2 de assimilação de TSM (para t_a =0,5), com diferentes valores de t_d : 0,25, 0,5, 1,0, 2,0.....78

Figura 3-11: Perfis de RMS nos experimentos de R2 de assimilação de TSM (para t_a =1,0), com diferentes valores de t_d : 0,25, 0,5, 1,0, 2,0..... 79
Figura 3-12: Perfis de RMS nos experimentos de R3 de assimilação de TSM (utilizando o par 0,5/0,25), com diferentes funções de coeficiente de correlação: (a), (b), (c), (d), (e). 80
Figura 3-13: Perfis de RMS nos experimentos de R3 de assimilação de TSM (utilizando o par 0,5/2,0), com diferentes funções de coeficiente de correlação: (a), (b), (c), (d), (e) 80
Figura 3-14: Perfis de RMS nos experimentos de R3 de assimilação de TSM (utilizando o par 1,0/2,0), com diferentes funções de coeficiente de correlação: (a), (b), (c), (d), (e) 81
Figura 3-15: Perfis de RMS dos experimentos de melhor desempenho nas fases anteriores: R1 – t_a =0,5, R2 – t_a =0,5, t_d =0,25,e R3 – t_a =0,5, t_d =0,25 e função (a). 82
Figura 3-16: Perfis de RMS dos experimentos de melhor desempenho nas fases anteriores: R1 – t_a =0,5, R2 – t_a =0,5, t_d =2,0,e R3 – t_a =0,5, t_d =2,0 e função (a) ... 82
Figura 3-17: Perfis de RMS dos experimentos de melhor desempenho nas fases anteriores: R1 – t_a =1,0, R2 – t_a =1,0, t_d =2,0,e R3 – t_a =1,0, t_d =2,0 e função (a) ... 83
Figura 3-18: avaliação final dos esquemas de assimilação de ESM, com os perfis das 5 melhores configurações: R1-t_a =0,5, R1-t_a =1,0, R2-t_a =0,5, t_d =2,0; R2-t_a =0,5, t_d =0,25; e R3-t_a =0,5, t_d =2,0, função (a). 84
Figura 3-19: resumo dos experimentos de assimilação de ESM realizados. Para cada t_a , t_d e função do coeficiente de correlação, foram destacados, em vermelho, aqueles que apresentaram o melhor desempenho..... 85
Figura 3-20: Campos de corrente em t=45 dias do experimento R2 (t_a =0,5, t_d =2,0) de ESM e do controle para a superfície, 400 m e 800 m..... 86
Figura 3-21: campos superficiais de corrente em R2, experimento sem assimilação e controle..... 88
Figura 3-22: perfis de RMS dos esquemas de assimilação de TSM ou ESM, para as 4 combinações testadas: (1), (2), (3) e (4). 90
Figura 3-23: perfis de RMS dos esquemas de assimilação de TSM e ESM, para as 4 combinações testadas: (1), (2), (3) e (4) 91

Figura 3-24: perfis de RMS dos melhores esquemas de assimilação de TSM e/ou ESM: (1)-TSM ou ESM; (2) -TSM ou ESM; (3)-TSM ou ESM; (2) -TSM e ESM; e (4) -TSM e ESM 92
Figura 3-25: comparação entre os melhores esquemas de assimilação de ESM e os de assimilação de TSM e/ou ESM: R1-ESM; R2-ESM; (1)-TSM ou ESM; (2)-TSM ou ESM; e (4)-TSM e ESM 93
Figura 3-26: resumo dos testes realizados com a assimilação de TSM e/ou ESM. Em vermelho, as combinações selecionadas em cada etapa..... 93
Figura 3-27: Séries temporais de RMS do experimento de melhor desempenho, para diferentes profundidades (em metros): 20, 50, 200, 500, 1000 e 2000..... 95
Figura 3-28: melhoria percentual obtida pelo esquema de assimilação de dados, em diferentes profundidades (em metros): 20, 50, 200, 500, 1000 e 2000..... 95
Figura 3-29: Mapa superficial de coeficientes de correlação entre o controle e a simulação com assimilação. 96
Figura 3-30: seção vertical do erro RMS médio no tempo do experimento de assimilação, referente à latitude de 23ºS. 97
Figura 3-31: Campos de corrente em t=45 dias do experimento (4)-TSM e ESM e do controle para a superfície, 400 m e 800 m 99
Figura 3-32: seções verticais da componente V na região do vórtice, referente à latitude dos respectivos núcleos na superfície: experimento com assimilação e controle 101
Figura 3-33: fluxos de energia entre o escoamento médio e o perturbado..... 108
Figura 3-34: diagnóstico físico do dia 1 da simulação controle: perfil vertical de $\partial\overline{q}/\partial x$, perfil vertical de E_{var}, mapa de corrente na superfície, mapa de corrente a 400 m, mapa de corrente a 800 m e seção vertical em 23ºS da componente V da corrente 111
Figura 3-35: diagnóstico físico do dia 10 da simulação controle: perfil vertical de $\partial\overline{q}/\partial x$, perfil vertical de E_{var}, mapa de corrente na superfície, mapa de corrente a 400 m, mapa de corrente a 800 m e seção vertical em 23ºS da componente V da corrente 112
Figura 3-36: diagnóstico físico do dia 20 da simulação controle: perfil vertical de $\partial\overline{q}/\partial x$, perfil vertical de E_{var}, mapa de corrente na superfície, mapa de corrente a 400 m, mapa de corrente a 800 m e seção vertical em 23ºS da componente V da corrente 113

Figura 3-37: diagnóstico físico do dia 30 da simulação controle: perfil vertical de $\partial\overline{q}/\partial x$, perfil vertical de E_{var}, mapa de corrente na superfície, mapa de corrente a 400 m, mapa de corrente a 800 m e seção vertical em 23ºS da componente V da corrente 114
Figura 3-38: diagnóstico físico do dia 40 da simulação controle: perfil vertical de $\partial\overline{q}/\partial x$, perfil vertical de E_{var}, mapa de corrente na superfície, mapa de corrente a 400 m, mapa de corrente a 800 m e seção vertical em 23ºS da componente V da corrente 115
Figura 3-39: diagnóstico físico do dia 45 da simulação controle: perfil vertical de $\partial\overline{q}/\partial x$, perfil vertical de E_{var}, mapa de corrente na superfície, mapa de corrente a 400 m, mapa de corrente a 800 m e seção vertical em 23ºS da componente V da corrente 116
Figura 3-40: variação temporal do perfil vertical de V e de W, ambas em m/s, considerando a média na área entre 24º e 24,5ºS e 41º e 41,5ºW..... 120
Figura 3-41: variação temporal do perfil vertical de vorticidade relativa (em s^{-1}), considerando a média na área entre 24º e 24,5ºS e 41º e 41,5ºW..... 121
Figura 3-42: seções verticais de salinidade em 23ºS nos dias 20 e 45. 122
Figura 3-43: diagnóstico físico do dia 20 do experimento de assimilação: perfil vertical de $\partial\overline{q}/\partial x$, perfil vertical de E_{var}, mapa de corrente na superfície, mapa de corrente a 400 m, mapa de corrente a 800 m e seção vertical em 23ºS da componente V da corrente 125
Figura 3-44: diagnóstico físico do dia 30 do experimento de assimilação: perfil vertical de $\partial\overline{q}/\partial x$, perfil vertical de E_{var}, mapa de corrente na superfície, mapa de corrente a 400 m, mapa de corrente a 800 m e seção vertical em 23ºS da componente V da corrente 126
Figura 3-45: diagnóstico físico do dia 40 do experimento de assimilação: perfil vertical de $\partial\overline{q}/\partial x$, perfil vertical de E_{var}, mapa de corrente na superfície, mapa de corrente a 400 m, mapa de corrente a 800 m e seção vertical em 23ºS da componente V da corrente 127
Figura 3-46: diagnóstico físico do dia 45 do experimento de assimilação: perfil vertical de $\partial\overline{q}/\partial x$, perfil vertical de E_{var}, mapa de corrente na superfície, mapa de corrente a 400 m, mapa de corrente a 800 m e seção vertical em 23ºS da componente V da corrente 128

Figura 3-47: Campos de corrente em t=45 dias da melhor configuração de assimilação, mas com assimilação de dados até o dia 20 apenas e do controle para a superfície, 400 m e 800 m..... 132
Figura 3-48: mapa de variância da componente V superficial..... 134
Figura 3-49: Perfis de erro RMS médio no tempo para a região do vórtice, com e sem assimilação do modelo de feição. Abaixo, uma ampliação na profundidade de interesse, entre 500 e 900 m. 136

1 – Introdução

1.1 - Contexto e Objetivos

A discussão do futuro do nosso planeta nunca esteve tão em voga quanto agora, sobretudo após a apresentação do Quarto Relatório de Avaliação de Mudanças Climáticas do Painel Intergovernamental sobre Mudanças Climáticas (IPCC, na sigla em inglês), da ONU, em abril deste ano. Estes relatórios destacam principalmente a correlação entre a concentração de CO2 e a temperatura atmosférica e alertam para o crescente aumento desta nas últimas décadas, cuja continuidade poderia gerar, no futuro, cenários catastróficos para o clima e o meio ambiente.

Diante desta nova realidade, mudanças sociais, políticas e econômicas serão promovidas em diversas esferas, desde o comportamento individual até as relações internacionais. Assim, pessoas, empresas e governos se vêem atualmente na obrigação de se adaptarem a estas mudanças e de mitigarem, o quanto antes, suas conseqüências prejudiciais, sejam elas em escala local ou global.

Em termos tecnológicos, a previsão dos cenários futuros se baseia fundamentalmente no uso de modelos computacionais prognósticos. Atualmente, é sabido que a qualidade das previsões climáticas depende do acoplamento dos modelos atmosféricos com modelos oceanográficos ou hidrodinâmicos. Porém, o nível de desenvolvimento dessas duas ciências ainda não é igual. A previsão atmosférica alcançou sua maturidade no final do século XX, enquanto a previsão oceanográfica o fará somente agora no século XXI (Pinardi e Woods, 2002).

Isto é decorrente do fato de que os benefícios da previsão oceanográfica são menos óbvios e da própria complexidade dos oceanos, que:

- apresentam feições de meso-escala, como frentes e vórtices, com escalas espaciais de pelo menos uma ordem de grandeza menor do que a atmosfera e escalas temporais maiores (o que exige um esforço computacional muito maior);
- demandam uma instrumentação tecnologicamente mais rebuscada, o que se traduz numa densidade espacial e temporal de dados muito menor;

- abrigam processos ainda não tão bem compreendidos como os da atmosfera (Flemmimg, 2002).

A partir dos anos 80, houve um rápido desenvolvimento da previsão oceanográfica, que ganhou impulso ainda maior com a publicação em 1992 da Agenda 21 (www.mma.gov.br, visitado em 26/06/2007), que é um plano de ação para ser adotado global, nacional e localmente, por organizações do sistema das Nações Unidas, governos e pela sociedade civil, em todas as áreas em que a ação humana impacta o meio ambiente. Neste documento, recomenda-se o monitoramento e a previsão de parâmetros oceânicos, a fim de permitir o estudo do impacto de fatores antropogênicos nas mudanças ambientais. Programas como o WOCE (World Ocean Circulation Experiment) e o GOOS (Global Ocean Observing System), criados nas duas últimas décadas do século XX, refletem esse novo cenário da oceanografia mundial, passando do modo meramente descritivo, para o operacional (Pinardi e Woods, 2002).

Neste contexto, entende-se oceanografia operacional como a provisão de informações científicas e de previsões acerca do estado do mar, de forma rotineira e com rapidez suficiente para que os usuários possam utilizá-las para seus fins (Flemmimg, 2002).

Diversos benefícios econômicos e sociais são esperados com a implantação de sistemas de previsão oceânica, tais como:

- maior segurança para estruturas flutuantes (navios de pesca, frotas mercantes, plataformas de petróleo etc.);
- melhor planejamento de pesca e de culturas marinhas;
- melhor planejamento de operações *offshore*, como posicionamento de plataforma, transferência de óleo entre plataforma e navio etc.;
- melhor gerenciamento de tráfego de embarcações;
- maior eficácia nas políticas ambientais governamentais, relativo ao gerenciamento costeiro e prevenção perante eventuais mudanças climáticas;
- adequação das empresas privadas a um novo paradigma sócio-ambiental, permitindo que possam dispor de ferramentas capazes de auxiliar na tomada de decisão em casos de acidentes ambientais, como posicionamento de barreiras de contenção e de embarcações coletoras de filmes superficiais, por exemplo.

Estes benefícios provocaram o crescimento da demanda por informações oceanográficas, fazendo com que os grandes centros meteorológicos mundiais investissem em sistemas de oceanografia operacional, como, por exemplo, o Centro Nacional para Previsões Ambientais (*National Center for Environmental Prediction* - *NCEP*) dos Estados Unidos, o Centro Europeu para Previsão de Tempo de Médio Alcance (*European Center for Medium-Range Weather Forecasts* - ECMWF) e o Departamento de Meteorologia do Reino Unido (*UK Met Office*) (Pinardi & Woods, 2002).

A Divisão de Oceanografia da Marinha Americana (NAVOCEANO) mantém um sistema de previsão oceânica em caráter operacional desde setembro de 2001. O Sistema de Previsão Oceânica de Universidade de Harvard (HOPS) vem realizando previsões do oceano há mais de dez anos em quinze regiões dos Oceanos Atlântico, Pacífico e Índico e do Mar Mediterrâneo. O Sistema de Previsão Oceânica Regional da Universidade de Princeton (PROFS) realiza previsões para o Golfo do México, Mar do Caribe, Canal de Santa Bárbara e Baía de Santa Mônica. Vários outros sistemas de previsão oceânica estão em operação em diversas outras regiões, como Austrália, França, Dinamarca e Japão (Fragoso, 2004).

Os três componentes básicos da oceanografia operacional são: rede de dados, modelos computacionais e um esquema de assimilação desses dados (Robinson *et al*., 1996). Assim, as primeiras previsões oceanográficas operacionais de meso-escala, feitas somente no início da década de 90, foram para a região da Corrente do Golfo (Clancy, 1992), onde há uma razoável disponibilidade de dados de qualidade. Até então, um fator impunha significativa limitação à assimilação de dados em modelos oceanográficos: a baixa freqüência espacial e temporal de dados. Esta limitação, que de certa forma explica o atraso da oceanografia em relação à meteorologia neste campo, foi em parte superada pelo sensoriamento remoto, cujas medições abrangiam extensas áreas, com uma repetitividade pré-definida.

Satélites ambientais estão atualmente num nível capaz de fornecer dados de vento, onda, temperatura e elevação da superfície do mar de forma rotineira e com qualidade. A combinação desses dados com outros obtidos *in situ* e o acoplamento de ambos a modelos prognósticos de diferentes escalas espaciais são a base para um sistema de oceanografia operacional eficaz (Johannessen *et al*., 2000). Os dados *in situ* e remotos são complementares. Enquanto os primeiros contêm informações da estrutura vertical do oceano, mas apresentam pequena cobertura espacial e temporal; os dados de satélite têm as características opostas: extensa cobertura espacial e temporal, porém medições apenas da superfície do mar (Le Traon, 2002).

Entre a vasta gama de parâmetros atualmente obtidos por plataformas orbitais, os de maior interesse para assimilação em modelos hidrodinâmicos são a temperatura da superfície do mar (TSM) e a elevação da superfície do mar (ESM), obtidas, respectivamente, por sensores infra-vermelhos – principalmente o AVHRR (Advancedd Very High Resolution Radiometer), a bordo dos satélites da série NOAA – e radares altímetros, a bordo de satélites como Envisat, Jason-1 e GFO.

Apesar do aumento expressivo da cobertura de dados com o advento do sensoriamento remoto, ela ainda é insuficiente para um diagnóstico preciso do estado do mar. Por outro lado, os modelos hidrodinâmicos, por maior que seja a capacidade computacional, são incapazes de resolver processos nas escalas menores que a resolução de grade. A assimilação de dados - o terceiro item do tripé básico da oceanografia operacional - surge como ferramenta capaz de diminuir estas limitações, pois permite que o modelo convirja para o oceano real, ficando menos sensível aos processos turbulentos e aumentando sua habilidade prognóstica, e ao mesmo tempo funciona como um interpolador inteligente para as áreas sem dados (Malanotte-Rizzoli *et al*., 1996).

As previsões numéricas são problemas de valor inicial, ou seja, estados futuros hidrodinâmicos são obtidos a partir de um estado presente (condições iniciais), cuja reprodução deve estar a mais próxima possível da realidade, a fim de gerar previsões confiáveis. Para obtenção das condições iniciais em cada ponto de grade, as técnicas de assimilação combinam periodicamente dados observados com um campo pré-conhecido (chamado de *background*), obtido por climatologia ou por simulações prognósticas anteriores, sendo possível introduzir uma nova condição inicial à medida que novos dados são obtidos. Dessa forma, os resultados dos modelos não se afastam da situação observada, melhorando sua capacidade de previsão, e permitindo um funcionamento operacional do sistema (Fragoso, 2004).

A condição inicial necessária para assimilação hidrodinâmica é o campo de massa (temperatura e salinidade) tridimensional. No entanto, os satélites obtêm informações apenas da superfície do mar e não obtêm valores de salinidade. Pinardi *et al*. (1995) demonstraram que dados da superfície, sem a projeção nas camadas profundas, não fornecem bons resultados durante a assimilação. Diferentes metodologias foram desenvolvidas para superar tais limitações. As principais delas são: análise de funções ortogonais empíricas (EOF, na sigla em inglês) (Carnes *et al*., 1990 e 1994), correlações superfície/subsuperfície (Mellor e Ezer, 1991; Ezer e Mellor, 1994 e 1997) e modelos de feições (Gangopadhyay e Robinson, 1997, 2002;

Gangopadhyay *et al*., 1997, 2003). Os resultados destes métodos são as 'observações', que serão combinadas com o *background* no processo de assimilação.

Além dos desafios numéricos inerentes a qualquer assimilação de dados, deve-se considerar também a complexidade hidrodinâmica nas Bacias de Campos e Santos, área de interesse deste trabalho. A região se caracteriza pela presença freqüente de meandros e vórtices da Corrente do Brasil (CB). Estes vórtices podem alcançar diâmetros de mais de 100 km, com grande influência na circulação regional, modificando a direção das correntes em escala semanal ou mesmo diária. Portanto, apesar do sentido predominante da CB ser sul/sudoeste, esta situação pode ser modificada dependendo da existência e da localização dos meandros e vórtices.

Tem-se, assim, a maior região produtora de petróleo do país localizada na área onde a simulação hidrodinâmica é uma das mais complexas do litoral brasileiro. Devido a esta complexidade, os experimentos numéricos para simular a circulação na Bacia Sudoeste do Atlântico começaram a obter resultados bem sucedidos na última década apenas (Lima, 1997; Calado, 2001; Fragoso, 2004).

A intensa atividade petrolífera nessa área é acompanhada de risco de impactos ambientais, decorrentes principalmente de eventuais derramamentos de óleo no mar. Nos últimos anos, os episódios de derramamentos ganharam um crescente destaque na imprensa. Os prejuízos operacionais, materiais e ambientais, as multas punitivas, a imagem negativa, entre outras perdas advindas destes derramamentos, são fatores que justificam a concentração de esforços, por parte das empresas petrolíferas que atuam ou irão atuar na exploração e produção de óleo no Brasil, na otimização da qualidade ambiental de suas operações.

Paralelamente a isto, a própria legislação ambiental brasileira passou a exigir um maior rigor nas operações. Como conseqüência do derrame na Baía de Guanabara, em janeiro de 2000, foi sancionada em abril do mesmo ano a Lei Federal 9966, que regula a prevenção, controle e inspeção da poluição causada por óleo derramado em águas sob jurisdição nacional. O processo de licenciamento ambiental de atividades potencialmente poluidoras, controlado pelo IBAMA, é, atualmente, bastante exigente na definição de todos os riscos ambientais e estratégias de mitigação de eventuais danos.

Diante deste panorama, de crescimento da importância da variável ambiental, tanto para as empresas, quanto para os órgãos fiscalizadores, o conhecimento antecipado das condições oceanográficas passou a ser um objetivo a ser alcançado, uma vez que a produção nacional de óleo está concentrada em ambiente marinho.

Sabe-se que a trajetória do óleo no mar é controlada essencialmente pela corrente superficial. Desta forma, conseguir prever a complexa circulação nas Bacias de Campos e de Santos significa melhorar consideravelmente a capacidade de minimização de impactos ambientais, seja pelo conhecimento prévio das áreas atingidas e do tempo para isto ocorrer, seja pelo planejamento mais eficiente dos esforços de contenção e/ou recolhimento do óleo.

No entanto, o potencial de melhoria na capacidade de previsão utilizando a assimilação operacional de dados ainda não foi testado. Num âmbito maior, deve-se também registrar que, passada metade da primeira década do século XXI, o Brasil ainda não possui um sistema de previsão oceanográfica operacional.

Os primeiros esforços neste sentido estão começando a surgir. Godoi (2005) destaca o início do Projeto Desenvolvimento de Protótipo de Sistema de Previsão Oceânica e Costeira para o Leste Brasileiro - SPOC, com o envolvimento do CNPq, Marinha do Brasil e o Instituto Oceanográfico da USP.

Considerando o contexto apresentado de mudanças globais, evolução na capacitação dos principais países do primeiro mundo em relação à previsão oceanográfica e preocupação crescente com o meio ambiente, é de grande importância estratégica para o Brasil que o avanço tecnológico nessa área seja realmente empreendido. A relevância do presente trabalho consiste justamente em contribuir para as iniciativas nesse sentido.

Destacam-se, assim, como principais objetivos, os seguintes:

- Avaliação da capacidade de se reproduzir o campo de correntes (principalmente o superficial) e feições oceanográficas, tais como vórtices, a partir de assimilação de dados de TSM e ESM, via relaxação newtoniana (ou *"nudging"*, em inlgês), em um modelo hidrodinâmico (POM – Princeton Ocean Model).
- Avaliação da compatibilidade entre a dinâmica observada no melhor experimento de assimilação e os fundamentos físicos que controlam a circulação na região.
- Avaliação do potencial da metodologia aqui utilizada como parte de um sistema operacional de previsão de correntes.

A tese está organizada em cinco capítulos, sendo o primeiro referente a esta introdução, incluindo o contexto no qual se insere este trabalho e uma breve descrição da oceanografia física da área de interesse. O capítulo 2 trata da metodologia aplicada

e concentrará seu foco na descrição do modelo hidrodinâmico utilizado e no processo de assimilação de dados. O capítulo 3 apresenta e discute os resultados relativos a cada um dos três objetivos mencionados. E, finalmente, no capítulo 4, são destacadas as principais conclusões e recomendações do trabalho.

1.2 - Área de Estudo

Apesar do domínio definido para o modelo hidrodinâmico abranger a área entre as latitudes de 10º e 27ºS e as longitudes de 30º e 50ºW, a área de interesse principal deste trabalho é a região das Bacias de Campos e a parte norte da Bacia de Santos, devido à sua importância econômica e à complexidade hidrodinâmica. Nesta área, há frequentemente a formação de vórtices e meandros na Corrente do Brasil (CB), que é a corrente que controla a circulação oceânica superficial nesta região. A Figura 1-1 apresenta a área de estudo e destaca a localização dos vórtices de Cabo de São Tomé e de Cabo Frio.

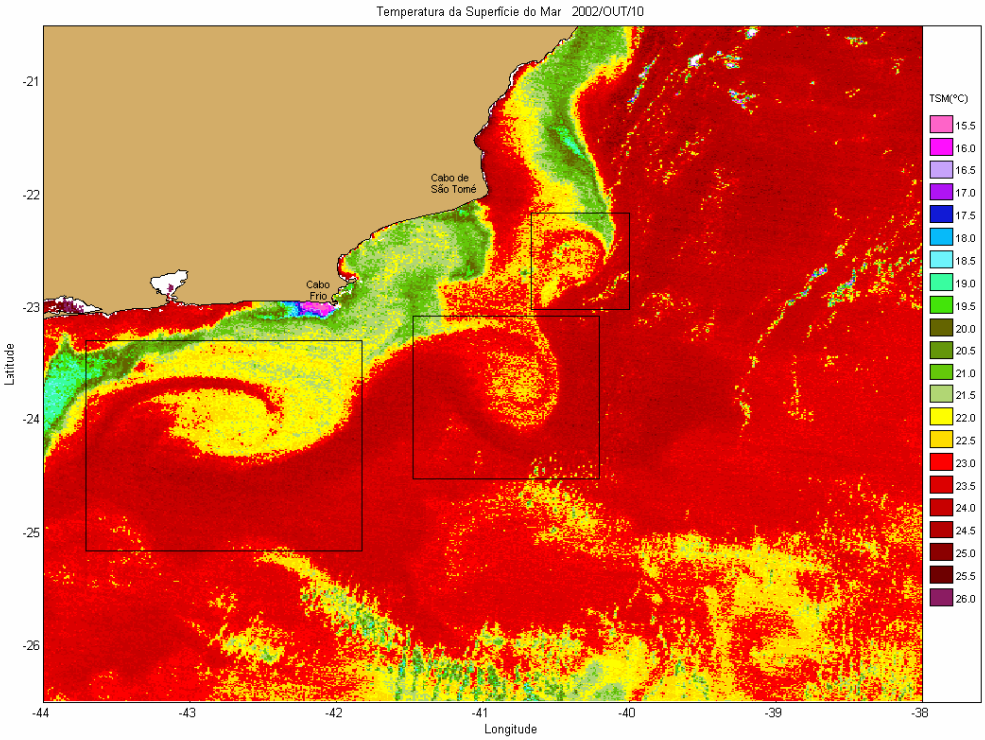

Figura 1-1: mapa de temperatura da superfície do mar na área de interesse, destacando com retângulos os vórtices de Cabo de São Tomé e de Cabo Frio. Em tons de vermelho, tem-se o fluxo da CB. Fonte: GSFC (www.gsfc.nasa.gov/, visitado em 26/06/2007).

A Bacia de Campos apresenta plataforma continental relativamente estreita (largura média de 60 km), com profundidade de quebra entre 60 e 100 m. Duas importantes características batimétricas na região merecem destaque: (1) a abrupta mudança na orientação da linha de costa, passando da direção NE-SW, entre Vitória e Cabo Frio, para E-W, a partir de Cabo Frio; (2) a cadeia submarina de Vitória-Trindade, localizada perpendicularmente à costa, ao longo dos paralelos de 20º e 21ºS, gerando gradientes batimétricos bastante acentuados. Estas feições topográficas têm grande influência na circulação local, contribuindo para a formação dos meandros e vórtices.

Na plataforma continental interna, a circulação oceânica é essencialmente forçada pelo vento dominante (Castro Filho, 1996). Souza *et al.* (1999) constataram que as correntes de superfície obedeceram, com algum desvio, o regime de ventos.

Portanto, faz-se necessário um resumo do regime de ventos na região. Durante todo ano predominam ventos de leste a nordeste na área de interesse, gerados pelo Anticiclone Semipermanente do Atlântico Sul. Torres Jr. (1995), a partir de 16 anos de dados de vento em Cabo Frio, confirmou que os ventos de nordeste e leste são bem mais freqüentes.

Entretanto, este padrão pode ser quebrado pelas frentes polares, oriundas do Anticiclone Polar Marítimo da América do Sul. Estes anticiclones invadem o continente sul-americano ao longo do ano todo com fortes ventos de W a SW (Nimer, 1989). O pico de freqüência de passagem de frentes frias ocorre entre agosto e novembro (Lemos e Calbete, 1996). De acordo com Stech e Lorenzzetti (1992), com a aproximação da frente, os ventos passam para noroeste e, em seguida, giram no sentido anti-horário até a direção sudoeste. Aproximadamente um dia após a passagem da frente, o giro se completa e o vento volta a vir de nordeste.

Além da escala subinercial (2 a 15 dias), há ainda uma influência sazonal na circulação da plataforma continental interna. De acordo com os trabalhos de Luedeman (1971) e Matsuura (1975), a circulação média nesta região tem o seguinte padrão: (1) durante o verão, correntes fluindo para sudoeste, acima da picnoclina (faixa de profundidade com elevado gradiente vertical de massa específica), e para nordeste, abaixo da mesma, (2) e durante o inverno, fluxo para nordeste ao longo de toda a coluna d'água.

A picnoclina formada no verão é oriunda do avanço da ACAS (Água Central do Atlântico Sul) sobre a plataforma. Isto ocorre devido ao transporte das águas superficiais (pelo mecanismo de transporte de Ekman) na direção oceânica, promovido

pelos ventos de nordeste predominantes, seguido da subida de massas d'água de profundidades maiores, como a ACAS, que pode invadir a plataforma e até chegar à superfície, dando origem a uma importante feição nesta região: a ressurgência costeira. Ela ocorre principalmente na primavera e verão, devido à continuidade dos ventos de nordeste, numa escala de tempo subinercial (Rezende, 2003). Os pontos mais importantes de ressurgência costeira são: Vitória, Cabo de São Tomé e, principalmente, Cabo Frio, exatamente a mais estudada (Mascarenhas *et al.*, 1971; Miranda, 1982; Torres Jr., 1995; Castro e Miranda, 1998, entre outros).

Entretanto, a grande freqüência de ressurgências na região não se deve apenas à existência de ventos favoráveis, mas também a algumas peculiaridades locais, tais como a mudança brusca, de NE-SW para E-W, na orientação da linha de costa e a presença de um forte gradiente topográfico próximo à costa. Em Cabo Frio, a isóbata de 100 m encontra-se a uma distância de 7 km da costa, contra 42 km no Rio de Janeiro e 88 km no Cabo de São Tomé. É interessante notar que apenas em Cabo Frio o forte gradiente topográfico é próximo à costa, sendo que, no restante da região, o gradiente topográfico mais intenso está situado próximo à quebra da plataforma continental. Rodrigues e Lorenzzetti (2001) concluíram que em Cabo Frio a geometria da linha de costa tem maior influência na origem das ressurgências, enquanto que em Cabo de São Tomé e em Vitória, os efeitos topográficos são mais relevantes que a orientação da linha de costa.

Já na plataforma externa, talude e oceano profundo, a circulação é controlada pelo giro subtropical, que é a circulação em larga escala forçada pelo vento. Esse sistema de circulação anticiclônica (anti-horária no hemisfério sul) inclui a Corrente de Benguela, que flui ao longo da costa africana para norte em direção ao equador; a Corrente Sul Equatorial, que flui do Continente Africano para o Continente Sul-Americano; a Corrente do Brasil (CB), originária da bifurcação da Corrente Sul Equatorial e fluindo em direção ao Sul; e, completando o giro anticiclônico, a Corrente do Atlântico Sul, que flui para leste. Esta corrente é uma extensão da CB, imediatamente após sua confluência com a corrente das Malvinas, na Convergência Subtropical, que ocorre entre 33º-38ºS.

O Giro Subtropical pode ser visualizado na Figura 1-2 (Peterson e Stramma, 1991). O limite norte deste giro vai se deslocando para sul, conforme a profundidade vai aumentando. Assim, a bifurcação da Corrente Sul Equatorial ocorre cada vez mais ao sul, ou seja, a profundidade da CB aumenta conforme ela atinge latitudes maiores. Como conseqüência, tem-se um progressivo aumento do volume transportado por ela, à medida que flui para sul. A CB é formada com um volume inicial de

aproximadamente 2 a 4 Sv (1 Sv = 10^6 m^3/s), e a partir de 24ºS, seu volume passa a crescer a uma taxa de cerca de 5% a cada 100 km (Moreira, 1997).

De uma forma resumida, a CB seria, então, uma Corrente de Contorno Oeste requerida pelo transporte de Sverdrup para fechar a circulação gerada pelo vento no Giro Subtropical (Godoi, 2005). As correntes de contorno oeste se caracterizam por um fluxo intenso próximo à margem continental.

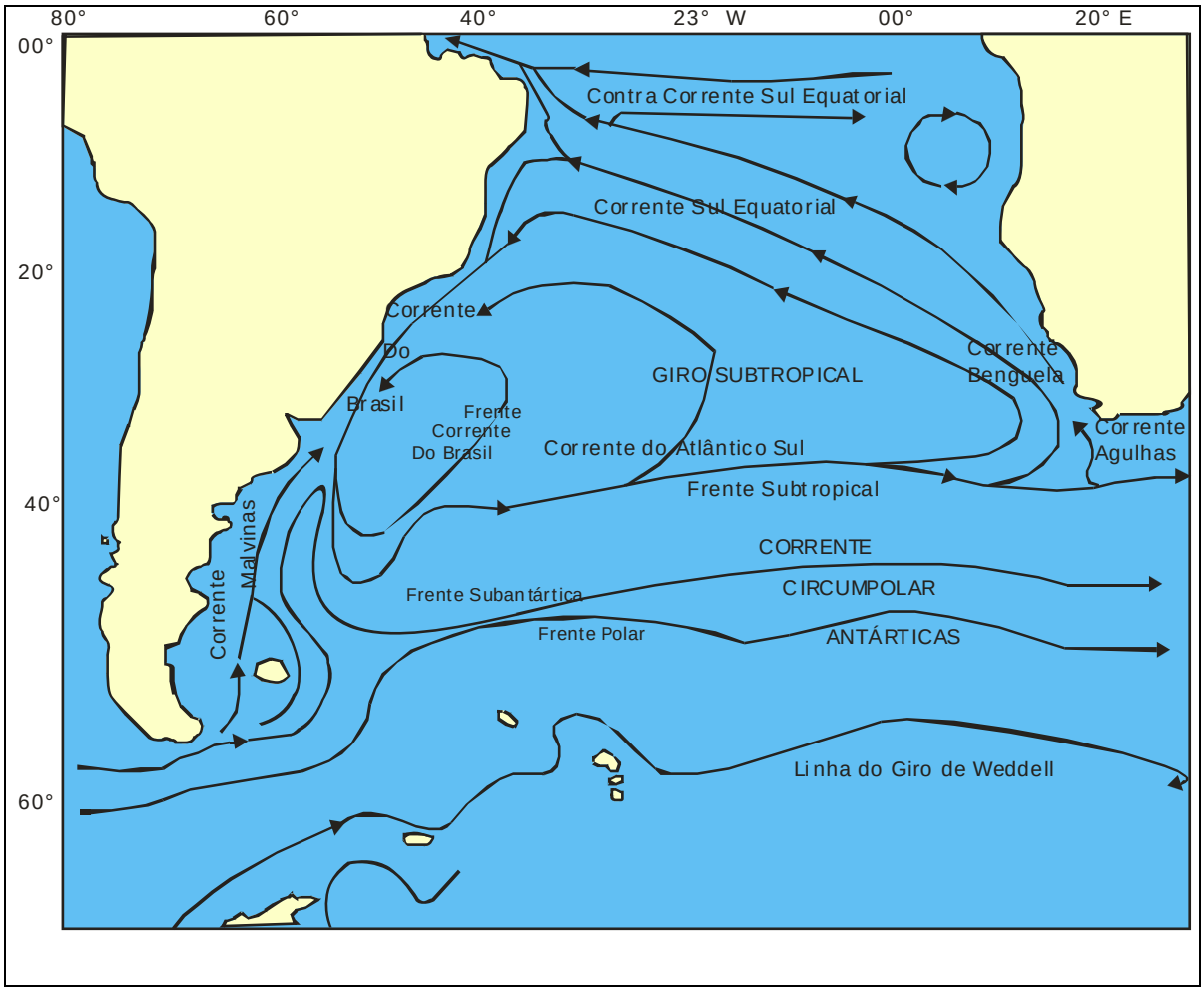

Figura 1-2: Circulação forçada por vento em larga escala no Atlântico Sul, destacando o Giro Subtropical (adaptado de Peterson e Stramma, 1991).

Portanto, a Corrente do Brasil, originada pela bifurcação da Corrente Sul-Equatorial, controla a circulação superficial na área de interesse e é caracterizada por altas temperaturas e salinidade e por um fluxo no sentido Sul, acompanhando a direção da quebra de plataforma.

Segundo Paula *et al*. (2004), a Corrente Sul Equatorial se aproxima da costa brasileira em torno de 14ºS. De acordo com Silveira *et al*. (2000), a Corrente do Brasil já se apresenta organizada em 15ºS e flui ao largo da margem continental leste,

atingindo velocidades superiores a 0,8 m/s. Sua espessura varia entre 400 e 700 m, aproximadamente. Análise de imagens de satélite feitas por Garfield (1988) mostraram a CB numa posição média próxima à isóbata de 200 m, com a borda externa confinada a regiões com menos de 2000 m, limite inferior do talude continental, com cerca de metade do transporte de volume ocorrendo sobre a plataforma.

Evans e Signorini (1985) apresentaram as primeiras medições diretas de velocidade máxima e transporte da CB, sendo respectivamente de 0,50 m/s e 11 Sv, na latitude de 23ºS. Silveira *et al*. (2000) fizeram uma compilação de diversas referências bibliográficas a fim de avaliar as magnitudes da velocidade máxima e do transporte de volume da CB ao largo da costa leste brasileira. Entre as latitudes de 22º e 24ºS, o transporte de volume variou entre 1,3 e 11 Sv, enquanto os limites de velocidade máxima foram 0,19 e 0,75 m/s.

A CB, no entanto, rege a circulação superficial. Com o aumento da profundidade, cresce a importância da circulação termohalina, cujos movimentos hidrodinâmicos são forçados pelas características de massa específica das massas d'água. De uma forma geral, tem-se o seguinte padrão de massas d'água nos primeiros 3 km de profundidade, em ordem crescente de profundidade: Água Tropical (AT), Água Central do Atlântico Sul (ACAS), Água Intermediária Antártica (AIA) e Água Profunda do Atlântico Norte (APAN).

Gonçalves (1993) encontrou a seguinte estrutura de massas d'água na Bacia de Santos: AT nos primeiros 200 m da coluna de água, a ACAS entre 200 e 750 m e a AIA entre 750 e 1500 m de profundidade. Campos *et al*. (1995) também sugerem a profundidade de 750 m como o limite entre a ACAS e a AIA. Segundo estes autores, a profundidade média da CB é de 750 m na Bacia de Santos. Entre 22º e 23ºS, Silveira *et al*. (2004) observaram a inversão de fluxo da corrente em 450-500 m.

Ao longo da coluna d'água, tem-se, assim, o seguinte padrão de circulação: entre a superfície e 450-750 m, fluxo da CB para sul, transportando, portanto, a AT e a parte superior da Água Central do Atlântico Sul (ACAS); há, então, um nível de inversão de fluxo, com movimentos quase nulos nessa profundidade, e abaixo dela, até cerca de 1500-1800 m, fluem no sentido norte a porção inferior da ACAS e a AIA, transportadas pela Corrente de Contorno Intermediária (CCI).

Este padrão tem grande influência do Giro Subtropical e, mais especificamente, da latitude em que ocorre a bifurcação da Corrente Sul Equatorial. Conforme já mencionado, a latitude da bifurcação aumenta, com o aumento da profundidade. A ACAS, por exemplo, apesar de ser formada na convergência subtropical, entra no giro

e, na sua profundidade, a bifurcação ocorre ao norte de 22ºS (Silveira *et al*., 2000). Portanto, a parte superior da ACAS entra no fluxo da CB, fluindo para sul, enquanto a parte inferior flui para norte, transportada pela CCI.

A trajetória da AIA segue o mesmo padrão. Mas como sua profundidade é maior, a latitude de bifurcação ocorre mais ao sul, com grande influência na área de interesse. Acredita-se que a maior parte dela, apesar de se formar em altas latitudes e fluir para norte, também entra no giro subtropical, desviando para leste na confluência Brasil-Malvinas (38ºS), girando anticiclonicamente e reaproximando da margem continental brasileira, onde se bifurca. A parte inferior da AIA não entra no giro e flui para norte desde a origem. A profundidade máxima em que a AIA entra no giro subtropical, a latitude em que ocorre a bifurcação e possíveis variações destes parâmetros em diferentes escalas de tempo ainda não foram definidas com exatidão. A maioria dos estudos indica que o fluxo da AIA é para norte já na Bacia de Santos, com a bifurcação ocorrendo entre 23º e 28ºS (Silveira *et al*., 2000). A Figura 1-3 mostra a possível trajetória da CCI, entrando no giro subtropical e bifurcando ao largo de Santos.

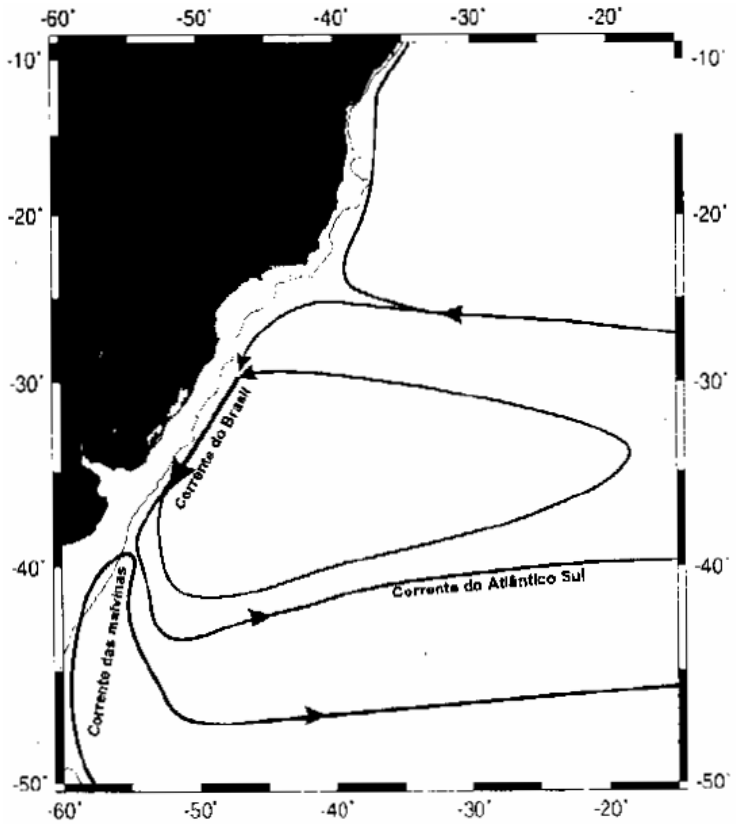

Figura 1-3: Representação da circulação no Oceano Atlântico sudoeste ao nível de 800 m. Fonte: Silveira *et al*. (2000). Baseada em Reid (1989), Stramma e England (1999)e Boebel *et al*. (1999).

Lima (1997) calculou um transporte de 5,1 ± 2,8 Sv para a CCI na área de interesse e uma extensão vertical de 1100 m, estando presente entre as profundidades de 400 e 1500m. Gonçalves (1993) detectou um fluxo para NE ocorrendo em aproximadamente 500 m de profundidade. As velocidades apresentadas por este fluxo possuíam valores máximos da ordem de 20 cm/s. Silveira *et al*. (2004) observaram velocidades da CCI superiores a 0,30 m/s, núcleo da corrente em 800 m, espessura de 1200 m e transporte total de 3,6 Sv.

Sabe-se, atualmente, que as interações entre CB e CCI têm grande influência na formação de vórtices na região. Portanto, a análise do sistema CB-CCI, formado por duas correntes de contorno fluindo na margem continental sudeste brasileira em sentidos opostos, até a profundidade de 1800 m (Godoi *et al*., 2006), é de importância crucial para o entendimento da gênese dos vórtices locais.

Abaixo da AIA, entre 1500 e 3000 m (Silveira *et al*., 2000), aproximadamente, está a APAN, transportada para sul até 32ºS, pela Corrente de Contorno Oeste Profunda.

Em seguida apresentam-se as principais características das massas d'água citadas (Silveira *et al*., 2000):

- **Água Tropical (AT)**, quente e salina (temperatura maior que 18^{o}C e salinidade maior que 36,0 ups), transportada para S-SW na camada superficial pela Corrente do Brasil, nas proximidades da quebra da plataforma continental. Sua maior profundidade varia entre 100 e 300 m. É formada como conseqüência da intensa radiação e excesso de evaporação em relação à precipitação, característicos do Atlântico Tropical.
- **Água Central do Atlântico Sul (ACAS)**, marca a região da picnoclina, com a temperatura variando entre 6º e 20ºC e salinidade, entre 34,6 e 36,0 ups. Presente ao longo do talude continental na camada abaixo da AT até aproximadamente 750 m. O limite superior da ACAS varia em períodos de cerca de três anos, entre profundidades de 100 e 300 m, de acordo com resultados de Signorini *et al*. (1989). É formada por afundamento das águas na região de Convergência Subtropical e subseqüente espalhamento ao longo da superfície de densidade adequada a seu ajustamento hidrostático.
- **Água Intermediária Antártica (AIA)**, formada na Convergência Subantártica, apresenta temperaturas entre 3º e 6ºC e salinidades entre 34,2 e 34,6 ups. Tem como característica marcante um mínimo de salinidade no diagrama T - S .

- **Água Profunda do Atlântico Norte (APAN)**, com temperaturas entre 3º e 4ºC e salinidades entre 34,6 e 35,0 ups. Ocupa profundidades entre 1500 e 3000 m.

Para a plataforma continental, devemos considerar a presença da Água Costeira (AC), com temperatura (T) entre 4,0 e 21ºC e salinidade (S) entre 33,0 e 33,7 ups (Thomsen, 1962), e ainda os limites termohalinos das misturas entre diferentes massas (Cacciari *et al.*, 1994):

- **AC/AT**: T > 20ºC e 36 < S < 36,4 ups
- **AC/ACAS**: 18º < T < 20ºC e S <36 ups
- **AT/ACAS**: 18º < T < 20ºC e 36 < S < 36,4 ups

A Figura 1-4 apresenta um exemplo de diagrama T - S e a respectiva definição das massas d'água da costa leste/sudeste do Brasil, obtidos por Fragoso (2004), a partir de dados do Banco Nacional de Dados Oceanográficos (BNDO).

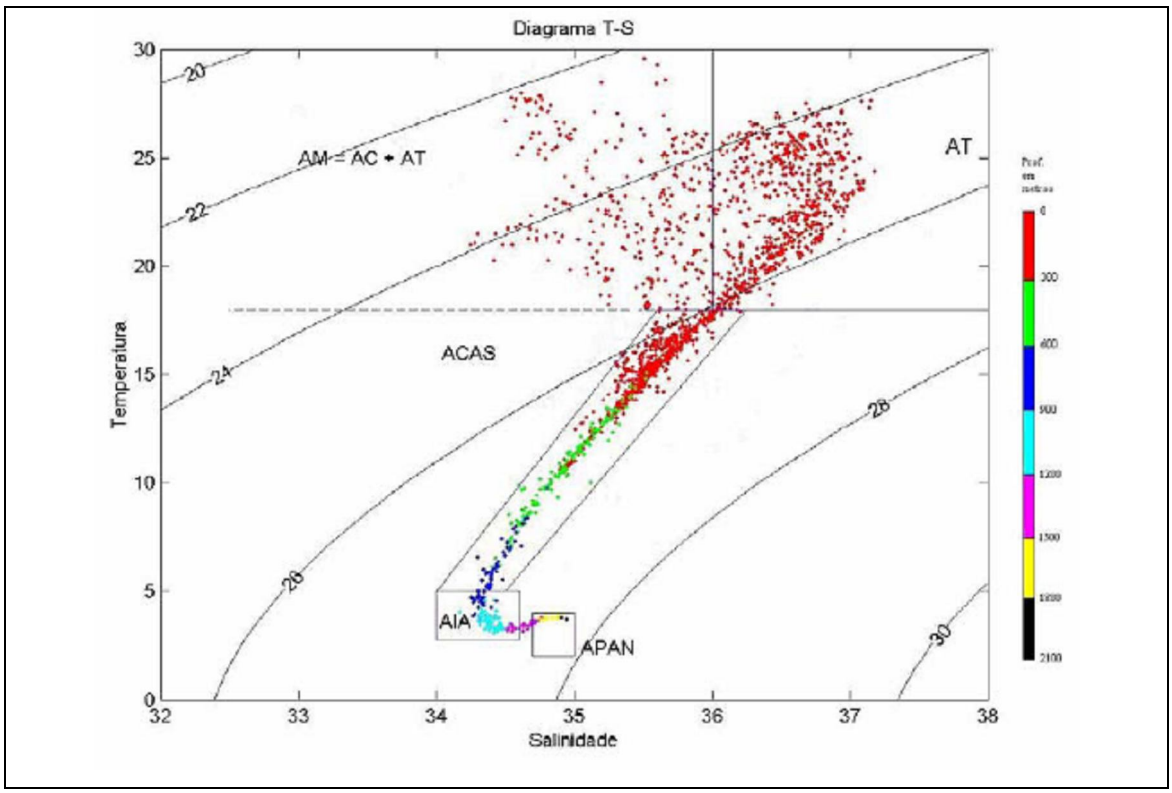

Figura 1-4: Diagrama T - S com as massas d'água presentes na área de interesse. Fonte: Fragoso (2004).

A literatura destaca a existência de uma variação nas profundidades das massas d'água, devida à combinação entre o sistema de ventos e a presença de vórtices ciclônicos. Segundo Matsuura (1986 *apud* Rodrigues, 1997), embora ocorra também no inverno, a penetração da ACAS sobre a plataforma é mais intensa durante

os meses de primavera e verão, sendo observada a formação de uma termoclina marcante. Já durante os meses de outono e inverno, a ACAS recua para a quebra da plataforma e a distribuição da temperatura na região costeira fica homogênea.

No verão, a ACAS está presente sobre toda a extensão da plataforma continental, mantendo contato com a sua origem ao norte e ao sul, sugerindo o fluxo da ACAS contra as isóbatas ao sul de Cabo Frio e ao norte do Cabo de São Tomé. Em condições de ressurgência, a ACAS pode aflorar na superfície, gerando processos de mistura, horizontal e vertical. No inverno, a ACAS limita-se à região do talude, já que o processo de ressurgência é menos comum.

As principais anomalias nas condições oceanográficas da área de interesse são causadas por vórtices e meandros da CB. Estas feições possuem escalas da ordem do raio interno de deformação de Rossby e são comumente referidas na literatura como feições de meso-escala oceânicas. A literatura científica cita vários casos onde foram encontrados vórtices, meandros e células de recirculação da CB, ciclônicos e anticiclônicos, tanto no lado oeste da CB (região de quebra da plataforma), quanto no lado leste (região mais profunda). Os vórtices podem ser isolados ou em pares, sendo um vórtice ciclônico na borda oeste da CB, associado a um anticiclônico, na borda leste. Assireu *et al*. (2003) observaram que a CB é mais perturbada no segundo semestre, apresentando, assim, uma menor velocidade média.

Reid (1989) e Peterson e Stramma (1991) citaram a existência de uma célula de recirculação, entre 20º e 40ºS. Já Stevenson e Souza (1994) e Stevenson (1996) descreveram uma recirculação ciclônica da CB no seu lado oeste, ao sul de 20ºS, com períodos variando de 115 a 161 dias.

A primeira descrição do meandramento da CB e da formação de estruturas vorticais, tanto ciclônicas como anticiclônicas, ao largo de Cabo Frio, foi realizada por Mascarenhas *et al*. (1971). Signorini (1978) detectou um vórtice anticiclônico na região de Cabo Frio com cerca de 100 km de raio e 500 m de profundidade. Garfield (1990) menciona que os vórtices ciclônicos são formados a partir do meandramento da CB na região de Cabo Frio e advectados para sul no fluxo principal da CB. Apesar disso, o autor cita que o eixo da CB se comporta como um fluxo contínuo ao longo da linha de quebra de plataforma e que os vórtices formados na corrente não chegam a quebrar esse fluxo em uma seqüência de vórtices discretos. Utilizando dados de satélite e de derivadores, Lorenzzetti *et al*. (1994) detectaram vórtices ciclônicos na Bacia de santos com diâmetro variando entre 70 e 275 km.

Estes vórtices, portanto, têm grande influência na circulação local, modificando a direção das correntes em escala semanal ou mesmo diária. Desse modo, apesar do sentido predominante da CB ser sul/sudoeste, esta situação pode ser modificada dependendo da existência e da localização dos meandros e vórtices.

Os vórtices ciclônicos também geram velocidades verticais positivas que podem provocar a subida da ACAS para menores profundidades, contribuindo para o processo de ressurgência (Campos *et al*., 1995). Segundo o padrão sugerido por Campos *et al*. (2000), no verão, as ressurgências seriam mais intensas devido à combinação entre ventos favoráveis de nordeste e os meandros e vórtices ciclônicos. Já no inverno, apenas os giros ciclônicos contribuiriam para a ressurgência.

Campos *et al*. (1995; 1996) sugerem que o meandramento da CB é devido às variações na profundidade da coluna d'água. Devido à brusca mudança na orientação da linha de costa na região de Cabo Frio, o fluxo da CB, antes centrado em 1000 m, atinge por inércia regiões mais profundas do talude continental. O aumento de profundidade causa estiramento da coluna d'água, e para conservar a vorticidade potencial, a CB adquire vorticidade relativa ciclônica, que desvia seu fluxo na direção da plataforma. Ao penetrar na plataforma, ocorre o oposto, uma diminuição da espessura da coluna, seguida por vorticidade relativa anticiclônica. A sucessão desses eventos daria origem a uma onda de Rossby topográfica superposta a um fluxo básico, que penetraria pela Bacia de Santos no sentido SW. Ou seja, a conservação da vorticidade potencial faz com que a parcela de água tenda a voltar à sua posição inicial, próxima à quebra de plataforma, gerando uma onda.

Calado (2001) identificou que estes meandros ocorrem na CB e na CCI, mas com sinais opostos, ou seja, quando na CB se observou um meandro ciclônico, na CCI, detectou-se um anticiclônico. Godoi *et al*. (2006) observaram resultados semelhantes. Mapas de função de corrente geostrófica indicaram meandros ciclônicos e anticiclônicos, respectivamente, associados a ondas de vorticidade no primeiro modo baroclínico.

Entretanto, considerando a magnitude do transporte da CB (menor que 10 Sv), a hipótese de Onda de Rossby exclusivamente não justifica a amplitude observada dos meandros da CB, que frequentemente se fecham em vórtices. Segundo Calado (2001), Fernandes (2001) e Silveira *et al*. (2004), o crescimento dos meandros associados às ondas de Rossby topográficas é proveniente de um processo de instabilidade baroclínica.

As transferências de energia do fluxo médio (corrente) para o turbulento (meandro e vórtices) são o principal mecanismo para a formação de vórtices. Estas transferências podem ser de dois tipos. No primeiro, a fonte de energia é a energia potencial disponível (APE, na sigla em inglês) devida a gradientes horizontais de massa específica, que resultam em cisalhamento vertical do fluxo médio, em um processo chamado de instabilidade baroclínica. No segundo tipo, a fonte de energia é a energia cinética do fluxo médio quando existe forte cisalhamento horizontal da corrente e o processo é chamado de instabilidade barotrópica. Isto é, a instabilidade baroclínica está associada ao cisalhamento vertical da corrente, enquanto a instabilidade barotrópica é referente ao cisalhamento horizontal. Na natureza, estes processos ocorrem simultaneamente, com a predominância de um ou de outro, mas, para efeito de estudos, é feita esta divisão, devida à grande complexidade matemática de cada processo isolado (Fernandes, 2001).

Segundo Calado (2001), Fernandes (2001) e Silveira *et al*. (2004), o sistema CB-CCI é essencialmente baroclínico. Fernandes (2001) mostrou que os quatro primeiros modos dinâmicos correspondem a 75% da estrutura vertical de velocidade na região, sendo o primeiro modo baroclínico responsável por aproximadamente 40% da estrutura vertical da velocidade. Silveira *et al*. (2004) diagnosticaram o sistema CB-CCI como sendo 75-80% baroclínico. Além disso, os resultados destes autores indicaram que o sistema possui condições favoráveis a um processo de instabilidade baroclínica, isto é, trata-se de um sistema potencialmente instável baroclinicamente, que poderia ser disparado a partir de uma onda de Rossby topográfica sobreposta à CB. Em resumo, os meandros seriam originados da combinação entre as influências da orientação da linha de costa e da batimetria, conforme sugerido por Campos *et al*. (1995), mas o crescimento da sua amplitude e a formação de vórtices dependeriam de um processo de instabilidade baroclínica.

Assim, todos esses fatores – vórtices, meandros, fluxos diferentes na plataforma interna, externa e talude, ressurgência, estratificação sazonal da coluna d'água – conduzem a uma circulação geral na área de extrema complexidade, onde dificilmente se pode isolar a influência de cada forçante nas diferentes escalas de tempo e espaço (Leite, 1983).

2 – Metodologia

A metodologia do presente trabalho se baseia numa abordagem chamada na literatura de experimentos-gêmeos (*twin experiments*), onde se tem uma simulação controle, que corresponde ao “oceano real”, de onde serão extraídos os dados que serão assimilados em uma outra classe de simulações, com condições iniciais distintas das do controle (Holland e Malanotte-Rizzoli, 1989). Portanto, inicialmente, faz-se necessária a diferenciação entre simulação controle e experimentos de assimilação, já que todos os resultados se fundamentam na comparação entre estas simulações.

Para aferição da eficácia de esquemas de assimilação de dados, seus resultados devem ser comparados a uma solução de referência, assumida como verdadeira. A simulação controle representa esta referência. Obviamente, isto é uma simplificação da realidade para podermos nos concentrar no foco do trabalho, que é a avaliação da eficácia da assimilação.

Neste sentido, foram incluídas ainda outras simplificações: ausência de vento, de fluxos de calor, de precipitação e de evaporação na superfície. Desta forma, as variações de energia ocorrem por processos internos, principalmente relativos à dinâmica de interação entre fluxo médio e perturbações, que queremos estudar.

Como o objetivo é reproduzir e prever vórtices, foi escolhido, para a simulação controle, um período de 68 dias de uma simulação de 3 anos, no qual está presente um vórtice, que aparece na superfície depois do dia 40 (em relação ao período de 68 dias). A condição inicial desta simulação de 3 anos foi a média mensal de temperatura e salinidade de abril de 1996.

Os experimentos de assimilação partirão de uma condição inicial diferente (outubro de 1995) e, através da assimilação dos dados de temperatura da superfície do mar (TSM) e elevação da superfície do mar (ESM) da primeira camada (superfície) da simulação controle, tentarão convergir suas soluções para aquela observada no controle. A freqüência de assimilação será diária.

A assimilação da camada superficial é para simular dados de satélite. Os dados de satélite de maior importância para modelos hidrodinâmicos disponíveis de forma operacional atualmente são justamente os de TSM e de elevação (Le Traon,

2002). Portanto, o que se quer aqui é simular a seguinte situação: a partir de uma condição inicial qualquer (uma climatologia, por exemplo), um modelo hidrodinâmico irá assimilar dados de satélite (primeira camada do controle), com o objetivo de, ao longo do tempo, aproximar seus resultados diagnósticos e prognósticos da situação observada na natureza, não só na superfície, mas ao longo da profundidade.

Trata-se, portanto, de um satélite perfeito, já que os dados são iguais à superfície do oceano 'real' e referentes aos mesmos pontos da grade do modelo. Ao fazer esta simplificação, pode-se garantir que os dados assimilados não contêm erros de instrumento (erro observacional), pois estamos admitindo que eles correspondem à verdade (controle), nem erros de interpolação (erro de análise), pois a grade onde eles serão assimilados é a mesma de onde foram extraídos. Desta forma, será possível concentrar a avaliação nos 2 passos principais da assimilação de dados superficiais: a projeção dos dados superficiais na vertical e o esquema de assimilação.

Assim, a metodologia adotada pode ser dividida em dois grandes tópicos:

- Modelagem hidrodinâmica: o controle e os experimentos de assimilação utilizarão o modelo hidrodinâmico POM (Princeton Ocean Model), descrito em Blumberg e Mellor (1987). É um modelo tridimensional, não-linear, que integra as equações primitivas do movimento pelo método de diferenças finitas, utilizando coordenadas sigma na vertical. O maior benefício de modelos de coordenadas sigma é referente à representação suave da topografia e à habilidade em simular as interações entre o fluxo e a batimetria (Ezer *et al*., 2002).

- Assimilação de dados: dividida em 2 etapas, a de projeção vertical dos dados superficiais e de definição do esquema de assimilação. A projeção ocorrerá através do método de correlações, desenvolvido por Mellor e Ezer (Mellor e Ezer, 1991; Ezer e Mellor, 1994 e 1997), no qual o campo de massa tridimensional é obtido por análise estatística dos dados superficiais. O esquema de assimilação será o de relaxação newtoniana, devido à sua simplicidade numérica e ao menor esforço computacional, e por já ter apresentado resultados bem sucedidos (Verron, 1992; Smedstad e Fox, 1994; Capotondi *et al*., 1995a,b). Ele consiste em adicionar às equações prognósticas um termo que aproxima a solução na direção das observações.

2.1 – Modelagem Hidrodinâmica

O principal objetivo da modelagem hidrodinâmica é simular o campo de correntes, utilizando-se os princípios físicos de conservação da quantidade de movimento, de energia e de massa. Estes princípios podem ser expressos em equações matemáticas, que compõem um sistema cujas principais incógnitas para este trabalho são as componentes horizontais da corrente. Em geral, os modelos oceânicos descrevem a resposta de uma massa específica variável às forçantes dos contornos (momento atmosférico, calor etc.) (Dyke, 1996).

No entanto, é extremamente difícil construir um modelo hidrodinâmico universal capaz de simular perfeitamente os movimentos da água do mar em diferentes escalas de tempo e espaço e em todas as bacias oceânicas. Esta dificuldade está associada tanto à capacidade de processamento computacional, quanto à imprecisão na descrição de alguns processos físicos, como a turbulência, por exemplo. Deve-se considerar ainda que apenas recentemente os dados de modelo passaram a ser extensivamente testados com observações de campo.

Assim, ao longo das últimas décadas foram sendo desenvolvidas diferentes classes de modelos, considerando simplificações matemáticas, escalas, coordenadas e técnicas numéricas distintas, de acordo com o objetivo da aplicação.

De uma forma geral, os modelos hidrodinâmicos atuais derivaram do modelo pioneiro de Bryan e Cox (1968), construído em coordenada Z, na vertical. A partir daí, os modelos começaram a se diferenciar principalmente na escolha da coordenada vertical. De acordo com Griffies *et al*. (2000), tal escolha é o aspecto mais importante no desenho de um modelo oceânico.

Atualmente, há três tipos de sistemas de coordenadas verticais: cartesiano (coordenada Z), isopicnal (coordenada ρ) e sigma (coordenada σ). Cada um deles tem vantagens e limitações comparativas e seu uso dependerá da aplicação do modelo. Há também modelos com coordenadas híbridas, combinando 2 e até 3 destes sistemas.

Os modelos de coordenada z têm como vantagens a simplicidade da discretização numérica, fácil representação do gradiente de pressão horizontal nos casos de aproximação de Boussinesq, representação acurada da equação de estado da água do mar, boa representação dos processos diabáticos. Como desvantagens: dificuldade na representação da camada limite de fundo e da topografia. Os modelos mais conhecidos que utilizam este tipo de coordenada são o MOM (Modular Ocean

Model) e o OCCAM (Ocean Circulation and Climate Advanced Modeling) (Griffies *et al*., 2000).

Nos modelos de coordenada ρ, a massa específica potencial é referenciada a uma dada pressão, buscando-se acompanhar as linhas isopicnais. É adequado, portanto, para representar regiões estratificadas. O gradiente de pressão horizontal é facilmente representado para fluidos adiabáticos. Sua principal desvantagem é na representação da camada de mistura e da camada limite de fundo, por serem regiões, na maioria dos casos, com pequena estratificação. O principal modelo desta categoria é o MICOM (Miami Isopycnic Coordinate Ocean Model) (Fragoso,2004).

Os modelos de coordenada sigma (σ) são adequados para regiões com topografia variável, permitindo uma boa representação da camada limite de fundo. Têm habilidade também para resolver processos termohalinos e sistemas estratificados (Wang, 2001). Devido a estas capacidades, optou-se por utilizar neste trabalho um modelo desta classe, o Princeton Ocean Model (POM). Como será o modelo utilizado, ele será detalhado num tópico específico.

Para se beneficiar das vantagens de cada classe, foram desenvolvidos modelos com coordenadas híbridas. O mais conhecido deles é o HYCOM (Hybrid Coordinate Ocean Model), que combina os três tipos de coordenadas (Fragoso, 2004).

2.1.1 – Princeton Ocean Model (POM)

O POM é um modelo numérico hidrodinâmico tridimensional, não-linear, de equações primitivas, com superfície livre, projetado para simular correntes oceânicas e costeiras, sendo capaz de resolver apropriadamente os processos altamente dependentes do tempo e não-lineares da dinâmica de vórtices. O modelo integra as equações governantes pelo método de diferenças finitas, utilizando coordenadas sigma na vertical (Blumberg e Mellor, 1987).

A coordenada *sigma* substitui a coordenada cartesiana z usualmente utilizada na direção vertical. *Sigma* é definida como uma porcentagem da coluna d'água, variando entre 0, na superfície, e -1 no fundo. A Figura 2-1 mostra a divisão vertical em camadas sigma e a relação entre as coordenadas z e σ, sendo η a elevação da superfície; D, a profundidade local e H, a profundidade média local.

.

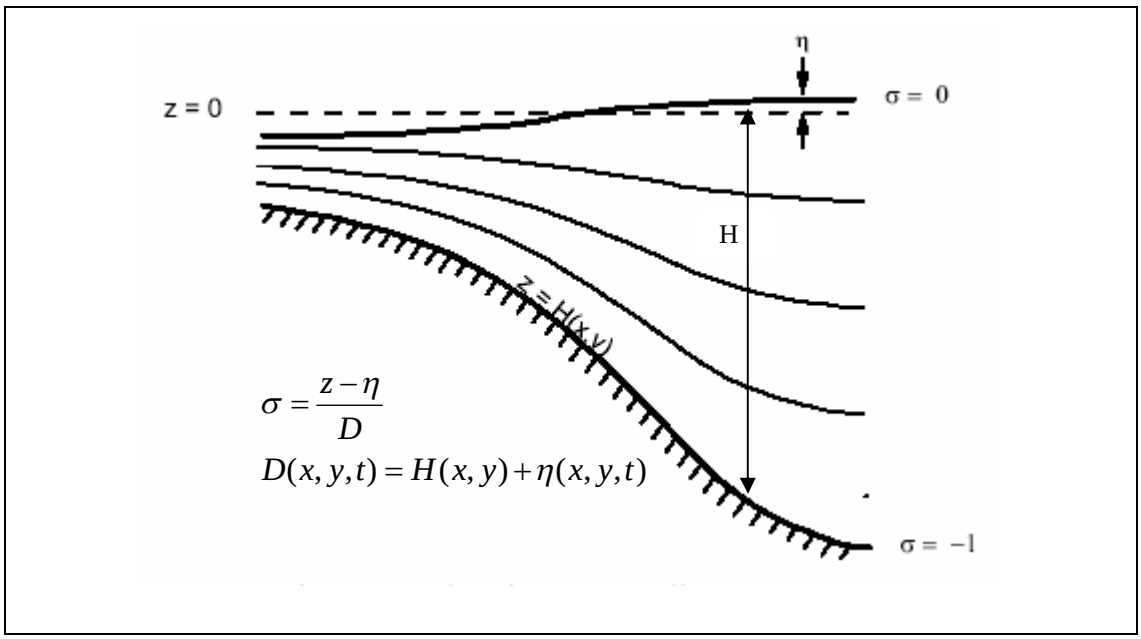

Figura 2-1: Divisão vertical em camadas sigma. Fonte: Mellor, 2004.

Assim, são definidas camadas cujas espessuras dependem da profundidade local, sendo que o mesmo número de camadas é utilizado em todos os pontos do domínio. Logo, áreas rasas são representadas por camadas mais finas, enquanto que camadas mais espessas aparecem nas regiões mais profundas.

O maior benefício de modelos de coordenadas sigma é referente à representação suave da topografia e à habilidade em simular as interações entre o fluxo e a batimetria (Ezer *et al*., 2002). Essa característica permite boa reprodução da hidrodinâmica de áreas com grande variação topográfica, como a região de quebra de plataforma e talude. No entanto, caso os gradientes batimétricos sejam excessivamente altos, os modelos de coordenadas sigma geram um gradiente de pressão espúrio, produzindo velocidades numéricas no modelo. Isto porque nesta classe de modelos a força gradiente de pressão é a soma de dois termos: o gradiente de pressão ao longo de uma superfície sigma e o gradiente da topografia de fundo. Nas regiões de elevado gradiente batimétrico, estes termos têm valores altos, comparáveis em magnitude e com sinais opostos. Consequentemente, pequenos erros no cálculo de um destes termos resultam em grandes erros no cálculo do gradiente de pressão final (Haney, 1990).

As equações utilizadas pelo modelo são a equação da continuidade (equação da conservação da massa para fluídos incompressíveis), as equações primitivas do movimento (uma para cada direção), as equações para conservação de salinidade e temperatura potencial e a equação de estado da água do mar, totalizando sete

equações e sete incógnitas. Suas variáveis prognósticas são a elevação da superfície livre (η), as três componentes da velocidade (U, V e W), a temperatura potencial (T), a salinidade (S) e a massa específica (ρ). Incluindo o modelo de fechamento turbulento utilizado, têm-se ainda duas quantidades que caracterizam a turbulência, a macro escala turbulenta (l) e a energia cinética turbulenta (q^2).

Com relação às forçantes, o modelo pode ser implementado para considerar os efeitos da tensão de cisalhamento do vento, dos gradientes de pressão atmosféricos, dos fluxos de calor (calor sensível, calor latente, radiação de onda longa e componentes da radiação solar líquida), fluxos de salinidade (precipitação menos evaporação), descargas estuarinas, forçantes astronômicas (maré) e outras (Rezende, 2003).

Na superfície (σ=0) e no fundo (σ=–1) são prescritas as condições de contorno de velocidade vertical nula, bem como as relativas às ações das respectivas tensões de cisalhamento e fluxos de calor, sal e energia cinética turbulenta. Nos contornos abertos as condições são estabelecidas pelo usuário (Rezende, 2003).

É possível implementar a aproximação do plano β, que considera a variação latitudinal do parâmetro de Coriolis. São consideradas também a aproximação de Boussinesq, onde as diferenças de massa específica são desprezadas, quando não estão multiplicadas pela gravidade, e a aproximação hidrostática, onde a pressão é equilibrada pelo peso do fluido.

A aproximação de Boussinesq se fundamenta na premissa de que as variações de massa específica são muito menores do que os valores de massa específica:

$$\frac{\Delta\rho}{\rho} << 1 \Rightarrow \frac{1}{\rho} \approx \frac{1}{\rho_0}, \tag{2.1}$$

onde ρ_0 é a massa específica de referência.

Entretanto, na vertical, é conveniente manter a massa específica real no termo referente à gravidade, a fim de representar o balanço hidrostático. Dessa forma, a equação de conservação da quantidade de movimento ficaria:

$$\rho_0 \frac{\partial \vec{V}}{\partial t} + \rho_0 \left(\vec{V} \bullet \nabla\right) \vec{V} = -\nabla P + \rho \vec{g} + \rho_0 A \nabla^2 \vec{V} \tag{2.2}$$

ou

$$\frac{\partial \vec{V}}{\partial t} + \left(\vec{V} \bullet \nabla\right)\vec{V} = -\frac{\nabla P}{\rho_0} + \frac{\rho}{\rho_0}\vec{g} + A\nabla^2\vec{V}\,, \tag{2.3}$$

onde t é o tempo, P é a pressão, g é a gravidade e A é o coeficiente de viscosidade turbulenta.

A aproximação hidrostática pode ser aplicada aos casos em que as velocidades verticais são muito menores que as horizontais, o que ocorre quando a escala vertical do fenômeno em estudo é muito menor do que a escala horizontal. Esta situação está presente na maioria dos escoamentos encontrados em grandes baías, região costeira e oceânica. Nestas condições, por análise das magnitudes de cada termo, conclui-se que os termos referentes ao gradiente de pressão e à gravidade têm ordens de grandeza muito acima dos demais na equação da conservação de quantidade de movimento na vertical, que fica, então, assim:

$$0 = -\frac{1}{\rho_0}\frac{\partial P}{\partial z} - \frac{\rho}{\rho_0}g \tag{2.4}$$

ou

$$\frac{\partial P}{\partial z} = -\rho g \tag{2.5}$$

Com estas aproximações, as equações governantes, ainda considerando coordenadas cartesianas, com z na vertical, podem ser escritas da seguinte forma:

Equação da Continuidade

$$\frac{\partial U}{\partial x} + \frac{\partial V}{\partial y} + \frac{\partial W}{\partial z} = 0 \tag{2.6}$$

Equações de Conservação da Quantidade de Movimento

Direção x:

$$\frac{\partial U}{\partial t} + U\frac{\partial U}{\partial x} + V\frac{\partial U}{\partial y} + W\frac{\partial U}{\partial z} - fV = -\frac{1}{\rho_0}\frac{\partial P}{\partial x} + \frac{\partial}{\partial z}\left(K_M\frac{\partial U}{\partial z}\right) + F_x \tag{2.7}$$

Direção y:

$$\frac{\partial V}{\partial t} + U\frac{\partial V}{\partial x} + V\frac{\partial V}{\partial y} + W\frac{\partial V}{\partial z} + fU = -\frac{1}{\rho_0}\frac{\partial P}{\partial y} + \frac{\partial}{\partial z}\left(K_M\frac{\partial V}{\partial z}\right) + F_y \tag{2.8}$$

Direção z:

$$\frac{\partial P}{\partial z} = -\rho g \tag{2.9}$$

Equação de Conservação da Temperatura Potencial

$$\frac{\partial T}{\partial t} + U\frac{\partial T}{\partial x} + V\frac{\partial T}{\partial y} + W\frac{\partial T}{\partial z} = \frac{\partial}{\partial z}\left(K_H \frac{\partial T}{\partial z}\right) + F_T \tag{2.10}$$

Equação de Conservação da Salinidade

$$\frac{\partial S}{\partial t} + U\frac{\partial S}{\partial x} + V\frac{\partial S}{\partial y} + W\frac{\partial S}{\partial z} = \frac{\partial}{\partial z}\left(K_H \frac{\partial S}{\partial z}\right) + F_S \tag{2.11}$$

Equação de Estado

$$\rho = \rho(S,T,P) \tag{2.12}$$

onde:

U ,V , W :	componentes do vetor velocidade
f :	parâmetro de Coriolis
g :	aceleração da gravidade
T :	temperatura potencial (ou *in situ*, para aplicações em águas rasas)
S :	Salinidade
ρ:	massa específica (ρo é uma massa específica de referência)
$K_{M,H}$:	coeficientes verticais de viscosidade/difusividade de Momento e calor/sal
$F_{x,y,T,S}$:	termos de viscosidade e difusão horizontais

Os termos $F_{x,y,T,S}$ (atrito horizontal turbulento) são os chamados termos sub-grade, ou seja, com resolução menor do que a grade, sendo então necessárias parametrizações para resolvê-los.

$$F_x = \frac{\partial}{\partial x}\left(2A_M \frac{\partial U}{\partial x}\right) + \frac{\partial}{\partial y}\left(A_M\left(\frac{\partial U}{\partial y} + \frac{\partial V}{\partial x}\right)\right), \tag{2.13}$$

$$F_y = \frac{\partial}{\partial x}\left(A_M\left(\frac{\partial U}{\partial y} + \frac{\partial V}{\partial x}\right)\right) + \frac{\partial}{\partial y}\left(2A_M \frac{\partial V}{\partial y}\right), \tag{2.14}$$

$$F_{T,S} = \frac{\partial}{\partial x}\left(A_H \frac{\partial T,S}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y}\left(A_H \frac{\partial T,S}{\partial y} \right), \quad (2.15)$$

onde A_M é o coeficiente cinemático horizontal de viscosidade turbulenta (m^2/s) e A_H é o coeficiente cinemático horizontal de difusão turbulenta de calor e sal (m^2/s).

O coeficiente A_M é calculado pelo método de Smagorinsky (1963):

$$A_M = C\Delta x \Delta y \left[\left(\frac{\partial U}{\partial x} \right)^2 + \left(\frac{\partial V}{\partial x} + \frac{\partial U}{\partial y} \right)^2 + \left(\frac{\partial V}{\partial y} \right)^2 \right]^{\frac{1}{2}} \quad (2.16)$$

O coeficiente A_M é representado no modelo como a variável AAM, bem como a constante C é representada no modelo pela variável HORCON. A configuração destes parâmetros é ajustada frequentemente para os cálculos de viscosidade lateral e difusão turbulenta no modelo (Calado, 2001).

A fórmula de Smagorinsky leva em consideração não apenas os gradientes de velocidade do fluído mas também o espaçamento de grade, de modo que coeficientes menores são utilizados em áreas de alta resolução espacial onde a mistura horizontal perde a importância (Soares, 2003).

A partir da definição da coordenada sigma, os seguintes operadores são derivados e utilizados para a transformação de coordenadas:

$$\frac{\partial}{\partial z}[\,] = \frac{1}{D}\frac{\partial}{\partial \sigma}(\,) \quad (2.17)$$

$$\frac{\partial}{\partial x}[\,] = \frac{\partial}{\partial x}(\,) - \frac{1}{D}\left(\frac{\partial \eta}{\partial x} + \sigma \frac{\partial D}{\partial x} \right)\frac{\partial}{\partial \sigma}(\,) \quad (2.18)$$

$$\frac{\partial}{\partial y}[\,] = \frac{\partial}{\partial y}(\,) - \frac{1}{D}\left(\frac{\partial \eta}{\partial y} + \sigma \frac{\partial D}{\partial y} \right)\frac{\partial}{\partial \sigma}(\,) \quad (2.19)$$

$$\frac{\partial}{\partial t}[\,] = \frac{\partial}{\partial t}(\,) - \frac{1}{D}\left(\frac{\partial \eta}{\partial t} + \sigma \frac{\partial D}{\partial t} \right)\frac{\partial}{\partial \sigma}(\,) \quad (2.20)$$

Aplicando estes operadores, tem-se o conjunto de equações utilizadas pelo POM:

Equação da Continuidade

$$\frac{\partial \eta}{\partial t} + \frac{\partial UD}{\partial x} + \frac{\partial VD}{\partial y} + \frac{\partial \omega}{\partial \sigma} = 0 \quad (2.21)$$

Conservação da Quantidade de Movimento

$$\frac{\partial UD}{\partial t}+\frac{\partial U^2 D}{\partial x}+\frac{\partial UVD}{\partial y}+\frac{\partial U\omega}{\partial \sigma}-fVD+gD\frac{\partial \eta}{\partial x}= \\ \frac{\partial}{\partial \sigma}\left(\frac{K_M}{D}\frac{\partial U}{\partial \sigma}\right)-\frac{gD^2}{\rho_0}\frac{\partial}{\partial x}\int_\sigma^0 \rho d\sigma+\frac{gD}{\rho_0}\frac{\partial D}{\partial x}\int_\sigma^0 \sigma\frac{\partial \rho}{\partial \sigma}d\sigma+F_X \tag{2.22}$$

$$\frac{\partial VD}{\partial t}+\frac{\partial V^2 D}{\partial y}+\frac{\partial UVD}{\partial x}+\frac{\partial V\omega}{\partial \sigma}+fUD+gD\frac{\partial \eta}{\partial y}= \\ \frac{\partial}{\partial \sigma}\left(\frac{K_M}{D}\frac{\partial V}{\partial \sigma}\right)-\frac{gD^2}{\rho_0}\frac{\partial}{\partial y}\int_\sigma^0 \rho d\sigma+\frac{gD}{\rho_0}\frac{\partial D}{\partial y}\int_\sigma^0 \sigma\frac{\partial \rho}{\partial \sigma}d\sigma+F_Y \tag{2.23}$$

Conservação da Temperatura Potencial

$$\frac{\partial T D}{\partial t}+\frac{\partial T UD}{\partial x}+\frac{\partial T VD}{\partial y}+\frac{\partial T \omega}{\partial \sigma}=\frac{\partial}{\partial \sigma}\left(\frac{K_H}{D}\frac{\partial T}{\partial \sigma}\right)+F_T \tag{2.24}$$

Conservação da Salinidade

$$\frac{\partial S D}{\partial t}+\frac{\partial S UD}{\partial x}+\frac{\partial S VD}{\partial y}+\frac{\partial S \omega}{\partial \sigma}=\frac{\partial}{\partial \sigma}\left(\frac{K_H}{D}\frac{\partial S}{\partial \sigma}\right)+F_S\,, \tag{2.25}$$

onde w é a nova velocidade vertical e pode ser definida como:

$$w=W-U\sigma\frac{\partial D}{\partial x}+\frac{\partial \eta}{\partial x}-V\sigma\frac{\partial D}{\partial y}+\frac{\partial \eta}{\partial y}-\left(\sigma\frac{\partial D}{\partial t}+\frac{\partial \eta}{\partial t}\right) \tag{2.26}$$

Os termos $F_{x,y,T,S}$ são parametrizados da seguinte forma no sistema de coordenadas sigma:

$$F_x=\frac{\partial}{\partial x}\left(2A_M D\frac{\partial U}{\partial x}\right)+\frac{\partial}{\partial y}\left(A_M D\left(\frac{\partial U}{\partial y}+\frac{\partial V}{\partial x}\right)\right) \tag{2.27}$$

$$F_y=\frac{\partial}{\partial x}\left(A_M D\left(\frac{\partial U}{\partial y}+\frac{\partial V}{\partial x}\right)\right)+\frac{\partial}{\partial y}\left(2A_M D\frac{\partial V}{\partial y}\right) \tag{2.28}$$

$$F_{T,S}=\frac{\partial}{\partial x}\left(DA_H\frac{\partial T,S}{\partial x}\right)+\frac{\partial}{\partial y}\left(DA_H\frac{\partial T,S}{\partial y}\right) \tag{2.29}$$

A mistura turbulenta vertical é resolvida separadamente em um sub-modelo interno de segunda ordem, conhecido como esquema de fechamento turbulento, desenvolvido por Mellor e Yamada (1982). Este modelo utiliza as equações de conservação de energia cinética turbulenta (q) e da escala da energia cinética (l) e tem por objetivo calcular os coeficientes verticais de difusão turbulenta de momento e de temperatura/salinidade, K_M e K_H, respectivamente. Estes coeficientes são calculados a cada passo de tempo, variando espacial e temporalmente de acordo com a dinâmica do meio.

Portanto, o POM resolve separadamente a difusão vertical da horizontal. Enquanto a primeira resulta de um esquema implícito, a última é resolvida através de um esquema explícito. Assim, a resolução dos termos difusivos horizontais deve obedecer à condição de estabilidade de Courant-Friedrichs-Levy (CFL), enquanto a resolução dos termos difusivos verticais fica livre dessa restrição, e assim camadas bastante finas na superfície e no fundo podem ser utilizadas sem ter que observar o passo de tempo do modelo. Dessa forma, o modelo de fechamento turbulento, aliado ao sistema de coordenada sigma, permite representações bastante realistas das camadas de Ekman, possibilitando uma maior eficiência na transferência de momento do vento para o oceano. A representação eficiente da camada de Ekman de fundo também é essencial na reprodução de corrente de maré (Soares, 2003).

Esse conjunto de equações é resolvido utilizando-se uma diferenciação centrada no tempo e no espaço, aplicando-se a técnica de *Leap-frog*. Neste esquema, há geração de um modo computacional com comprimento de onda igual a duas vezes o espaçamento da grade, pois as soluções obtidas em passos de tempo ímpares podem divergir das soluções obtidas nos passos de tempo pares (Blumberg e Mellor, 1987). Para minimizar este problema, o POM usa um filtro temporal de Asselin (1972), aplicado a cada passo de tempo.

O POM faz uso da técnica de separação de modos (*mode splitting*), na qual as equações do movimento são separadas em modo externo (ou barotrópico) e modo interno (ou baroclínico), permitindo que sejam utilizados intervalos de tempo diferentes na integração do modelo. O intervalo de tempo para o modo interno (computacionalmente mais pesado) pode ser bem maior do que a do modo externo, já que a velocidade da onda interna é bem menor do que a externa (Fragoso, 2004). Há uma tendência lenta de divergência entre a integral vertical da velocidade do modo interno e a velocidade do modo externo, devido a truncamentos. Por isso, a cada passo de tempo do modo interno, a média vertical da velocidade interna é substituída

pela velocidade do modo externo, ajustando os modos entre si para que não ocorra divergência das respectivas soluções. Assim, essa técnica propicia uma economia significativa de tempo de processamento ao mesmo tempo em que não compromete a estabilidade do modelo, satisfazendo a condição de CFL para o passo de tempo do modo externo.

O POM permite simulações bi e tridimensionais. Em simulações tridimensionais o modelo decompõe as velocidades em suas componentes barotrópicas (bidimensionais) e baroclínicas (tridimensionais). A elevação da superfície (η) e as velocidades barotrópicas são resolvidas separadamente no módulo externo. As velocidades baroclínicas (U, V e W) são resolvidas no módulo interno. Também fazem parte do módulo interno as variáveis T, S, q^2 e l.

O processo de integração dos modos externo e interno assume que todas as variáveis são conhecidas nos instantes de tempo t^{n-1} e t^n. Essa diferença de tempo representa o passo de integração do modo interno. Como o passo de tempo do modo externo é menor que o do modo interno, os cálculos para o modo barotrópico são feitos sucessivamente até que $t = t^{n+1}$ seja alcançado. Os valores envolvendo a forçante baroclínica e os termos advectivos são fornecidos para a resolução do modo externo, juntamente com a tensão de cisalhamento de fundo, permanecendo constantes durante esse intervalo de tempo (Calado, 2001). A elevação da superfície usada no modo interno corresponde à média das elevações entre t^n e t^{n+1}.

O modelo também pode fazer simulações tridimensionais em modo diagnóstico, onde o campo de massa específica é mantido constante, para que se faça o ajuste com o campo de velocidade, sendo de grande utilidade para a inicialização do modo prognóstico.

O esquema de diferenciação aplicado utiliza grade C de Arakawa, e é construído na linguagem de programação Fortran 77. As equações discretizadas têm acurácia de segunda ordem no tempo e no espaço, e conservam energia, temperatura, salinidade, massa e momento (Blumberg e Mellor, 1987).

Na grade C, os pontos de U estão localizados a leste e oeste dos pontos de elevação do mar (η), e os de V estão localizados à norte e sul destes. Como U e V são influenciados por gradientes de η, a localização dos pontos onde a elevação do mar é calculada sempre entre os pontos onde a corrente é avaliada permite relacionar apenas um gradiente de η à cada U e V observados (Souza, 2003). A Figura 2-2 mostra a localização das variáveis na grade C.

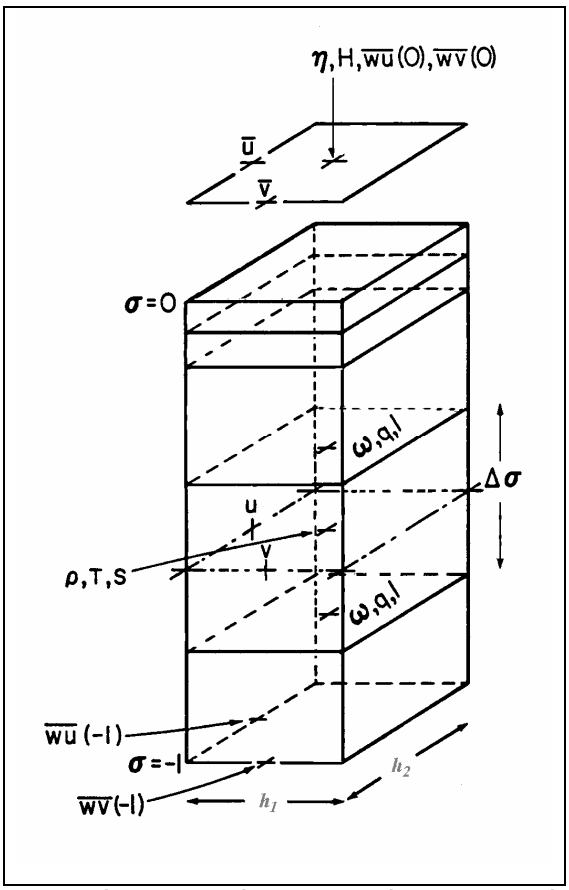

Figura 2-2: Localização das variáveis prognóstica barotrópicas e broclínicas e dos contornos da grade C de Arakawa utilizada. Fonte: Rezende, 2003.

O modelo permite ainda o emprego de coordenadas curvilíneas horizontais, a partir da transformação de coordenadas horizontais nas equações. Este grau adicional de liberdade possibilita maior flexibilidade em refinamentos de grade em regiões de acentuado gradiente.

O POM vem sendo utilizado em diferentes escalas espaço-temporais, envolvendo desde hidrodinâmica de ambientes lagunares, até hidrodinâmica de bacias oceânicas inteiras. Ezer & Mellor (1994), por exemplo, investigaram a circulação e as alturas da superfície do mar de todo o Oceano Atlântico Norte, sendo o primeiro trabalho utilizando o POM para regiões de oceano aberto. Monterey *et al*. (1999) aplicaram o modelo para estudar a variabilidade da circulação do Oceano Pacífico Norte desde a escala sazonal até a interdecadal.

Fragoso (2004) fez um levantamento de diversos trabalhos que foram realizados com POM no Brasil. Cirano (1995) estudou a circulação da região da Plataforma Continental ao largo do Estado de São Paulo. Harari e Camargo (1997) estudaram a circulação de maré na região costeira de Santos. Lima (1997) estudou a região da Bacia de Campos, no Estado do Rio de Janeiro, utilizando o modo

bidimensional do modelo. Camargo (1998) utilizou o POM para o estudo da circulação da Baía de Paranaguá. Fragoso (1999) aplicou o modelo na Baía da Ilha Grande e plataforma adjacente. Lima *et al*. (2001) aplicaram o POM na Baía de Guanabara para estudar o transporte de óleo do vazamento ocorrido em janeiro de 2000. Calado (2001) estudou a dinâmica da formação de vórtices na Bacia Sudoeste do Atlântico. Rezende (2003) aplicou o POM na Plataforma Sudeste para estudos sobre a dinâmica da ACAS na região. Soares (2003) utilizou o modelo para a compreensão da dinâmica na plataforma sul do Brasil. Fragoso (2004) fez assimilação de dados de derivadores no POM, focando na Bacia Sudoeste do Atlântico.

2.1.2 – Configuração do POM neste Trabalho

Foi utilizada a versão mais atual do POM, de junho de 2006. As simulações foram rodadas com 15 níveis sigmas, sendo 3 camadas logarítmicas na superfície. O objetivo foi que, mesmo nas regiões mais profundas, a metade da profundidade da primeira camada se encontrasse a menos de 50 metros da superfície. Isto porque, em modelos de coordenadas sigma, a espessura das camadas verticais vai aumentando com a profundidade local. Como os valores de temperatura são referentes ao meio da camada e a primeira camada será utilizada para assimilação, buscou-se que esta posição vertical estivesse ainda contida na camada de mistura, para que pudéssemos considerar os valores aproximadamente iguais aos da superfície, simulando os dados de TSM de satélite. É importante citar que foram realizados testes com 18 níveis sigma, mas o padrão de circulação compatível com a literatura e o menor esforço computacional justificaram o uso de 15 níveis.

O domínio do modelo compreende a área limitada pelas latitudes de 10º e 27ºS e as longitudes de 30º e 50ºW. Esta área inclui a região de bifurcação da Corrente Sul Equatorial e de formação da CB. Apesar de ser um domínio muito maior do que a área de interesse (Bacias de Campos e Santos), o objetivo foi simular a CB desde sua origem. Além disso, Robinson *et al*. (1996) destacam que a região definida para o modelo regional deve ser consideravelmente maior que a área de interesse para previsões, a fim de incluir eficientemente todas as influências.

A grade é regular, com resolução de 5’ (cerca de 9 km), tanto na direção leste-oeste, quanto na norte-sul, totalizando 241 pontos em x e 205 pontos em y. Para esta resolução, definiram-se o passo de tempo externo (`dte`) em 12 s, a fim de atender à condição de estabilidade de CFL, e o passo de tempo interno (`dti`) em 360 s.

A batimetria utilizada foi construída a partir dos dados do banco de dados internacional ETOPO-5. Baseado em dados de carta náutica e do Programa Revizee, algumas inconsistências nos dados originais do ETOPO-5 foram descartadas. Após interpolação para a grade do POM, foi utilizado um filtro gaussiano para suavizar gradientes muito acentuados da topografia, prejudiciais aos modelos de coordenadas sigma.

A Figura 2-3 apresenta o domínio das simulações, com a respectiva batimetria. Em virtude da presença de oscilações espúrias no contorno norte do domínio, as figuras referentes aos resultados das simulações compreenderão apenas a área de interesse: bacias de Campos e Santos.

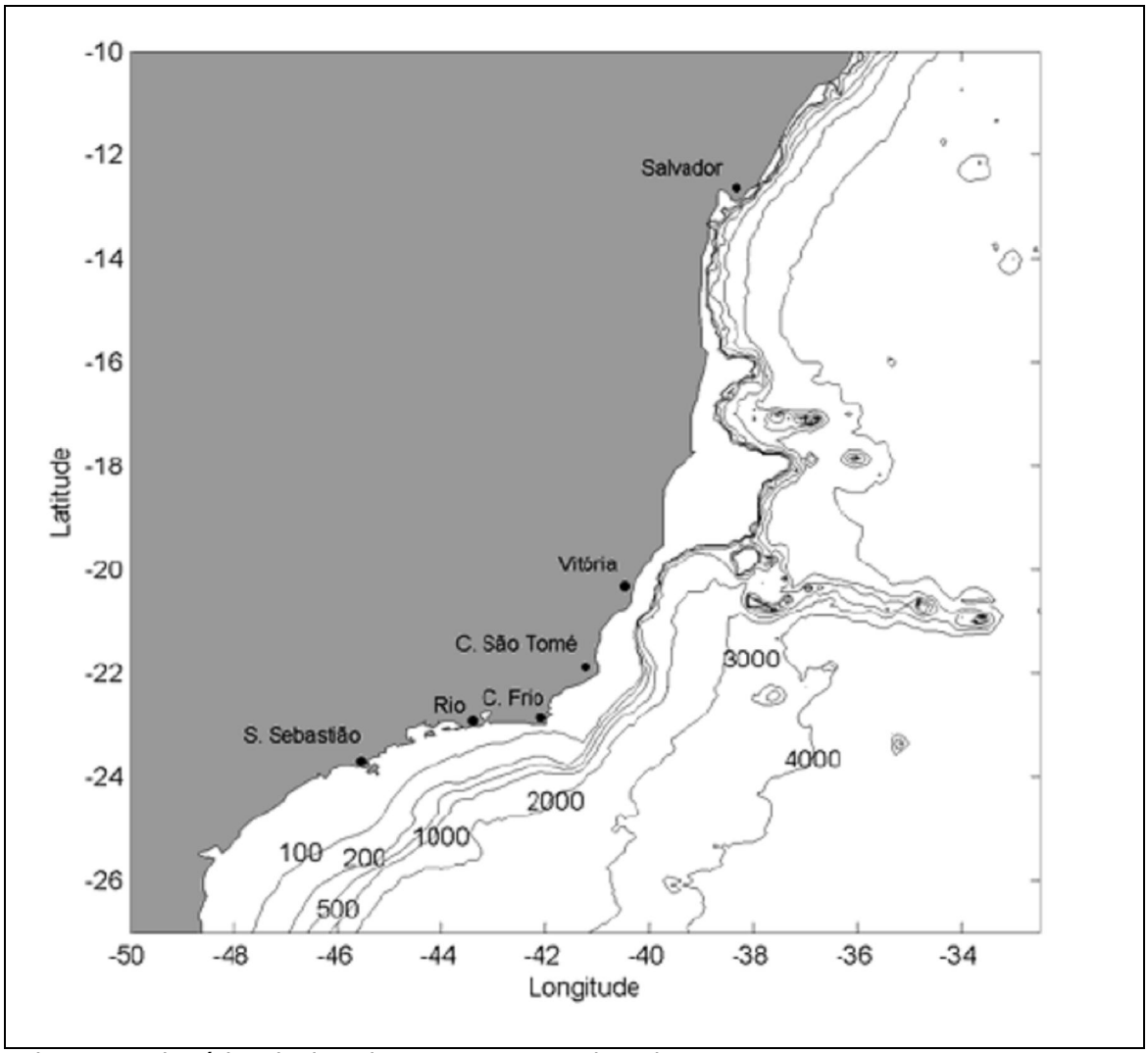

Figura 2-3: domínio e batimetria. Fonte: Fragoso (2004).

Fragoso (2004), a partir do cálculo do raio de deformação de Rossby interno, entre 25 e 50 km, constatou que a resolução espacial, por ser, no mínimo, 3 vezes menor, é capaz de resolver os vórtices de meso-escala na região.

Para escolher o período da simulação controle, foi realizada uma simulação longa (de 3 anos), inicializada com as médias mensais de temperatura e salinidade de abril de 1996, obtidas do modelo global OCCAM (Ocean Circulation and Climate Advanced Modeling). O período entre os dias 1033 e 1101, posterior à estabilização da energia cinética no domínio, foi definido como o de controle, por conter a formação de um vórtice a sudeste de Cabo Frio, a partir de uma situação de fluxo médio da CB. O dia 1033 da simulação de 3 anos é, portanto, a condição inicial da simulação controle.

Para os experimentos de assimilação, as condições iniciais correspondem ao dia 917 de uma outra simulação de 3 anos, desta vez inicializada com as médias mensais de outubro de 1995. O objetivo aqui é permitir que a assimilação de dados ocorra num campo de correntes diferente da natureza (controle), ou seja, é mostrar que a metodologia se aplica mesmo partindo-se de um campo inicial diferente do real. Portanto, o período entre os dias 917 e 985 desta simulação, totalizando também 68 dias, será considerado como o experimento sem assimilação.

Estas simulações longas foram iniciadas no modo diagnóstico (mantendo temperatura e salinidade constantes) até o dia 6, passando para o modo prognóstico a partir daí. A estabilização da energia cinética ocorreu em menos de 30 dias. A tabela 2-I resume a configuração do POM para estas simulações longas, com os valores de alguns dos principais parâmetros de controle utilizados. Estes valores foram os que produziram os melhores resultados, após inúmeros testes:

Tabela 2-I: configuração das simulações longas do POM

Parâmetros	Valores
Resolução horizontal	5’
dte	12 s
dti	360 s
Mode	4 até dia 6 e 3 no restante
Inicialização	Temperatura e salinidade do OCCAM
Níveis sigma	15, com 3 níveis logarítmicos na superfície
horcon	0,2
tprni	0,2
Tbias	10ºC
Sbias	35 ups
Period	Período inercial

A Figura 2-4 apresenta as condições iniciais da simulação controle e dos experimentos, em diferentes profundidades. Mesmo com magnitudes distintas, ambas mostram a CB na superfície. Entretanto, analisando os níveis de 400 e 800 m, percebe-se que o campo tridimensional de correntes é bastante distinto. A Figura 2-5 apresenta um mapa de coeficientes de correlação médios entre a simulação controle e o experimento sem assimilação, ao longo dos 68 dias. A alternância entre regiões de baixa e alta correlação em toda a área de interesse também evidencia que as soluções são distintas nesse período.

O que se quer aqui é fornecer indicativos de independência estatística entre a simulação onde serão assimilados os dados de superfície e aquela onde se rodou o controle e foram obtidas as estatísticas necessárias para projetar os dados superficiais na vertical. Mellor e Ezer (1991) utilizaram uma única simulação longa para definir as condições iniciais do controle e dos experimentos, separadas em 180 dias (aproximadamente 8 vezes a escala de tempo calculada, de 22 dias). Neste trabalho, além de simulações distintas, inicializadas com dados que distam 6 meses entre si, os inícios do período de controle (dia 1033) e do período dos experimentos de assimilação (dia 917) têm uma diferença de 116 dias, cerca de 6 vezes a escala de tempo na região de interesse, calculada por Muller *et al*. (1998) em aproximadamente 20 dias.

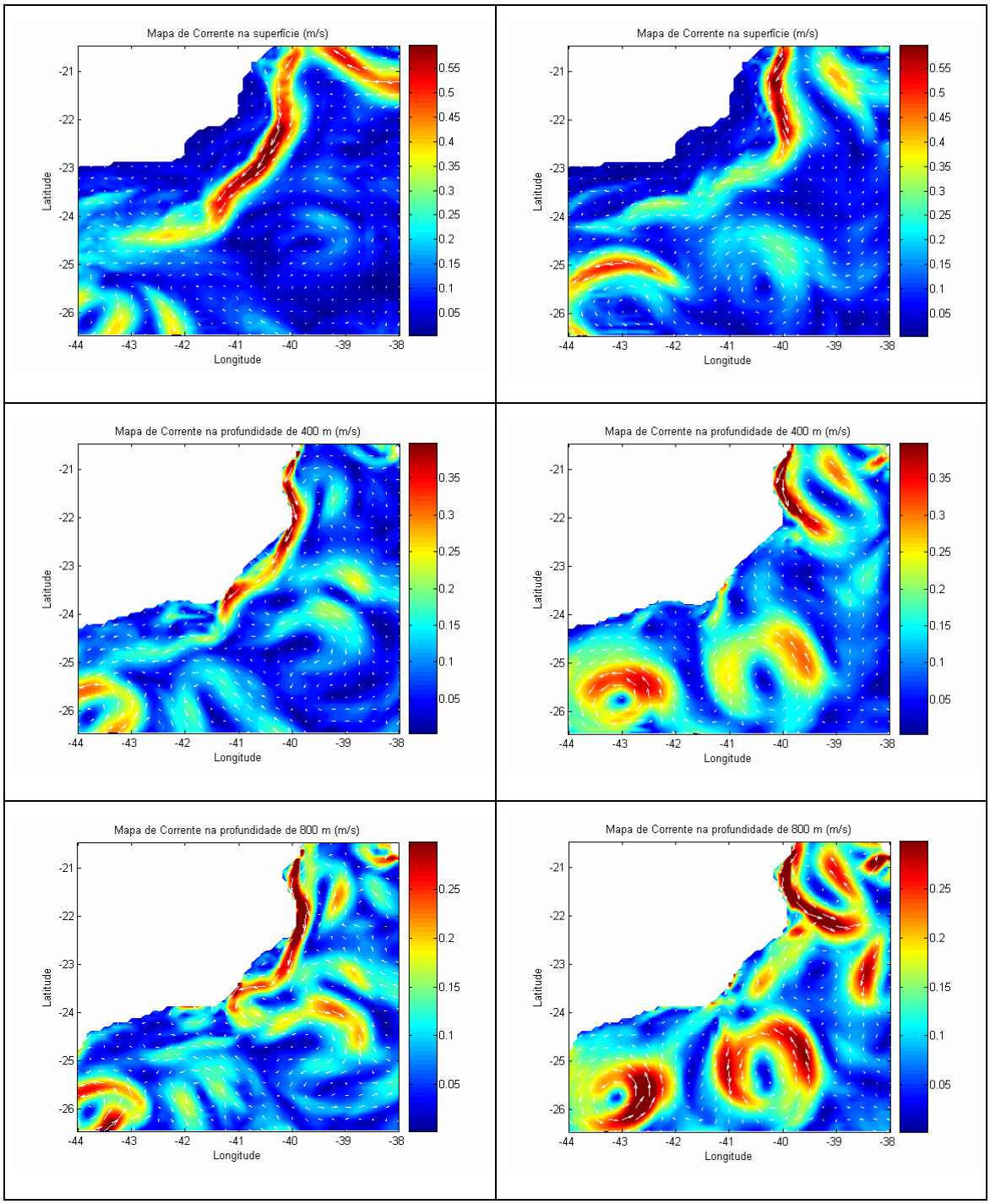

Figura 2-4: campos de correntes iniciais da simulação controle (esquerda) e dos experimentos de assimilação (direita), na superfície (acima), a 400 m (meio) e a 800 m (abaixo).

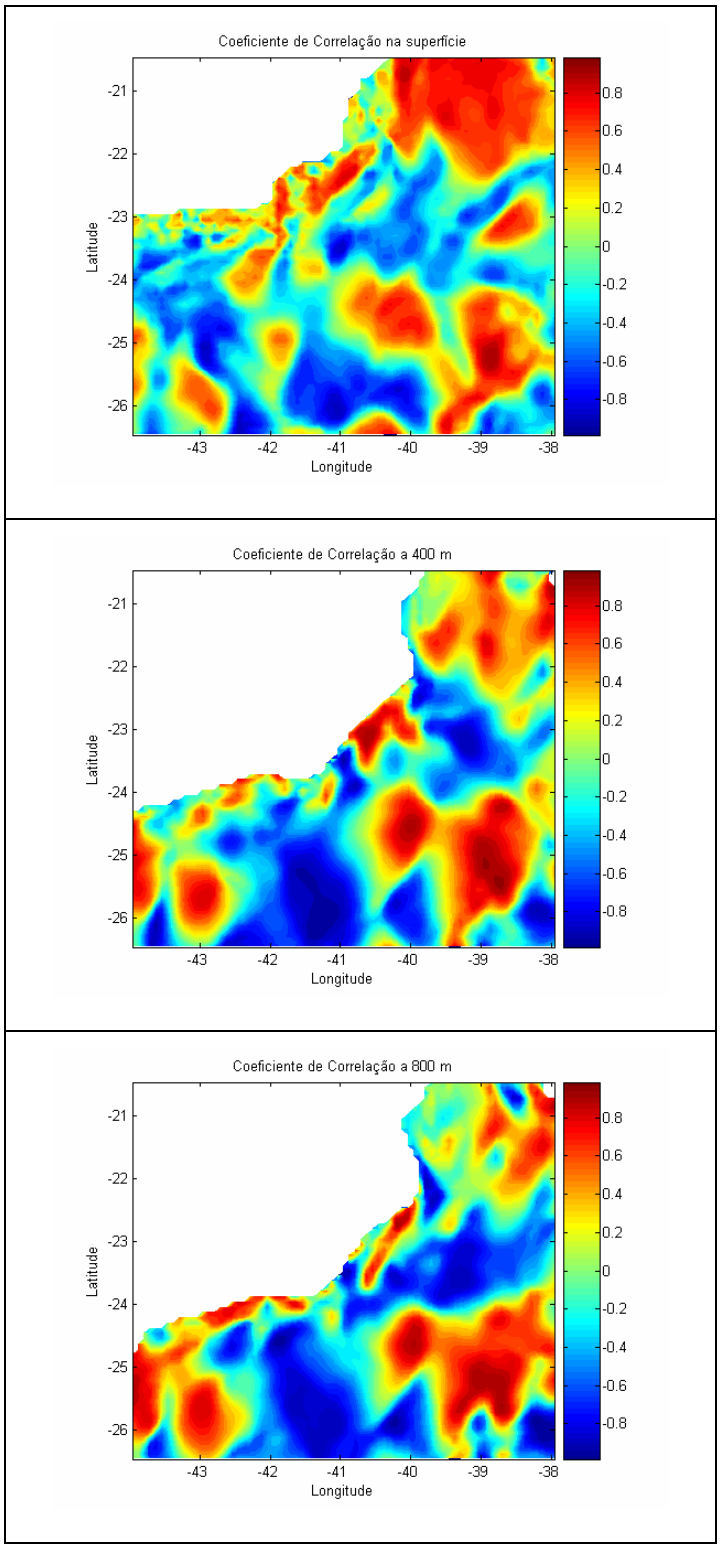

Figura 2-5: mapas de coeficiente de correlação entre a simulação controle e o experimento sem assimilação, na superfície (acima), a 400 m (meio) e a 800 m (abaixo).

O OCCAM é um modelo global baseado nas equações primitivas do movimento que usa coordenadas cartesianas, inclusive na vertical, e uma grade

Arakawa B na horizontal. Os dados disponibilizados são referentes a um experimento de 14 anos, com resolução espacial de 1/4^{o} e 36 níveis verticais. Antes de iniciarem as simulações, houve, portanto, a necessidade de interpolar, horizontal e verticalmente, os dados do OCCAM para a grade do POM. Maiores detalhes sobre o modelo OCCAM podem ser encontrados em Webb *et al*. (1998), Saunders *et al*. (1999), de Cuevas *et al*. (1999) e Gwilliam (1995).

As médias dos 2 últimos anos da simulação longa que compreende o período considerado como simulação controle, inicializada com os dados de abril de 1996, foram comparadas aos campos médios do OCCAM, para que se pudesse observar se o POM conseguiu reproduzir o padrão médio da região. Os resultados estão na Figura 2-6. Deve-se ressaltar que o OCCAM considera várias forçantes, tais como vento e fluxo de calor, que foram ignoradas na simulação com o POM. Qualitativamente, o padrão médio da CB, quente, salina e com eixo na direção NE-SW, foi mantido. As diferenças encontradas nas magnitudes da CB e da salinidade na região de Cabo Frio são devidas principalmente à ausência de vento. Já as diferenças na temperatura são explicadas pela ausência de fluxos de calor.

A estrutura vertical de massas d'água foi avaliada a partir da seção vertical de temperatura e salinidade apresentada na Figura 2-7. As seções são bastante semelhantes e compatíveis com a literatura (Campos *et al*., 1995; Gonçalves, 1993; Signorini, 1976), indicando a presença da AT até aproximadamente 200 m, seguida da ACAS até 800 m. É possível identificar o núcleo da AIA pelo mínimo de salinidade, em torno de 1000 m. O início da APAN ocorre em torno de 1800 m. Como diferença, nota-se que junto ao talude, as massas d'água no OCCAM alcançam profundidades ligeiramente superiores, provavelmente devido ao transporte de Ekman, promovido pelos ventos predominantes de nordeste (que não foram incluídos no POM), que afastam da costa as águas superficiais, permitindo a subida de águas mais profundas. Isto explicaria também as profundidades ligeiramente maiores observadas da CCI na simulação controle (a caracterização da estrutura vertical de corrente é feita com mais detalhes no capítulo de resultados).

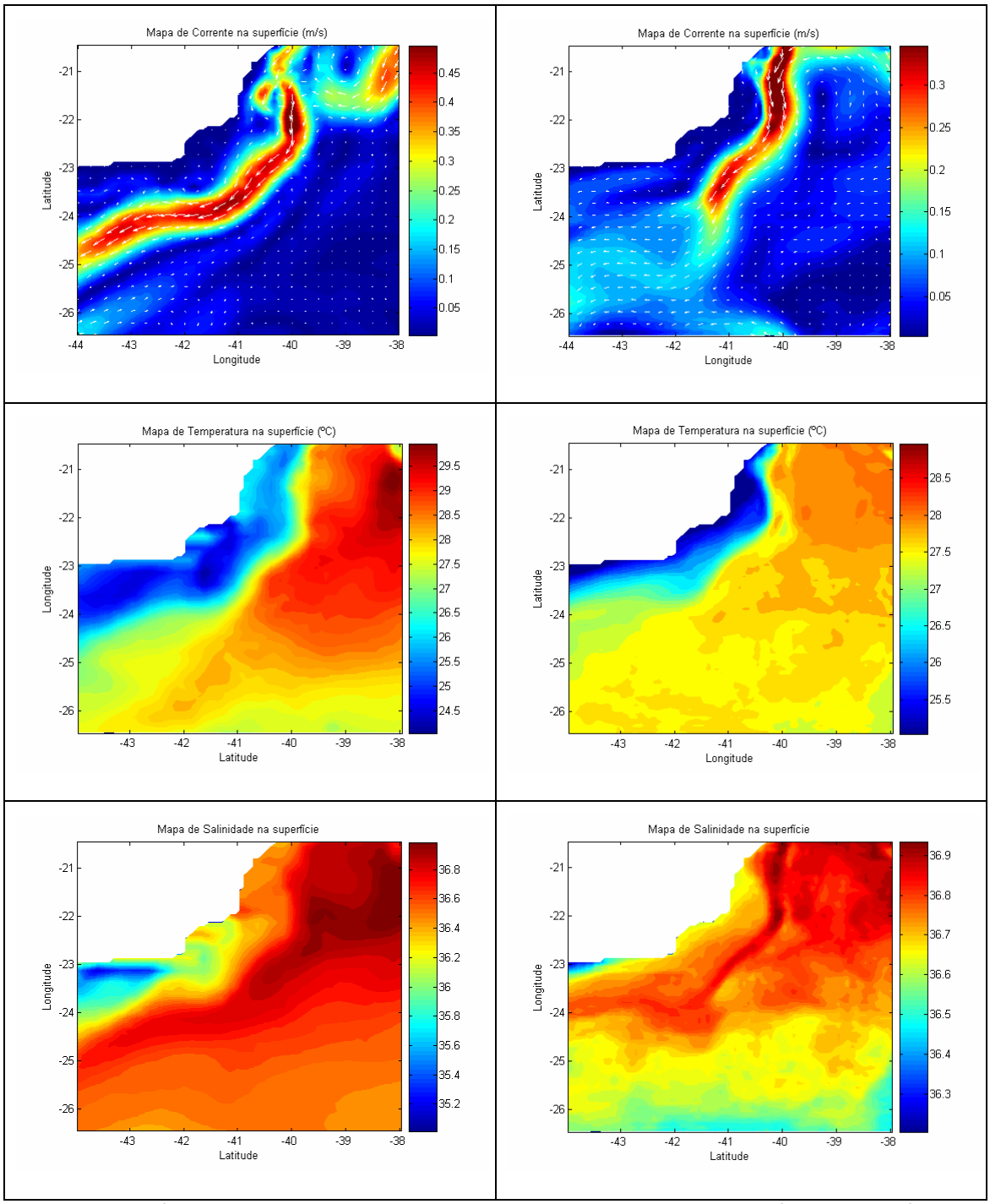

Figura 2-6: Médias mensais de abril de 1996 do OCCAM (esquerda) e médias dos 2 últimos anos da simulação de 3 anos do POM, inicializada com estes dados do OCCAM (direita), de corrente (acima), temperatura (meio) e salinidade (abaixo) na superfície.

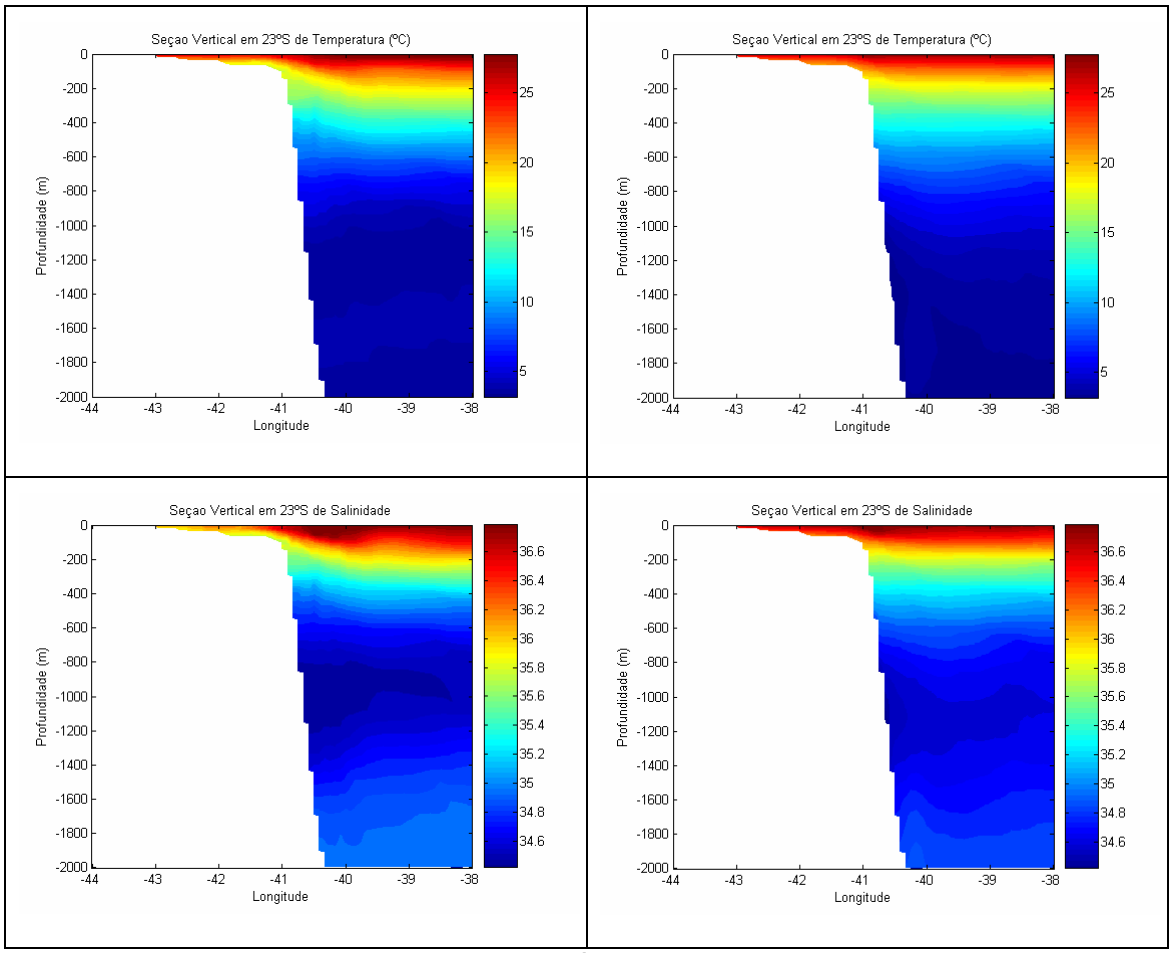

Figura 2-7: seção vertical em 23ºS das médias mensais de abril de 1996 do OCCAM (esquerda) e médias dos 2 últimos anos da simulação de 3 anos do POM, inicializada com estes dados do OCCAM (direita), de temperatura (acima) e salinidade (abaixo).

A principal dificuldade no emprego de modelos numéricos reside no estabelecimento de condições de contorno adequadas para as fronteiras abertas. O desempenho das condições de contorno depende de uma série de fatores, tais como a sua implementação numérica, as características do modelo e a natureza do problema em estudo. Assim sendo, a obtenção dessas condições de contorno torna-se uma tarefa sem solução pré-definida, exigindo considerável esforço de experimentação (Rezende, 2003).

Após inúmeros testes, utilizando diferentes esquemas nos contornos laterais abertos, as condições de contorno de velocidade barotrópica foram baseadas em Flather (1976), que combinou a clássica condição de Sommerfeld com a equação da continuidade. A condição de Flather é uma das indicadas por Palma e Matano (1998), após testes comparativos entre diferentes condições de contorno em situações dinâmicas distintas, sendo sua eficiência reiterada por Blayo e Debreu (2005), que

atribuem a esta condição a capacidade de conservar massa e energia através do contorno. Para a velocidade baroclínica, foram utilizadas adaptações das condições radiacionais de Sommerfeld (1949). O objetivo das técnicas radiacionais é fazer com que a fronteira aberta permita fluxo de saída do domínio sem refletir nenhuma energia ou momento de volta para dentro do domínio do modelo (Souza, 2003). As condições de contorno de temperatura e salinidade seguiram o esquema proposto por Zavatarelli (1999), prescritas para velocidades entrando no domínio e advectivas para velocidades saindo. Para cada parâmetro, as condições utilizaram o mesmo esquema nas fronteiras norte, sul e leste. Seguem os esquemas mencionados para a fronteira norte, como exemplo:

(i) condição de contorno barotrópica (variação da condição A-3 do POM):

$$vaf(i, jm) = \sqrt{\frac{g}{h(i, jmm1)}}\left[el(i, jmm1) - e\ln(i)\right] + vabn(i), \tag{2.30}$$

onde vaf é a velocidade barotrópica no tempo avançado, i são os pontos em x, jm é o limite norte do domínio, $jmm1$ é um ponto antes do limite norte, g é a gravidade, h é a profundidade, el é a elevação calculada pelo modelo, $e\ln$ é um valor prescrito de elevação para a fronteira norte e $vabn$ é um valor prescrito de velocidade barotrópica para a fronteira norte.

(ii) condição de contorno baroclínica (variação da condição B-2 do POM):

$$\begin{aligned} vf(i, jm, k) = {} & \sqrt{\frac{h(i, jm)}{h_{\max}}}\left[0{,}25v(i-1, jmm1, k) + 0{,}5v(i, jmm1, k) + 0{,}25v(i+1, jmm1, k)\right] + \\ & + \left(1 - \sqrt{\frac{h(i, jm)}{h_{\max}}}\right)\left[0{,}25v(i-1, jm, k) + 0{,}5v(i, jm, k) + 0{,}25v(i+1, jm, k)\right] \end{aligned}, \tag{2.31}$$

onde vf é a velocidade interna no tempo avançado, k é o nível sigma e $h_{\max}$ é a profundidade máxima.

(iii) condição de contorno de temperatura e salinidade:

Para V > 0 (variação da condição B-3 do POM)

$$uf(i, jm, k) = T(i, jm, k) - 2v(i, jm, k)\frac{dti}{dy(i, jm) + dy(i, jmm1)}\left[T(i, jm, k) - T(i, jmm1, k)\right] \tag{2.32}$$

Para V < 0 (condição B-1 do POM)

$$uf(i, jm, k) = TBN(i, k), \tag{2.33}$$

onde uf é a temperatura (salinidade) no tempo avançado, T é a temperatura (salinidade), dti é o passo de tempo interno, dy é a resolução em y e TBN é um valor de temperatura (salinidade) prescrito para a fronteira norte.

Os valores prescritos foram obtidos também do OCCAM (as velocidades barotrópicas prescritas são médias verticais das velocidades totais). São os mesmos para as duas simulações longas, referentes a abril de 1996, e são constantes no tempo, somente variando espacialmente.

Nos contornos fechados, as velocidades normais ao contorno são nulas. No fundo, os fluxos de calor e sal são nulos, e os fluxos de quantidade de movimento são obtidos a partir do coeficiente de arrasto com o fundo (Cdf), calculado de acordo com:

$$Cdf = \frac{0{,}16}{\left[\log\left(\frac{\Delta z}{z_{ob}}\right)\right]^2}, \tag{2.34}$$

onde z_{ob} é a altura de rugosidade em cm e Δz á altura acima do fundo correspondente a metade do nível sigma de fundo (Mellor, 2004). Na superfície, os fluxos de sal, calor e momento foram considerados nulos.

2.2 – Assimilação de Dados

Os modelos numéricos prognósticos, como o POM, resolvem um problema de valor inicial. Ou seja, estados futuros são obtidos a partir de um estado presente, cuja reprodução deve estar a mais próxima possível da realidade, a fim de gerar previsões confiáveis. Bjerknes (1904, apud Kalnay, 2003) foi o primeiro autor a reconhecer que o estado futuro da atmosfera poderia ser determinado a partir de condições iniciais e de contorno conhecidas, utilizando as equações do movimento de Newton, a equação de estado de Boyle-Charles-Dalton, equação da conservação da massa e a equação termodinâmica. A primeira proposta de solução para este problema de valor inicial foi feita por Richardson (1922), e baseava-se na integração numérica destas equações.

Conhecedores das principais equações governantes desde o século XIX (portanto, com modelos matemáticos já bem desenvolvidos), muitos pesquisadores concentraram seus trabalhos na modelagem numérica, principalmente na definição das condições iniciais, a partir de um conjunto de dados conhecidos, o que foi

chamado de diagnóstico ou análise. A segunda metade do século XX foi marcada, então, pela evolução de técnicas voltadas para este fim, cada vez mais robustas, à medida que a capacidade de processamento computacional evoluía concomitantemente.

Uma vez que a resolução do sistema de equações governantes só era possível mediante a discretização espacial, era necessário um procedimento que convertesse dados medidos, porém irregularmente espaçados entre si, em estimativas para cada nó de uma grade regular construída para o domínio de interesse.

Inicialmente, o diagnóstico era feito a partir de cartas sinóticas. Nestas cartas, os dados medidos são plotados e os analistas traçam as isolinhas de um determinado parâmetro, de acordo com sua interpretação e experiência, e, somente depois, as estimativas nos nós da grade são obtidas. Como o procedimento se baseava no julgamento do analista, ficou conhecido como análise subjetiva. Richardson (1922), nos primeiros experimentos de integração no tempo das equações governantes discretizadas, utilizou este tipo de análise.

Charney (1951), no entanto, apontou para a necessidade de se desenvolver um método automático, independente da interpretação humana, e que fosse viável computacionalmente, para estimar as condições iniciais nos pontos de grade. Esta classe de métodos, que teve no trabalho de Panofsky (1949) suas primeiras experiências bem sucedidas, ficou conhecida como análise objetiva. Atualmente, os centros de previsão meteorológica produzem as condições iniciais através de uma combinação estatística entre observações e rodadas curtas de modelo, num processo conhecido como assimilação de dados.

A assimilação de dados consiste em utilizar dados observacionais para corrigir a solução do modelo e trazê-lo para valores mais próximos dos observados e, assim, aprimorar sua capacidade de previsão (Malanotte-Rizzoli e Tziperman, 1996). Dentro do ciclo de assimilação de dados, é possível introduzir uma nova condição inicial periodicamente, a medida que novos dados são obtidos. Dessa forma, os resultados dos modelos não se afastam da situação observada, melhorando sua capacidade de previsão, e permitindo um funcionamento operacional do sistema (Fragoso, 2004). As primeiras previsões numéricas operacionais começaram em setembro de 1954, na Suécia, lideradas por Rossby (Kalnay, 2003).

A maioria dos métodos de assimilação se fundamenta na diferença entre os dados observados e um estado pré-conhecido, chamado de '*background*'. O *background* é necessário pois, na maioria dos casos, a quantidade de dados

disponíveis não é suficiente para preencher toda a grade. A definição do *background* do ciclo seguinte é feita a partir de uma rodada curta do modelo de previsão. Esta etapa tem um papel importante na "distribuição" das informações, pois o modelo é capaz de transportar informações de regiões onde a densidade de dados é grande para outras, onde as observações são escassas ou inexistentes. As assimilações que empregam esta metodologia (a grande maioria dos modelos atmosféricos, atualmente) ficaram conhecidas como 4DDA (assimilação de dados em 4 dimensões, na sigla em inglês).

Como exemplo, imaginemos um sistema de previsão para cada 6 horas, com resultados referentes às 00:00, 06:00, 12:00 e 18:00 hs. Para as 06:00 hs, todos os dados da rede de observação, coletados entre 03:00 e 09:00 hs (neste caso, a janela de assimilação é de –3 hs a +3 hs), passam pelas rotinas de controle de qualidade e são utilizados na análise objetiva. Nesta, os valores de *background* (resultante do ciclo das 00:00 hs) nos pontos de grade são interpolados para os pontos de observação. Estes valores são subtraídos dos dados medidos nos respectivos pontos, gerando os incrementos observacionais (diferença entre a observação e o *background*). A partir deles, a análise objetiva calcula o incremento correspondente a cada ponto de grade. O campo pós-análise das 06:00 hs é a soma do *background* das 00:00 hs com os incrementos calculados para os pontos de grade (incrementos de análise). Este campo é submetido à inicialização, onde são filtradas as oscilações espúrias, e à integração no tempo para gerar uma previsão de seis horas, utilizando o modelo prognóstico. O resultado será o *background* das 12:00 hs. A Figura 2-8 esquematiza este ciclo.

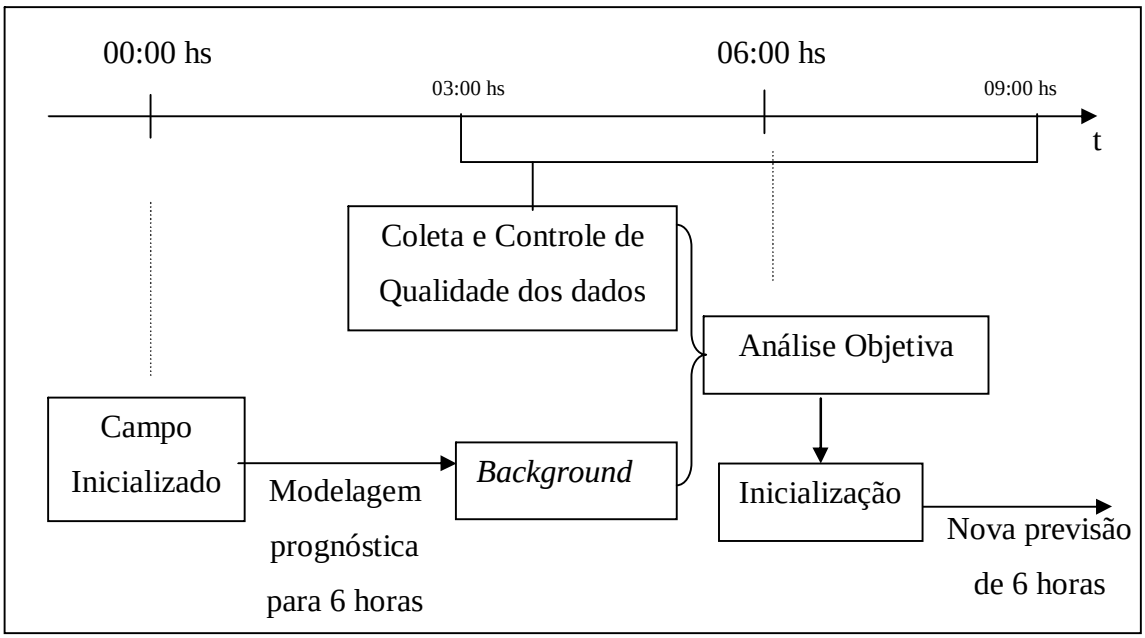

Figura 2-8: Ciclo de assimilação de dados para cada 6 horas

Os principais métodos de assimilação são:

- Ajuste Polinomial
- Método de Correções Sucessivas
- Relaxação Newtoniana
- Interpolação Ótima
- 3D-Var
- Assimilação Estatística no Espaço Físico (PSAS)
- Filtro de Kalman
- 4D-Var

Praticamente todos eles se fundamentam na seguinte equação:

$$f_a = f_b + N(f_o - f_b), \tag{2.35}$$

ou seja, o valor de análise (f_a) será igual ao valor de *background* (f_b) somado a uma função-peso (N) que multiplica a diferença entre o valor observado (f_o), que será assimilado, e o valor do *background*. Na prática, portanto, a função peso determina a taxa em que f_a converge para f_o.

A diferença está na abordagem utilizada para determinar a função-peso (N). No método de correções sucessivas, os pesos são determinados empiricamente, a partir da distância entre as estações e os pontos de grade, e a análise é feita em algumas iterações. Na interpolação ótima, a matriz de pesos é determinada a partir da minimização do erro de análise. Já no 3D-Var, a análise é obtida diretamente (sendo o peso aquele que determina o valor de análise mais provável), a partir da maximização do produto de todas as funções de probabilidade de erro. O Filtro de Kalman é bastante semelhante à interpolação ótima, no que se refere aos fundamentos para o cálculo de N. No entanto, a matriz de covariância de erro de previsão, utilizada no cálculo de N, é atualizada a cada passo de tempo. O Filtro de Kalman é o método mais avançado tecnicamente. No entanto, o método exige um esforço computacional extremamente alto (o maior entre todos os métodos), o que, na maioria dos casos, inviabiliza sua aplicação operacionalmente (Daley, 1991). Maiores detalhes sobre cada um destes métodos, podem ser obtidos em Ghil e Malanotte-Rizzoli (1991).

Atualmente, vem ocorrendo uma progressiva transferência das experiências obtidas com assimilação de dados na atmosfera para utilização em esquemas de

assimilação de dados em modelos oceanográficos. Isto ocorreu principalmente com o advento dos satélites para fins oceanográficos, que propiciou a obtenção de dados em grandes áreas com freqüência temporal da ordem de horas. Além de aumentar a capacidade de previsão, forçando o modelo para as observações, a assimilação de dados permite melhorar a representação de processos não resolvidos pelos modelos hidrodinâmicos e que, por este motivo, são parametrizados, tais como mistura vertical e fluxos na superfície (Malanotte-Rizzoli e Tziperman, 1996). No entanto, a assimilação de dados ainda é um tópico relativamente novo em oceanografia, comparado à meteorologia (Capotondi *et al*., 1995a).

Neste trabalho, será utilizado o método de relaxação newtoniana, que pode ser considerado um caso simplificado de interpolação ótima, onde N é especificado analiticamente, ao invés de ser obtido através da minimização do erro de análise (Verron, 1992; Fan *et al*., 2004). Esta simplificação se traduz em um esforço computacional consideravelmente menor, sendo este o principal argumento para o uso da relaxação newtoniana (Killworth, 2001).

Além disso, é válido ressaltar que a pequena densidade de séries longas de dados na bacia sudoeste do Atlântico inviabiliza a obtenção de estatísticas consistentes no cálculo das matrizes de covariância de erro de *background* (do modelo) e de covariância de erro observacional (do instrumento), necessárias para a implementação de uma interpolação ótima. Os erros de instrumentos podem até ser estimados em laboratório com alguma acurácia, mas os erros do modelo, principalmente devido aos processos em escalas não resolvidas (turbulentos), demandam ampla série de dados para sua quantificação. Cornuelle e Worcester (1996) atentam para a tendência de baixa acurácia de análises feitas no hemisfério sul, devida à pequena cobertura de dados, enquanto Busalacchi (1996) afirma que ainda pouco se conhece da estrutura de covariância dos erros. Por outro lado, a incapacidade de usar informações sobre o grau de incerteza dos dados e de estimar os erros nas soluções obtidas é a principal desvantagem da relaxação newtoniana (Malanotte-Rizzoli e Tziperman, 1996).

A relaxação newtoniana, primeiramente introduzida na meteorologia por Anthes (1974), foi utilizada na oceanografia em diversos estudos de assimilação de dados superficiais, tanto em modelos quase-geostróficos, quanto nos de equações primitivas (Holland e Malanotte-Rizzoli, 1989; Holland *et al*., 1991; Malanotte-Rizzoli e Young, 1992; Verron, 1992; Wang, 2001; Nielsen-Gammon, 2004; Fan *et al*., 2004).

No Brasil, os esforços visando à assimilação de dados foram iniciados muito recentemente. Fragoso (2004) assimilou dados de corrente obtidos de derivadores através de relaxação newtoniana e Pacheco *et al*. (2006) assimilaram dados de temperatura e salinidade climatológicos entre 15ºS e 20ºN, utilizando o método de correções sucessivas.

Em resumo, será simulada uma assimilação de dados superficiais ao longo de 68 dias, utilizando o esquema de relaxação newtoniana. O *background* será a solução numérica do modelo para o respectivo passo de tempo e as observações serão os valores da primeira camada do controle, projetados ao longo da coluna d'água, através do método das correlações. Portanto, em cada ciclo de assimilação, extrai-se os valores de TSM e ESM da primeira camada do controle, aplica-se o método das correlações para calcular o valor de temperatura e salinidade em todos os pontos do domínio 3D, e utiliza-se o esquema de relaxação newtoniana para assimilar estes valores.

2.2.1 – Método das Correlações

A fonte principal de dados para assimilação em modelos hidrodinâmicos são os satélites operacionais. Entretanto, eles apresentam uma limitação relevante: suas informações são apenas da superfície do mar. Pinardi *et al*. (1995) demonstraram que dados da superfície, sem a projeção nas camadas profundas, não fornecem bons resultados durante a assimilação. Portanto, faz-se necessário recorrer a uma metodologia capaz de projetar os dados de 'satélite', ao longo da profundidade. Holland e Malanotte-Rizzoli (1989) reiteram a importância da elaboração de técnicas de extrapolação da informação superficial para o interior do oceano, a fim de reconstruir uma circulação mais realista.

Como os dados de TSM e, principalmente, os de ESM estão correlacionados com a estrutura vertical de temperatura e salinidade da camada geostrófica, é possível desenvolver metodologias capazes de inferir o campo de massa tridimensional a partir dos dados de satélite. Portanto, apesar das observações obtidas serem as de TSM e ESM, referentes apenas à superfície, os dados que serão assimilados são os de T e S, em todos os pontos da grade.

Diferentes metodologias foram desenvolvidas para extrapolar dados superficiais em profundidade. As principais delas são análise EOF (Carnes *et al*., 1990 e 1994), correlações superfície/subsuperfície (Mellor e Ezer, 1991; Ezer e Mellor, 1994

e 1997) e modelos de feições (Gangopadhyay e Robinson, 1997, 2002; Gangopadhyay *et al*., 1997, 2003).

A análise EOF (empirical orthogonal functions) consiste na decomposição de perfis verticais de temperatura em EOFs e correlação entre os coeficientes obtidos e medições de TSM e ESM. No método de correlação superfície/subsuperfície, os autores criam fatores diretos de correlação entre dados de superfície e subsuperfície, a partir de estatísticas dos perfis locais ou de rodadas longas do modelo. Ezer e Mellor (1994) encontraram resultados similares ao compararem estas duas técnicas.

Já os modelos de feições são funções paramétricas que descrevem matematicamente, a partir de estudos empíricos, a estrutura tridimensional de temperatura e salinidade (ou de velocidade) de feições oceanográficas. Nessa abordagem, as feições identificadas pelos dados de satélite (frentes, correntes, meandros, vórtices etc.) podem ser construídas para um mesmo instante de assimilação e dinamicamente ajustadas a um *background* de climatologia ou modelo. Gangopadhyay e Robinson (2002) propõem fórmulas matemáticas para uma série de feições e sugerem a aplicabilidade dessa metodologia para diferentes partes do mundo, com ajustes para a dinâmica local.

O método aqui utilizado foi o de correlações. Ele calcula o valor de temperatura e salinidade em profundidade através de correlações entre os dados de TSM e ESM e os dados de T e S em cada nível. Para tal, utiliza séries temporais de dados superiores a um ano, a fim de garantir uma estatística significativa. Os valores de T e S são obtidos a partir de fatores de correlação. As equações abaixo indicam como é calculado T, em todo o domínio tridimensional, a partir de ESM:

$$T(x,y,z,t) = < T > (x,y,z) + F^{T}_{ESM}(x,y,z) * d\eta(x,y,t), \tag{2.36}$$

$$F^{T}_{ESM}(x,y,z) = \frac{< dT * d\eta >}{< (d\eta)^2 >}, \tag{2.37}$$

$$d\eta(x,y,t) = \eta(x,y,t) - < \eta > (x,y), \tag{2.38}$$

$$dT(x,y,t) = T(x,y,t) - < T > (x,y), \tag{2.39}$$

onde < > indica valor médio no tempo, F^{T}_{ESM} é o fator de correlação entre ESM e T, η é a elevação. As médias temporais são referentes aos 2 últimos anos da simulação longa que compreende o controle (inicializada com dados de abril de 1996). Para o cálculo do fator de correlação entre ESM e salinidade, substitui-se o T pelo S nas equações; e para a obtenção dos fatores de correlação da TSM, substitui-se η por T

da primeira camada ($T(x, y, 1, t)$). É necessário, portanto, rodar duas vezes os últimos 2 anos da simulação longa, para se chegar aos valores dos fatores de correlação. Na primeira, calculam-se as médias de T, S, η e TSM, e, na segunda, se calculam os fatores.

O resultado é um conjunto de 4 matrizes 4D (241x205x15x68), referentes aos campos 3D em cada um dos 68 dias, de: (1) T calculado via TSM, (2) T calculado via ESM, (3) S calculada via TSM e (4) S calculada via ESM. De acordo com o experimento, que indica qual(is) dado(s) será(ão) assimilado(s), definem-se quais matrizes serão lidas progressivamente ao longo do tempo e seus valores assimilados via relaxação newtoniana.

Para uma maior noção das correlações entre a superfície e a profundidade, foram calculados os 4 tipos de coeficientes de correlação (ESM-T, ESM-S, TSM-T e TSM-S), de acordo com as fórmulas abaixo:

$$C_{ESM}^{T}(x, y, z) = \frac{< dT * d\eta >}{\sqrt{< (dT)^2 >< (d\eta)^2 >}}, \tag{2.40}$$

$$C_{ESM}^{S}(x, y, z) = \frac{< dS * d\eta >}{\sqrt{< (dS)^2 >< (d\eta)^2 >}}, \tag{2.41}$$

$$C_{TSM}^{T}(x, y, z) = \frac{< dT * dTSM >}{\sqrt{< (dT)^2 >< (dTSM)^2 >}}, \tag{2.42}$$

$$C_{TSM}^{S}(x, y, z) = \frac{< dS * dTSM >}{\sqrt{< (dS)^2 >< (dTSM)^2 >}} \tag{2.43}$$

A Figura 2-9 apresenta as séries temporais das médias no domínio dos 4 coeficientes ao longo do tempo. Os valores baixos são devidos ao fato da média ser calculada em todo o domínio, inclusive nas maiores profundidades, aonde a correlação com a ESM e a TSM é praticamente nula. A abscissa indica o número de dias considerados na média temporal. Nota-se que com menos de 1 ano, os valores dos coeficientes já se estabilizam. Portanto, as médias temporais de 2 anos utilizadas são suficientes para representar os parâmetros médios.

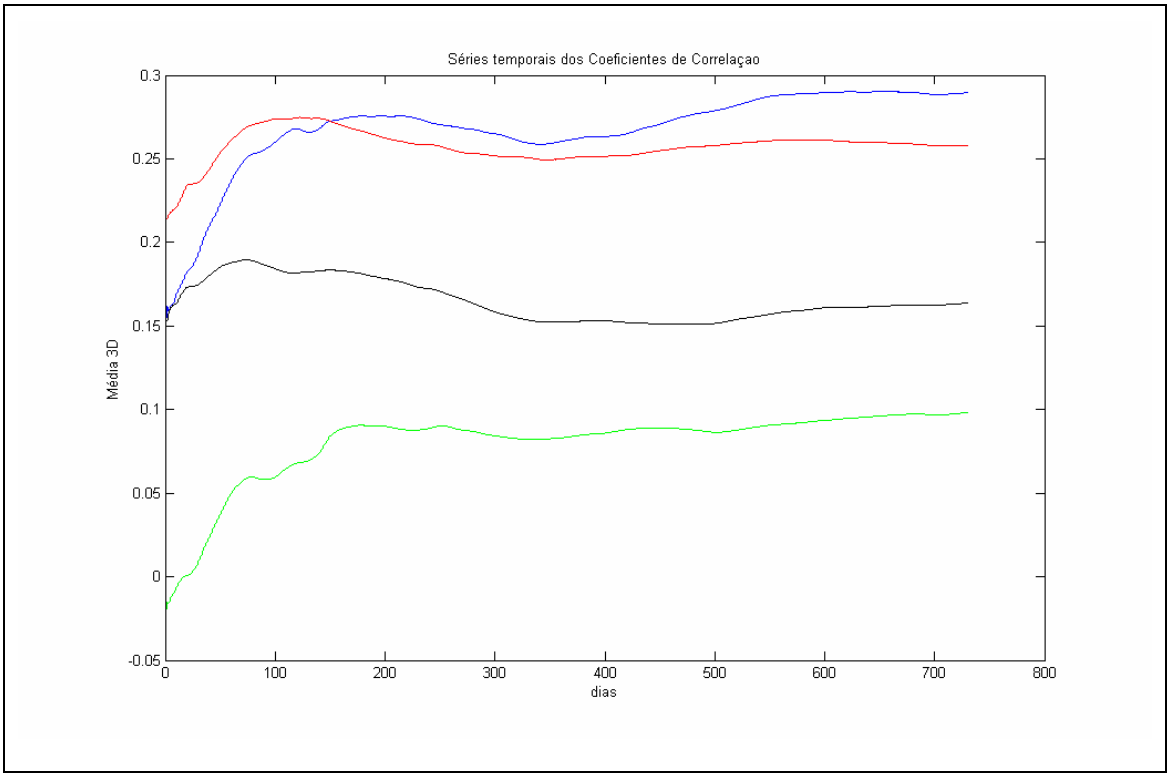

Figura 2-9: séries temporais da média 3D dos quatro coeficientes de correlação: ESM-T (azul), ESM-S (verde), TSM-T (vermelho) e TSM-S (preto).

As Figuras 2-10, 2-11, 2-12 e 2-13 apresentam os mapas destes coeficientes nas profundidades de 0, 400 e 800 metros. É mostrado também o respectivo módulo do coeficiente, uma vez que quanto mais próximo de -1 ou de +1, melhor vai ser a estimativa do parâmetro em profundidade.

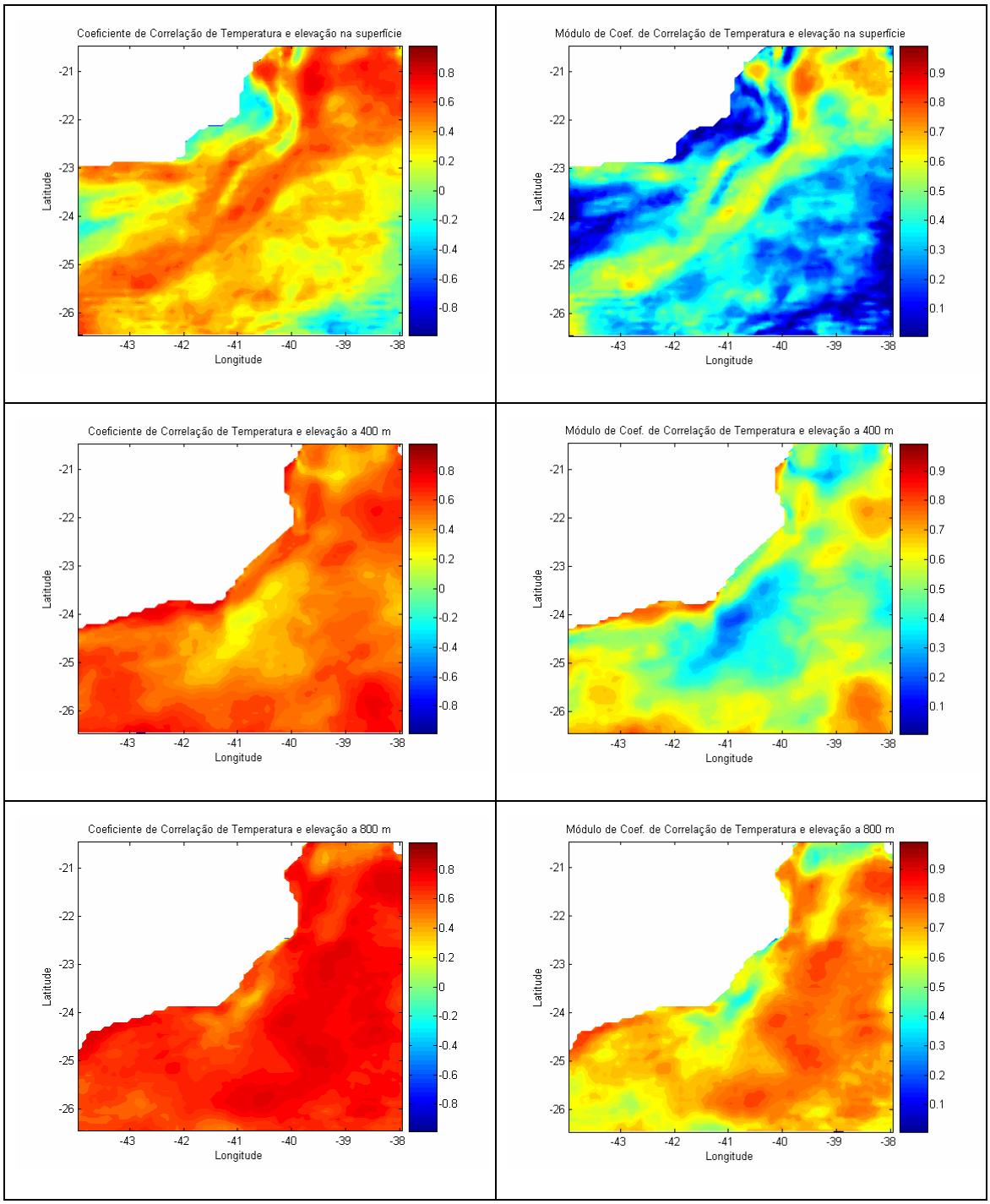

Figura 2-10: mapas de coeficiente de correlação entre ESM e temperatura (esquerda) e seu respectivo módulo (direita), nas profundidade de 0 (acima), 400 (meio) e 800 (abaixo) metros.

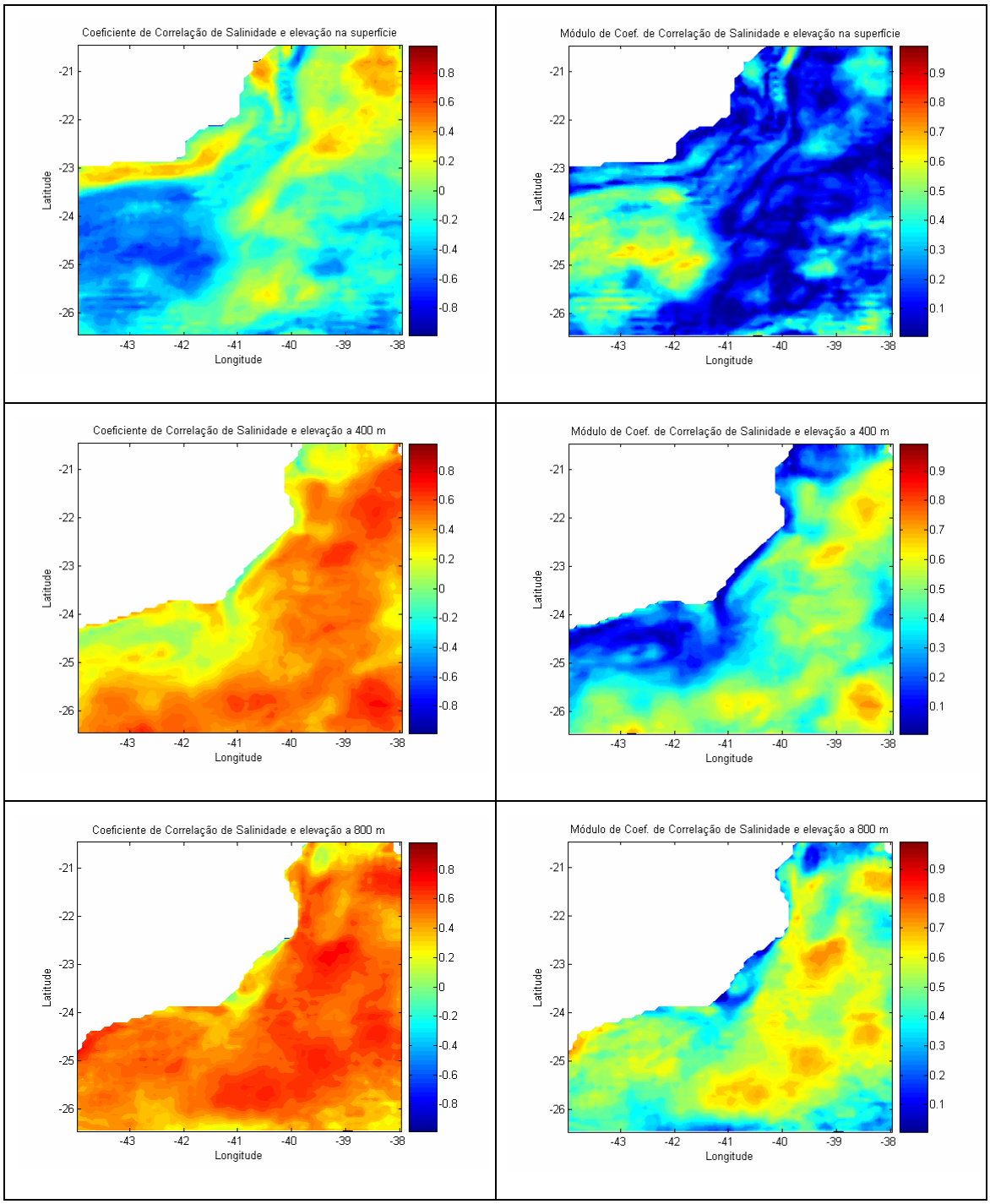

Figura 2-11: mapas de coeficiente de correlação entre ESM e salinidade (esquerda) e seu respectivo módulo (direita), nas profundidade de 0 (acima), 400 (meio) e 800 (abaixo) metros.

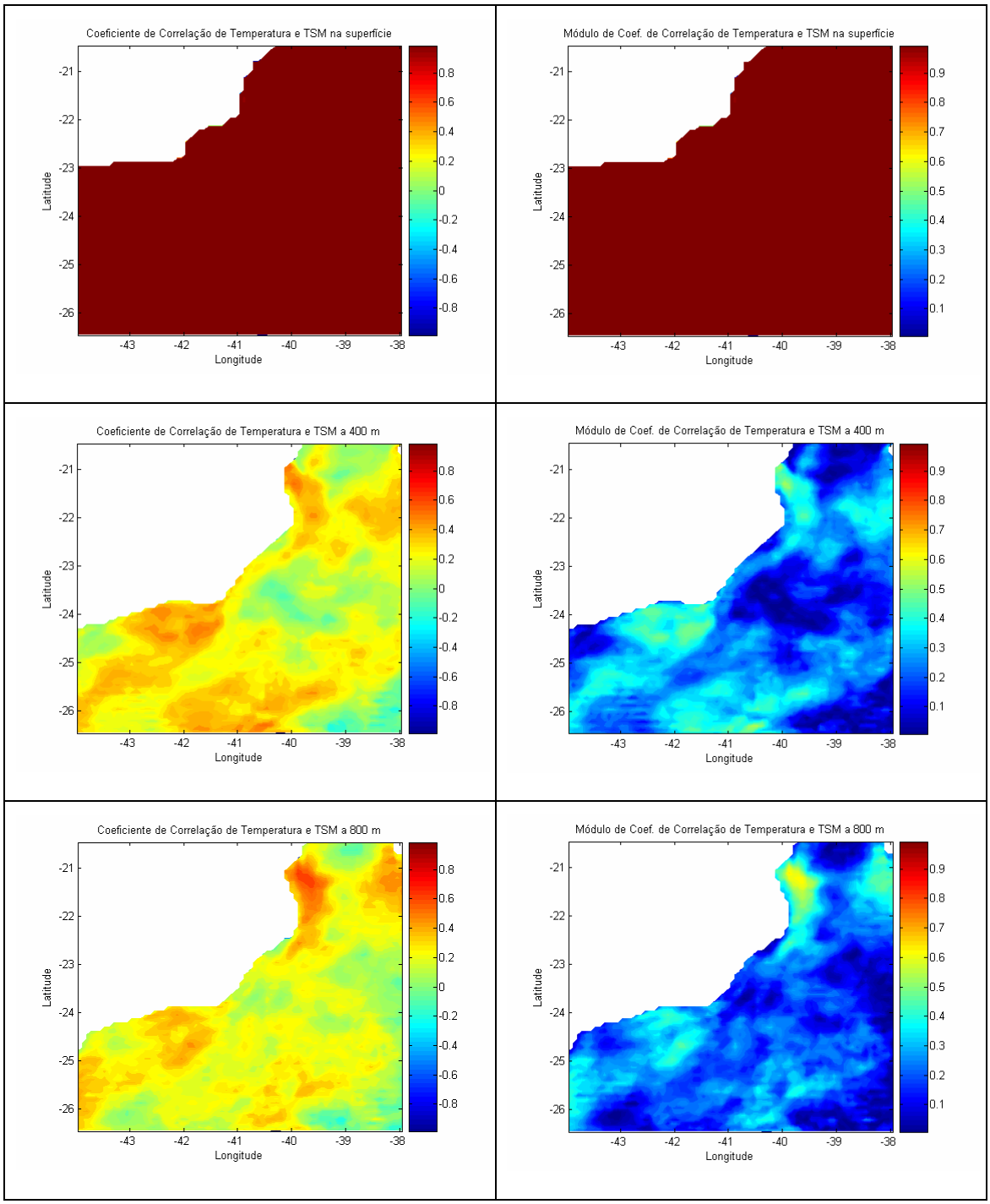

Figura 2-12: mapas de coeficiente de correlação entre TSM e temperatura (esquerda) e seu respectivo módulo (direita), nas profundidade de 0 (acima), 400 (meio) e 800 (abaixo) metros.

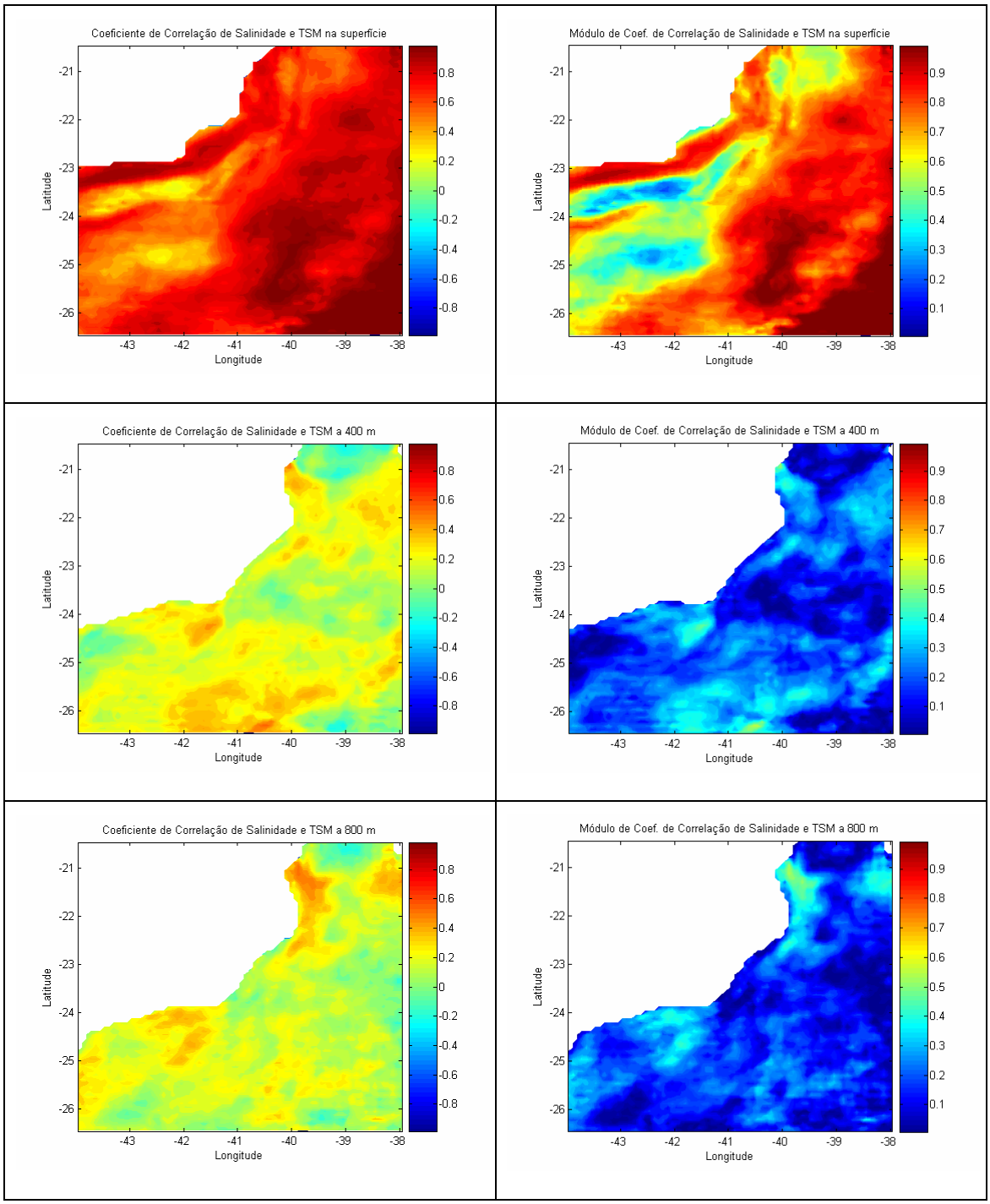

Figura 2-13: mapas de coeficiente de correlação entre TSM e salinidade (esquerda) e seu respectivo módulo (direita), nas profundidade de 0 (acima), 400 (meio) e 800 (abaixo) metros.

É possível detectar a assinatura da CB no mapa superficial do coeficiente de ESM-T, mas as maiores correlações estão em 800 m, onde quase toda a área está com valores acima de 0,6. Já os coeficientes de TSM-T têm valores próximos a 1 na superfície, como era esperado, mas apresentam baixas correlações em profundidade.

De uma forma geral, os coeficientes de salinidade acompanham o padrão de temperatura, mas com menores magnitudes.

Esta diferenciação na vertical é confirmada quando se faz a projeção vertical dos dados de ESM e TSM. A Figura 2-14 apresenta os perfis verticais de erro RMS médio na horizontal e no tempo, entre os valores de temperatura e salinidade calculados pelo método das correlações e os valores calculados na simulação controle. O objetivo é verificar que, apesar de não haver erro nas observações de TSM e ESM extraídas do controle (premissa inicial), há erros na projeção vertical desses dados, que variam de acordo com o parâmetro assimilado e a profundidade. Como era de se esperar, pelos resultados dos coeficientes de correlação, os erros de temperatura são menores entre a superfície e 180 metros, quando a projeção vertical é feita a partir dos dados de TSM, e, a partir de 500 m, os menores erros ocorrem quando a projeção vertical é feita com os dados de ESM. O mesmo vale para salinidade, mas com menores diferenças.

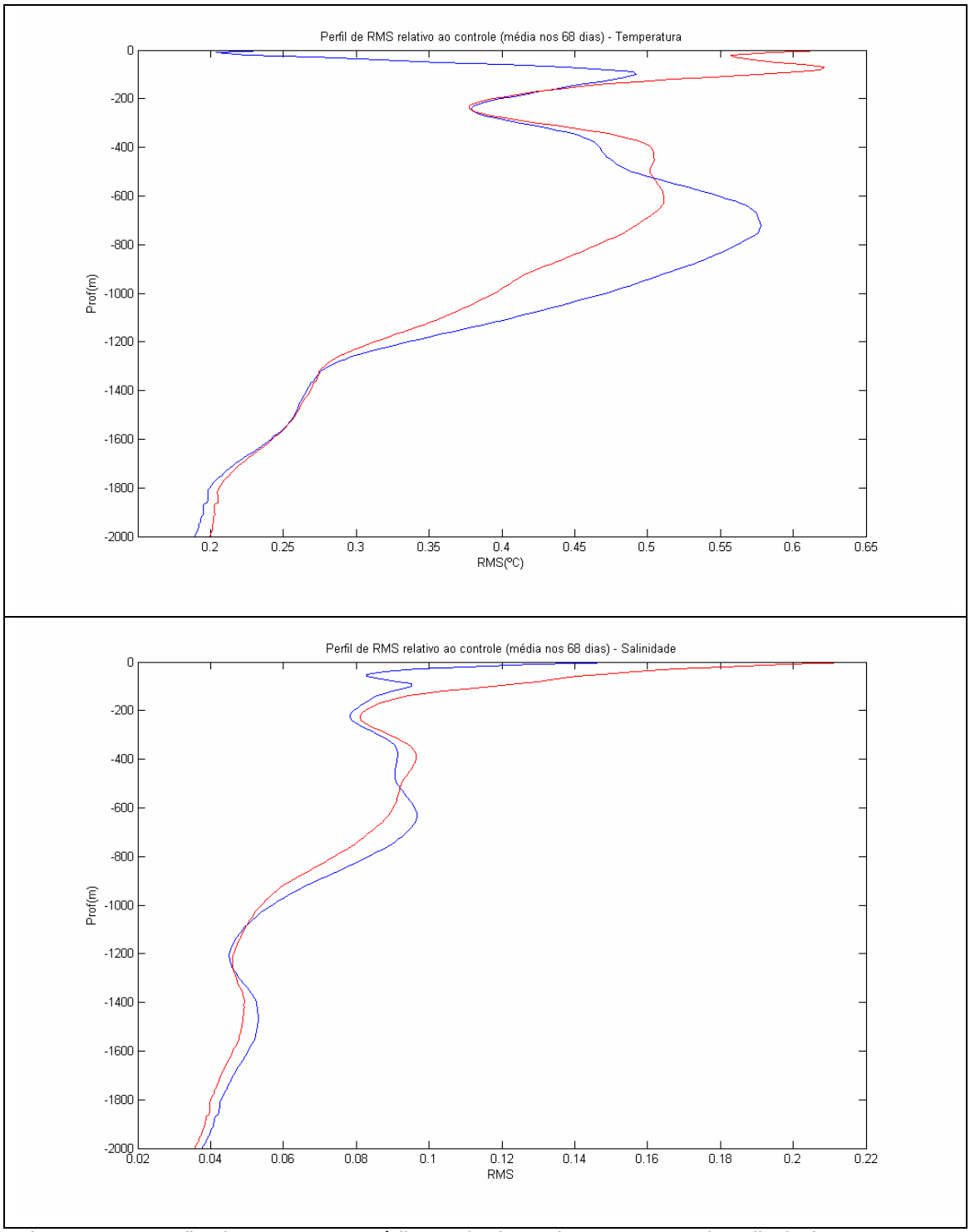

Figura 2-14: perfis de erro RMS médio na horizontal e no tempo (68 dias) de temperatura (acima) e salinidade (abaixo), entre os valores calculados via fatores de correlação e obtidos na simulação controle (verdade). Em vermelho, projeção dos dados de ESM e, em azul, projeção dos dados de TSM.

Conclui-se, portanto, que as correlações e a eficácia na projeção vertical de ESM e TSM apresentam seus maiores valores em profundidades distintas, sugerindo

que esquemas de assimilação que contemplem os dois tipos de dado devem apresentar melhor desempenho, pois conseguirão representar tanto a superfície quanto a camada intermediária.

Além disso, a eficácia pode variar de acordo com a posição numa seção vertical ao longo da latitude. A Figura 2-15 apresenta as seções verticais ao longo de 23ºS dos módulos dos quatro coeficientes de correlação. Na nossa profundidade de interesse, que inclui a plataforma externa, quebra de plataforma e início de talude, percebe-se que a faixa do talude com maiores correlações com a ESM está entre 400 e 1000 m. As menores correlações ocorrem na quebra de plataforma, provavelmente em virtude das grandes variações que ocorrem aí (velocidade da CB, distância da CB da costa, perturbações no sistema CB-CCI). As correlações com os dados de TSM, por outro lado, são praticamente nulas a partir de 400 m. Conforme já justificado matematicamente, os dados de ESM têm maior habilidade em reconstruir o campo de massa ao longo de toda a camada geostrófica, enquanto a TSM se restringe à superfície.

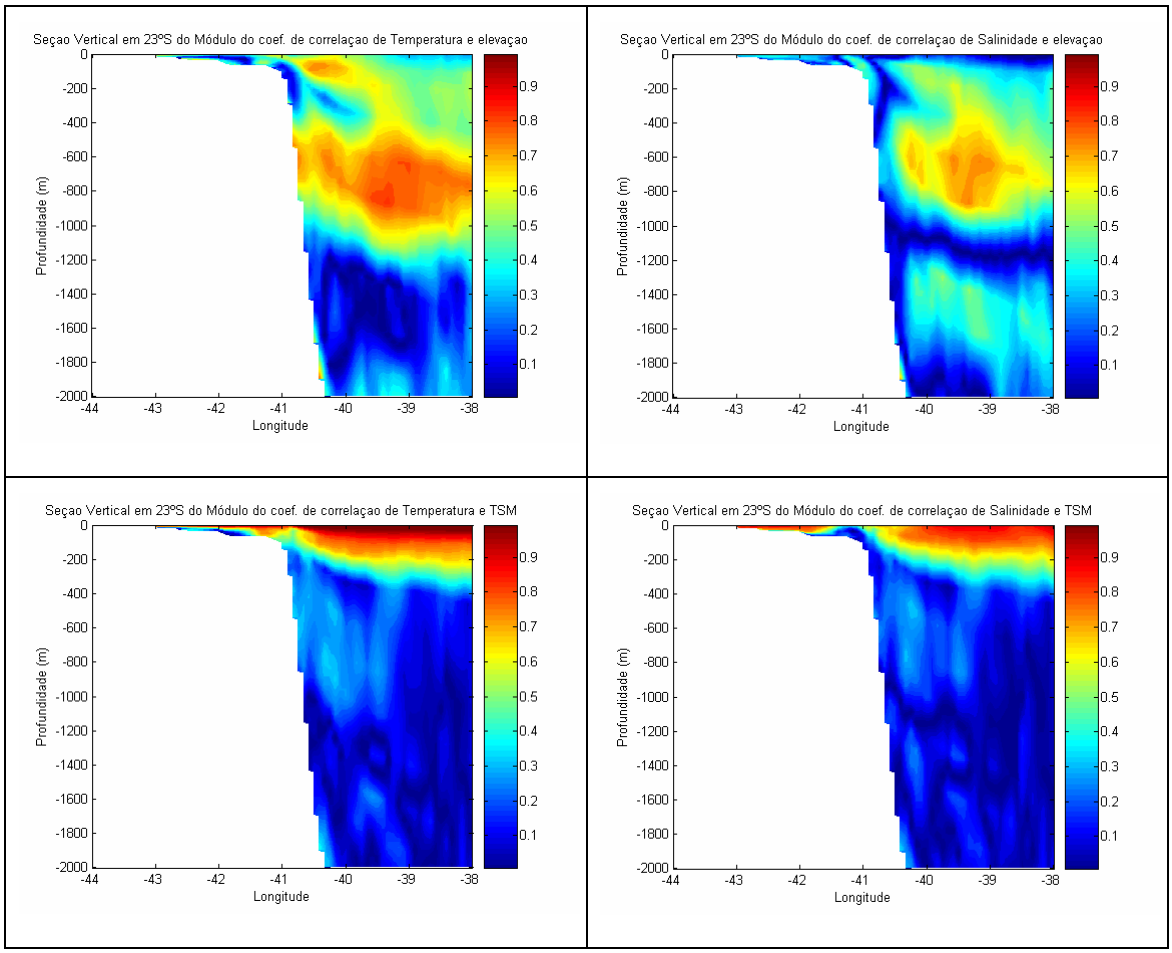

Figura 2-15: Seções verticais em 23ºS dos módulos dos coeficientes de correlação de ESM-T (acima, esquerda), ESM-S (acima, direita), TSM-T (abaixo, esquerda) e TSM-S (abaixo, direita).

O conhecimento da variação espacial desses coeficientes é de grande importância para a interpretação dos resultados dos experimentos de assimilação e para definição de estratégias que minimizem suas limitações.

2.2.2 – Relaxação newtoniana

Conhecidos os valores de temperatura e salinidade em todos os pontos da grade, a cada dia, durante os 68 dias, eles serão assimilados pelo esquema de relaxação newtoniana. A janela de assimilação será igual a 1 dia, que é da mesma ordem da resolução temporal dos satélites oceanográficos operacionais.

A partir deste ponto, portanto, não se considerou mais as simulações longas de 3 anos, utilizadas para definir período do controle, condições iniciais dos

experimentos, cálculos de médias e de coeficientes e fatores de correlação. Todos os resultados apresentados no próximo capítulo serão referentes às simulações de 68 dias: controle, experimento sem assimilação e experimentos com assimilação. A tabela 2-II apresenta um resumo das simulações feitas até aqui.

Tabela 2-II: resumo das simulações feitas antes da etapa de assimilação de dados

S	Inicialização	Mode	Dur.	Objetivo
1	abr/96	4 (até dia 6) e 3	3 anos	Cálculo das médias de T, S, U, V, ESM e TSM nos 2 últimos anos e escolha do período de assimilação (dias 1033 a 1101)
2	final do ano 1 da sim. 1	3	2 anos	Calcular os coeficientes e fatores de correlação e salvar as condições iniciais do experimento controle (dia 1033 da sim. 1)
3	dia 1033 da sim. 1	3	68 dias	Obtenção dos campos 3D diários de T e S, via fatores de correlação de ESM e TSM, e dos campos 3D de T, S, U e V do controle.
4	out/95	4 (até dia 6) e 3	3 anos	Obtenção das condições iniciais dos experimentos de assimilação (dia 917).
5	dia 917 da sim. 5	3	68 dias	Experimento SEM ASSIMILAÇÃO

Ou seja, foram feitas duas simulações longas (simulações 1 e 4), uma para a definição do período de controle, e outra para a determinação das condições iniciais dos experimentos de assimilação. A primeira foi executada duas vezes (simulações 1 e 2), até serem obtidos os fatores de correlação. De posse dos fatores, os campos de T e S que serão assimilados foram calculados a partir dos valores de ESM e TSM da simulação 3. A simulação 3 corresponde à simulação controle e o experimento sem assimilação é o 5. As mesmas condições iniciais do experimento 5 serão usadas para todos os experimentos de assimilação, onde será aplicada a relaxação newtoniana.

A relaxação newtoniana consiste em adicionar às equações prognósticas um termo que aproxima a solução na direção das observações. A equação de conservação da temperatura potencial, por exemplo, seria reescrita da seguinte forma:

$$\frac{\partial T}{\partial t} = -\left(U\frac{\partial T}{\partial x} + V\frac{\partial T}{\partial y} + W\frac{\partial T}{\partial z} \right) + \frac{\partial}{\partial z}\left(K_H \frac{\partial T}{\partial z} \right) + F_T + R(T_O - T_B), \tag{2.44}$$

$$T_B = T_{\mathrm{mod}} = -\left(U\frac{\partial T}{\partial x} + V\frac{\partial T}{\partial y} + W\frac{\partial T}{\partial z} \right) + \frac{\partial}{\partial z}\left(K_H \frac{\partial T}{\partial z} \right) + F_T, \tag{2.45}$$

onde $R(T_O - T_B)$ é o termo de relaxação newtoniana para assimilação de temperatura potencial observada (T_O) e R é a função-peso da relaxação newtoniana. T_B é a

temperatura de *background*, que nosso caso, é a solução do modelo antes de assimilar o dado. De forma simplificada, então, temos a seguinte equação de relaxação newtoniana:

$$T^{n+1} = T_{\mathrm{mod}} + R\left(T_{assim} - T_{\mathrm{mod}}\right), \tag{2.46}$$

onde T_{assim} é o valor de temperatura a ser assimilado e T_{mod} é a temperatura calculada pelo modelo.

Apesar de todas as representações matemáticas feitas do esquema de assimilação utilizarem a variável T, deve-se ressaltar que o mesmo vale para S, já que ambos os parâmetros serão assimilados. Cooper (1988) mostrou que é essencial a assimilação conjunta de T e S a fim de diminuir os erros nos campos de velocidade.

A definição do valor de R é feita de forma empírica. Se R for muito grande, a solução converge para a observação rapidamente, o que pode gerar instabilidades numéricas, uma vez que a dinâmica não terá tempo para se ajustar. Se for muito pequeno, os erros do modelo podem aumentar antes que a relaxação se mostre eficaz. No levantamento bibliográfico feito, foram verificadas as seguintes funções de R para relaxação newtoniana em modelos hidrodinâmicos:

(i) Holland e Malanotte-Rizzoli (1989); Capotondi *et al*. (1995a)

$$R = \frac{1}{t_a} \tag{2.47}$$

(ii) Holland e Malanotte-Rizzoli (1989)

$$R = \frac{1}{t_a} \exp\left[\frac{-\left(t_{jan}\right)^2}{t_d^2}\right] \tag{2.48}$$

(iii) Nielsen-Gammon (2004)

$$R = \frac{1}{t_a} N_t \tag{2.49}$$

Para $\left(t_{jan} < \frac{jan}{2}\right)$:

$N_t = 1$

Para $(t_{jan} > jan)$:

$N_t = 0$

Para $\left(\frac{jan}{2} < t_{jan} < jan\right)$:

$0 < N_t < 1$ (variação linear),

onde t_a é a escala de tempo de relaxação newtoniana, jan é o tempo correspondente à janela de assimilação, t_{jan} é a distância no tempo entre o passo de tempo atual e o passo de tempo correspondente ao dado assimilado, ou seja, se o próximo dado a ser assimilado corresponde ao dia 3 e o passo atual é 2,8, t_{jan}=0,2 (t_{jan} varia entre – jan/2 e + jan/2), t_d fixa o quão localmente no tempo os dados são assimilados. Holland e Malanotte-Rizzoli (1989) utilizaram t_a como sendo igual à janela de assimilação e testaram diferentes valores de t_d (0,5, 2, 5 e 10 dias). Um critério semelhante a este será realizado nos testes de assimilação deste trabalho.

Percebe-se que os esquemas, na sua maioria, são compostos por uma função constante ($1/t_a$) e outra que varia com a proximidade do passo de tempo em relação ao tempo da observação. Nielsen-Gammon (2004) e Fan *et al*. (2004) utilizam ainda funções proporcionais às distâncias horizontal e vertical entre o ponto da observação e o ponto da grade.

A novidade do esquema de relaxação newtoniana utilizado neste trabalho é a inclusão de uma nova função, proporcional ao coeficiente de correlação (calculado em 2.2.1) em cada ponto. Serão testados, portanto, 3 tipos de esquema:

R1:

$$T^{n+1} = T_{\mathrm{mod}} + \frac{1}{t_a}\left(T_{assim} - T_{\mathrm{mod}}\right) \tag{2.50}$$

R2:

$$T^{n+1} = T_{\mathrm{mod}} + \frac{1}{t_a}\exp\left(\frac{-abs(t_{jan})}{t_d}\right)\left(T_{assim} - T_{\mathrm{mod}}\right) \tag{2.51}$$

R3:

$$T^{n+1} = T_{\mathrm{mod}} + \frac{1}{t_a}\exp\left(\frac{-abs(t_{jan})}{t_d}\right) f(coef)\left(T_{assim} - T_{\mathrm{mod}}\right) \qquad (2.52)$$

No caso de R1, como não há relação com t_{jan}, a assimilação é feita a cada passo de tempo e o valor assimilado varia linearmente ao longo da janela de assimilação. Serão testados os seguintes valores de t_a: 0,5, 1,0 e 2,0 dias. O critério para a escolha desses valores foi a proximidade da janela de assimilação, que é de 1 dia. Além disso, Capotondi (1993, apud Capotondi *et al*. 1995a) mostrou que esta escala de tempo é pelo menos uma ordem de grandeza menor que os termos relevantes da dinâmica quase-geostrófica, permitindo resolvê-la de forma satisfatória.

Para R2, serão testados os seguintes valores de t_d: 0,25, 0,5, 1,0 e 2,0. Resultados preliminares (não apresentados) de assimilação de ESM e TSM com valores abaixo de 0,25 e acima de 2,0 indicaram desempenhos similares ou piores. A Figura 2-16 apresenta como varia ao longo da janela de assimilação a função exp[-abs(t_{jan})/ t_d], de acordo com o t_d utilizado. A ordenada indica o peso e a abscissa são os passos de tempo internos do modelo ao longo da janela (como o passo de tempo interno é 360 s e janela é de 1 dia, tem-se 240 passos de tempo ao longo da janela). Percebe-se que quanto menor o valor de t_d, mais o peso da assimilação se concentra no dia da observação.

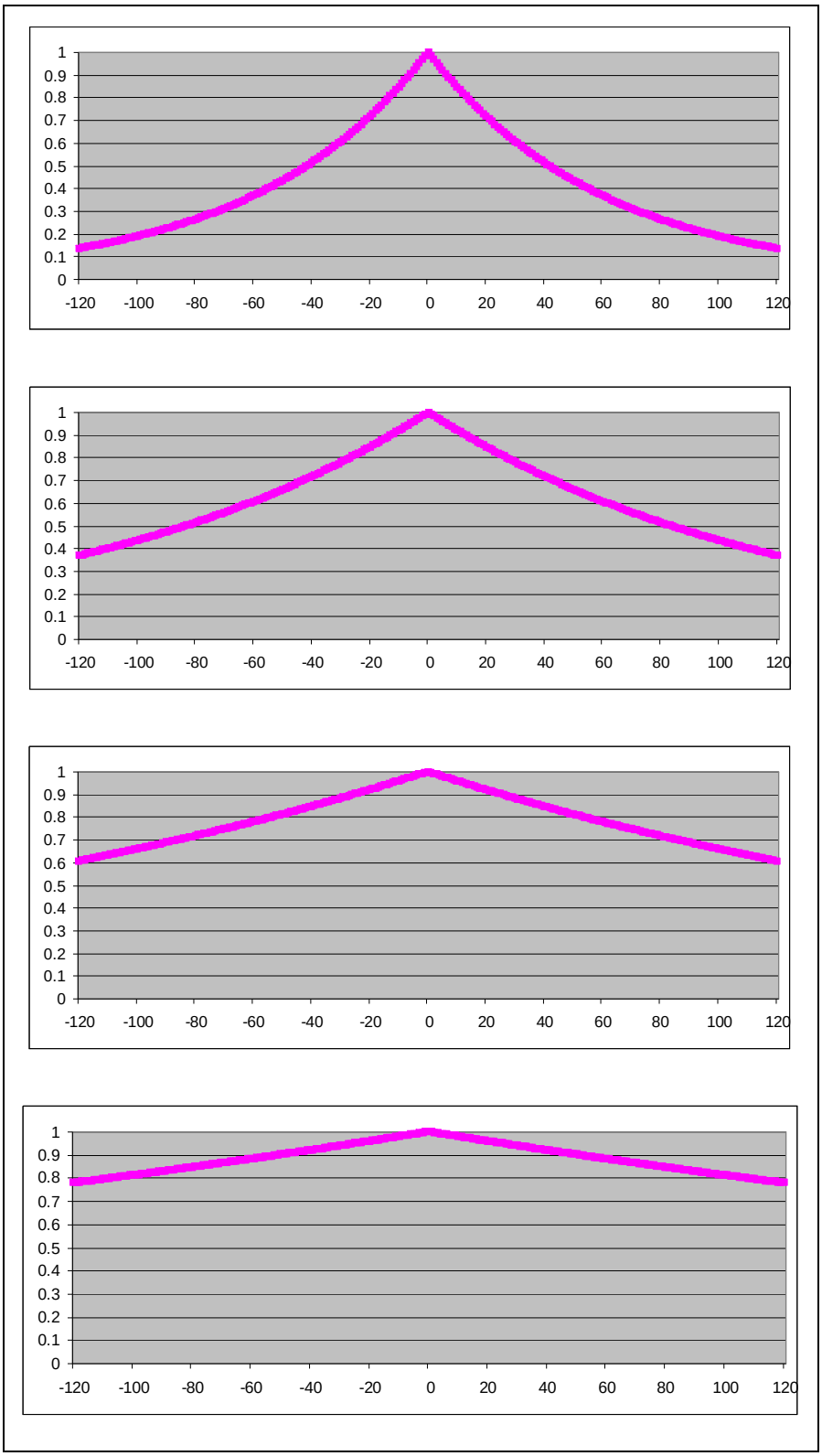

Figura 2-16: variação da função exp[-abs(t_{jan})/ t_d], ao longo da janela de assimilação, para cada valor de t_d (em ordem de cima para baixo): 0,25, 0,5, 1,0 e 2,0.

Em R3, além da função associada à t_{jan}, foi inserida uma função proporcional ao coeficiente de correlação. Ou seja, quando o módulo do coeficiente de correlação for alto, o peso da relaxação newtoniana é maior; enquanto que a um baixo valor do coeficiente, a função atribui um pequeno peso da relaxação newtoniana, deixando prevalecer mais a física do modelo. Foram testadas 5 funções, apresentadas nas Figuras 2-17 a 2-21, com os respectivos gráficos, que indicam a variação do peso de acordo com o valor do coeficiente de correlação. Deve ser ressaltado que o $coef$ nas funções abaixo pode ser referente à correlação entre TSM e temperatura ou salinidade ou entre ESM e temperatura ou salinidade, dependendo do dado que está sendo assimilado e do parâmetro que se quer projetar na vertical. Eis as funções:

Função (a):

$$f(coef) = \exp\left[abs(coef) - 1\right] \tag{2.53}$$

Função (b):

$$f(coef) = abs(coef) \tag{2.54}$$

Função (c):

$$f(coef) = \frac{\cos\left[\pi(coef + 1)\right] + 1}{2} \tag{2.55}$$

Função (d):

$$f(coef) = coef^2 \tag{2.56}$$

Função (e):

$$\begin{aligned} f(coef) &= -coef^2 - 2coef \quad (coef < 0) \\ f(coef) &= -coef^2 + 2coef \quad (coef > 0) \end{aligned} \tag{2.57}$$

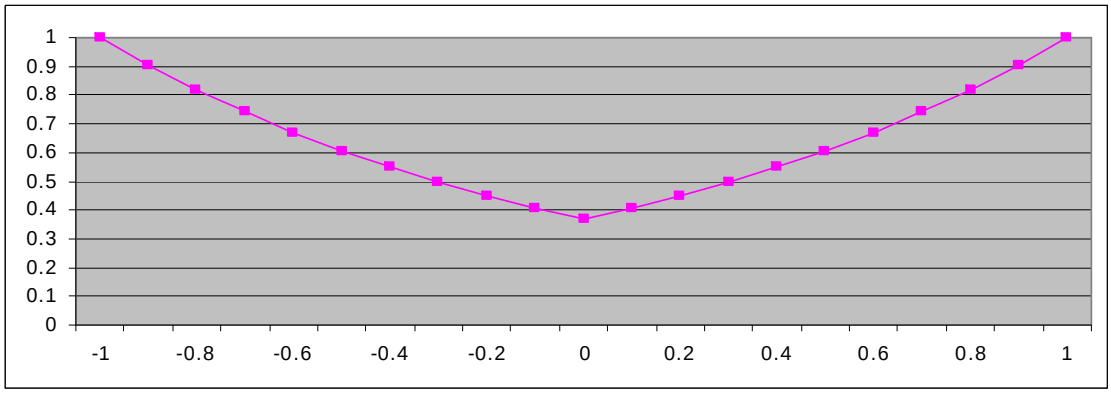

Figura 2-17: Função (a).

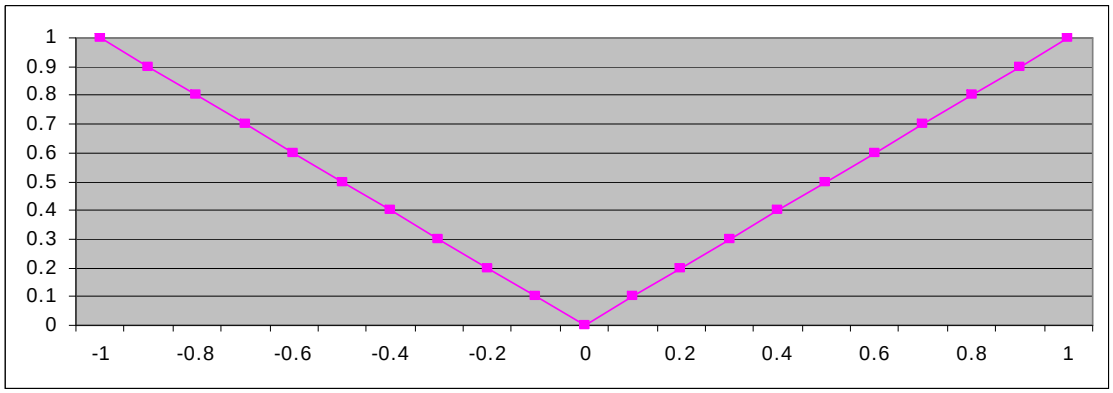

Figura 2-18: Função (b).

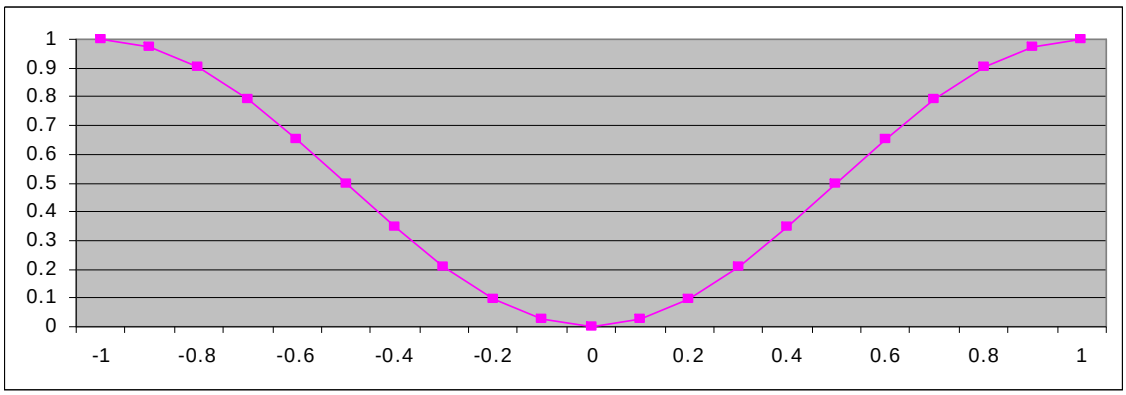

Figura 2-19: Função (c).

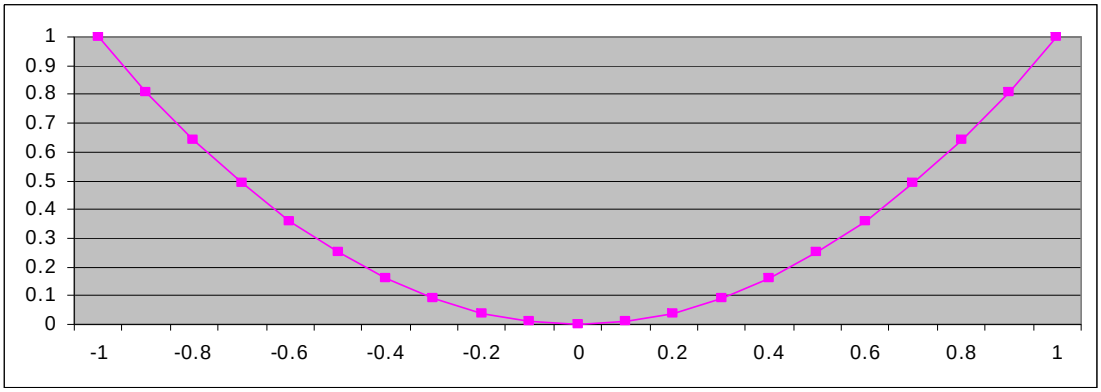

Figura 2-20: Função (d).

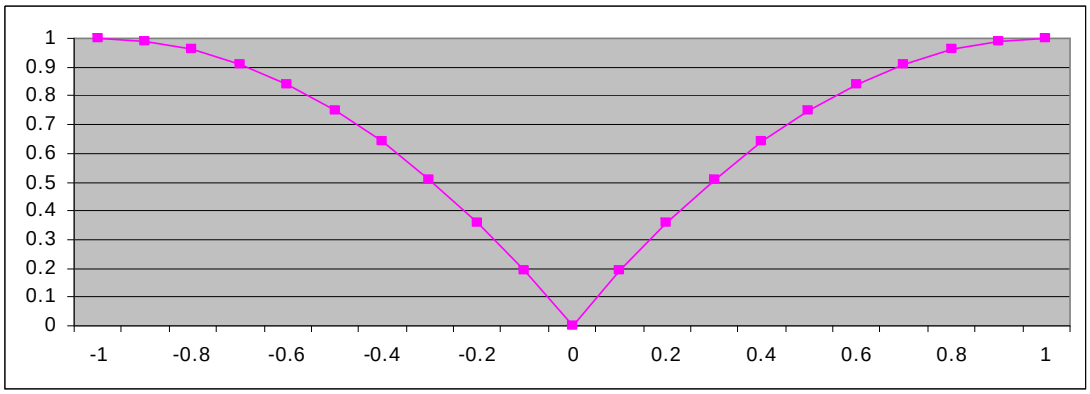

Figura 2-21: Função (e).

A Figura 2-22 resume o esquema de assimilação. A distância no tempo entre cada letra na figura corresponde à meia janela de assimilação (no caso, 12 hs). Supondo que os passos de tempo em que ocorrem as observações (ou seja, quando os dados de TSM e ESM do controle estão disponíveis) sejam A, C e E, são criados, pelo método de correlações, os campos 3D de temperatura e salinidade para cada um desses tempos. No esquema R1, quando o modelo chega em A, a rotina lê os dados de T e S em C e calcula, através de interpolação linear, os valores de T_{assim} e S_{assim} para todos os passos de tempo entre A e C. O mesmo acontece quando o modelo chega em C, relativo à E. Ou seja, os valores assimilados variam linearmente entre A e C e entre C e E. Em R2 e R3, quando o modelo chega em B, ele lê os valores de C que serão assimilados e atribui um peso a eles que varia ao longo da janela de assimilação (que vai de B a D), dependendo da distância no tempo em relação a C (nesse caso, os pesos são mínimos em B e D, e máximo em C, que é o passo de tempo da observação). Quando o modelo chega em D, ele deixa de assimilar os dados

de C e passa a assimilar os dados de E durante a janela seguinte. Ou seja, em R2 e R3, T_{assim} e S_{assim} são constantes ao longo da janela, apenas variando o peso atribuído às diferenças entre T_{assim} e T_{mod} e entre S_{assim} e S_{mod}.

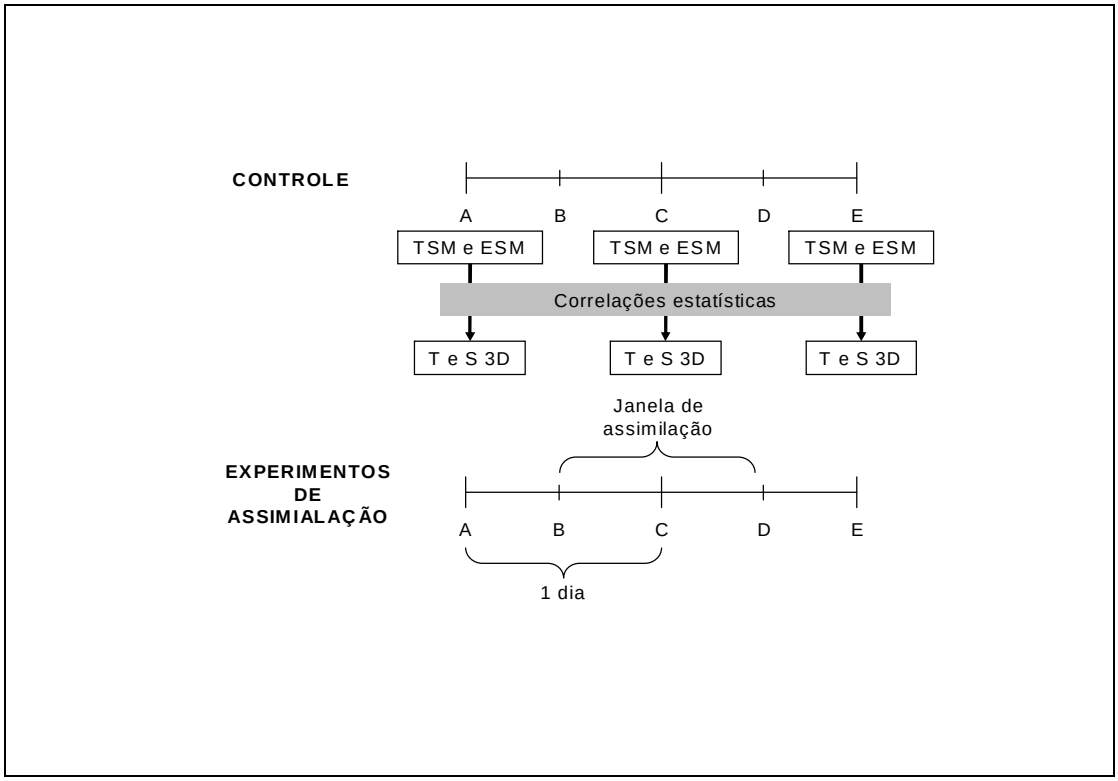

Figura 2-22: resumo do esquema de assimilação

A rotina de relaxação newtoniana, inserida no código do POM, é acionada após o cálculo de T e S pelo modelo. Conhecidos T_{mod} e S_{mod}, a relaxação newtoniana é aplicada, fornecendo novos valores de T e S. Com eles, calcula-se a correspondente variação de massa específica e corrigem-se, ainda no mesmo passo de tempo, os valores de velocidade, através de um ajuste geostrófico. Isto é feito para que, no passo de tempo seguinte, quando a velocidade for calculada, o termo de gradiente de pressão baroclínica (que utiliza os novos valores de T e S) não gere um choque que desestabilize o modelo.

3 – Resultados

Os resultados serão divididos em três tópicos, de acordo com os objetivos definidos:

1. Avaliação da capacidade de se reproduzir o campo de correntes e feições oceanográficas, principalmente um vórtice ciclônico ao largo de Cabo Frio.
2. Avaliação da adequação do melhor experimento de assimilação aos fundamentos físicos que controlam a dinâmica da região.
3. Avaliação do potencial da metodologia aqui utilizada como parte de um sistema operacional de previsão de correntes.

No primeiro tópico, serão avaliados diferentes experimentos de assimilação. Em cada um, será testada uma combinação do esquema de relaxação newtoniana (R1, R2 e/ou R3) e os respectivos parâmetros utilizados (t_a , t_d e função do coeficiente de correlação). Os resultados serão comparados, através de perfis verticais de erro RMS médio por área, a fim de definir os melhores métodos de assimilação de dados via relaxação newtoniana para a região e se estes métodos são capazes de reproduzir a formação de um vórtice ciclônico a sudeste de Cabo Frio, existente no experimento controle.

No segundo tópico, será feito um estudo sobre a origem do referido vórtice do experimento controle, fundamentado na teoria linear de instabilidade baroclínica. Conhecidos os mecanismos físicos que geram o vórtice, o método selecionado no tópico anterior será avaliado, com o objetivo de verificar se ele, além de reproduzir o vórtice, gera-o com os mesmos fundamentos físicos observados no controle.

Finalmente, no último tópico, será utilizado, juntamente com o método de correlações estatísticas, um modelo de feições simplificado a fim de minimizar limitações identificadas nos resultados anteriores. Além disso, destacar-se-á a importância da obtenção de perfis verticais de dados *in situ* na capacidade de previsão dos vórtices locais.

Todos os experimentos de assimilação e a simulação controle foram processados no Núcleo de Atendimento em Computação de Alto Desempenho (NACAD-UFRJ), em uma plataforma computacional Silicon Graphics ALTIX 350, com CPUs Intel Itanium 2, pico teórico de performance de 6 GFlops/s por CPU e memória RAM compartilhada de 28 Gb.

3.1 – Avaliação da Capacidade de Reproduzir Feições Oceanográficas

Conforme detalhado no capítulo de metodologia, foram avaliados 3 diferentes esquemas de relaxação newtoniana (equações (2.50), (2.51) e (2.52)). Para os parâmetros que compõem esses esquemas, foram testados 3 diferentes valores de t_a (0,5, 1,0 e 2,0 dias), 4 valores de t_d (0,25, 0,5, 1,0 e 2,0 dias) e 5 funções de coeficiente de correlação ((a), (b), (c), (d) e (e), descritas na metodologia). Foram realizados experimentos com assimilação: (1) de TSM, (2) de ESM, (3) de TSM ou ESM e (4) de TSM e ESM, totalizando 49 combinações.

O critério de avaliação de cada experimento foi a comparação entre perfis verticais da média no tempo (entre os dias 30 e 68) do erro RMS da componente V da corrente em relação ao experimento controle, na região de interesse (21º-26ºS e 38,5º-43,5ºW). O perfil médio de RMS foi, então, assim calculado:

$$\overline{RMS}(z) = \frac{1}{38}\sum_{t=30}^{t=68}\left(\sqrt{\frac{1}{n(z)}\sum_{1}^{n(z)}(P-C)^2}\right), \tag{3.1}$$

onde n é o número de pontos na horizontal para cada nível Z, P é o valor calculado pelo experimento em um determinado ponto e C é o respectivo valor obtido pelo controle.

Na média temporal, foram considerados apenas os dias posteriores ao dia 30 pelo fato de que em todos os experimentos realizados foi necessário um período de cerca de 30 dias para o método de relaxação newtoniana minimizar o RMS em relação ao controle. A Figura 3-1 apresenta séries temporais, em diferentes profundidades, de RMS da componente V, típicas dos experimentos realizados. Nota-se que nos primeiros dias, conforme o experimento vai assimilando os dados do controle, o RMS vai decrescendo até se estabilizar por volta do dia 30.

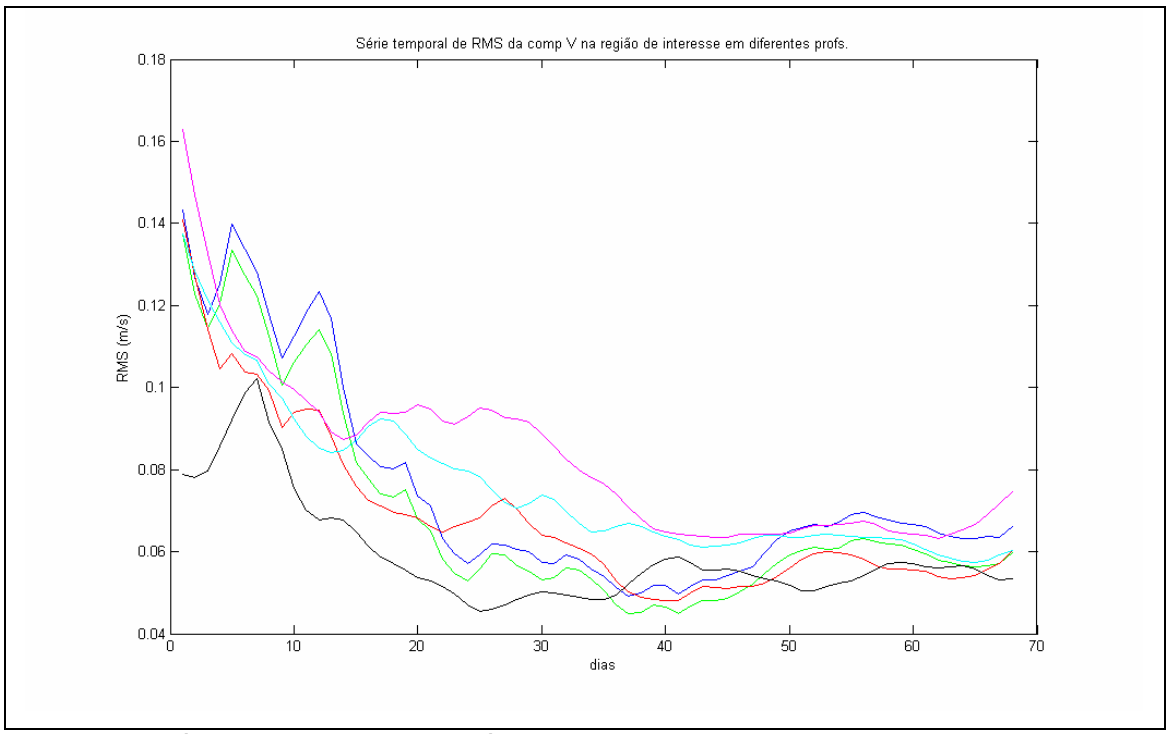

Figura 3-1: Séries temporais de RMS típicas dos experimentos, para diferentes profundidades (em metros): 20 (azul), 50 (verde), 200 (vermelho), 500 (magenta), 1000 (cian) e 2000 (preto).

Os experimentos de assimilação seguiram a seqüência apresentada a seguir. Para cada fase de testes, todos os experimentos que correspondessem ao menor erro RMS em algum trecho da coluna d'água (até a profundidade de 1000 m) eram selecionados para a fase seguinte:

- Avaliação de R1: um experimento para cada t_a (0,5, 1,0 e 2,0).

- Avaliação de R2 (utilizando os melhores valores de t_a): um experimento para cada t_d (0,25, 0,5, 1,0 e 2,0).

- Avaliação de R3 (utilizando as melhores combinações de t_a e t_d): um experimento para cada função de coeficiente de correlação ((a), (b), (c), (d) e (e)).

- Avaliação final: os melhores resultados de cada fase são comparados. Nesta fase, é selecionado unicamente o esquema de melhor desempenho na superfície, uma vez que o objetivo final de aplicação dos campos hidrodinâmicos é a melhoria na capacidade de previsão do transporte de óleo, que ocorre essencialmente na superfície.

3.1.1 - Assimilação de Temperatura da Superfície do Mar (TSM)

R1 - Avaliação de t_a

A Figura 3-2 apresenta os perfis de RMS para os 3 valores de t_a utilizados. Nota-se um desempenho similar para t_a=1,0 e t_a=2,0, com erros menores do que os apresentados no experimento de t_a=0,5. Desta forma, selecionou-se t_a=1,0 para os experimentos das próximas fases.

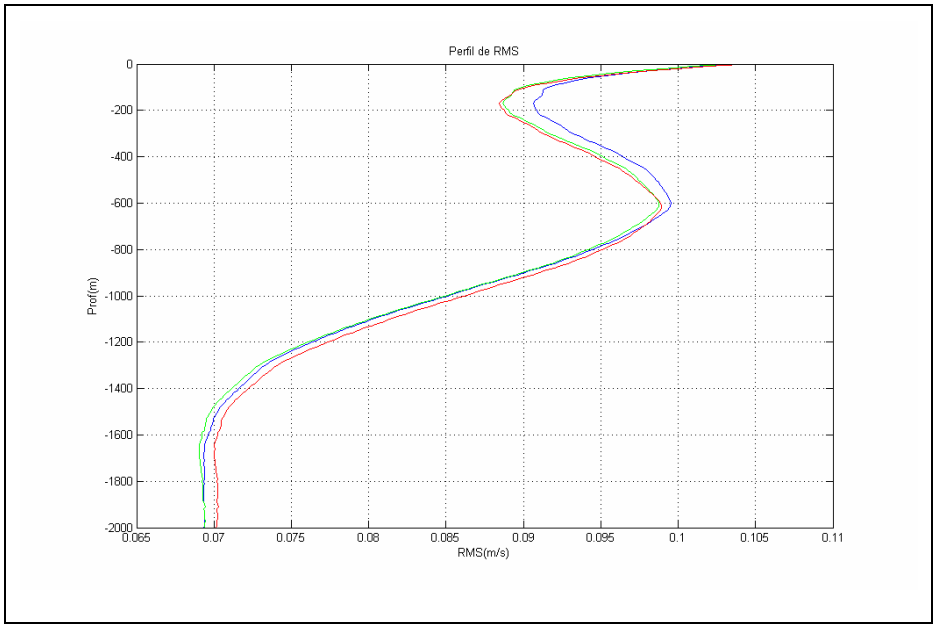

Figura 3-2: Perfis de RMS nos experimentos de R1 de assimilação de TSM, com diferentes valores de t_a : 0,5 (azul), 1,0 (verde), 2,0 (vermelho).

R2 - Avaliação de t_d

A Figura 3-3 apresenta os perfis de RMS para os 4 valores de t_d utilizados nos experimentos de R2. Nos 4 experimentos, foi utilizado t_a=1,0. Nota-se que o perfil referente ao t_d=0,25 apresenta os menores erros ao longo de toda a profundidade de interesse. Este valor de t_d foi, portanto, o utilizado nos experimentos seguintes.

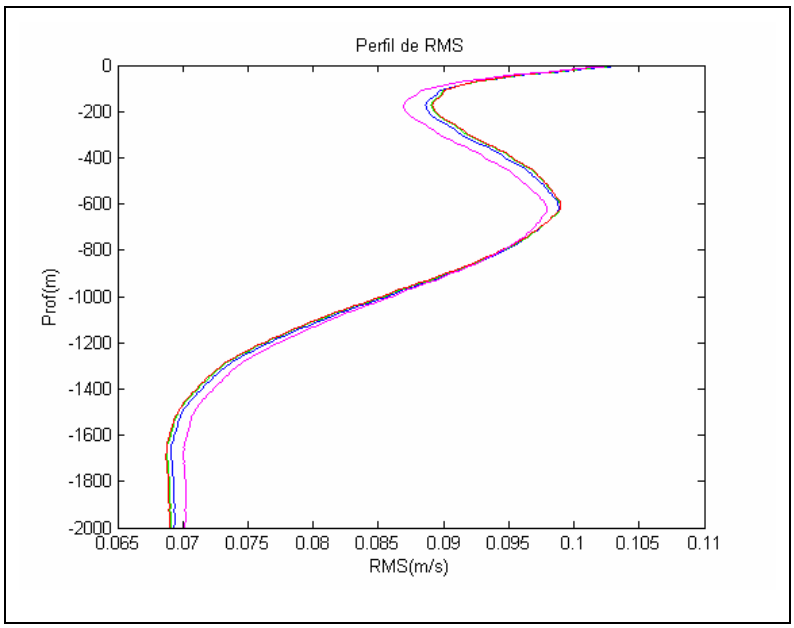

Figura 3-3: Perfis de RMS nos experimentos de R2 de assimilação de TSM, com diferentes valores de t_d : 0,25 (magenta), 0,5 (azul), 1,0 (verde), 2,0 (vermelho).

R3 - Avaliação das funções de coeficiente de correlação

A Figura 3-4 apresenta os perfis de RMS para as 5 funções utilizadas nos experimentos de R3, utilizando-se t_a =1,0 e t_d =0,25. O perfil referente à função (a) apresentou os menores erros ao longo de toda a profundidade de interesse.

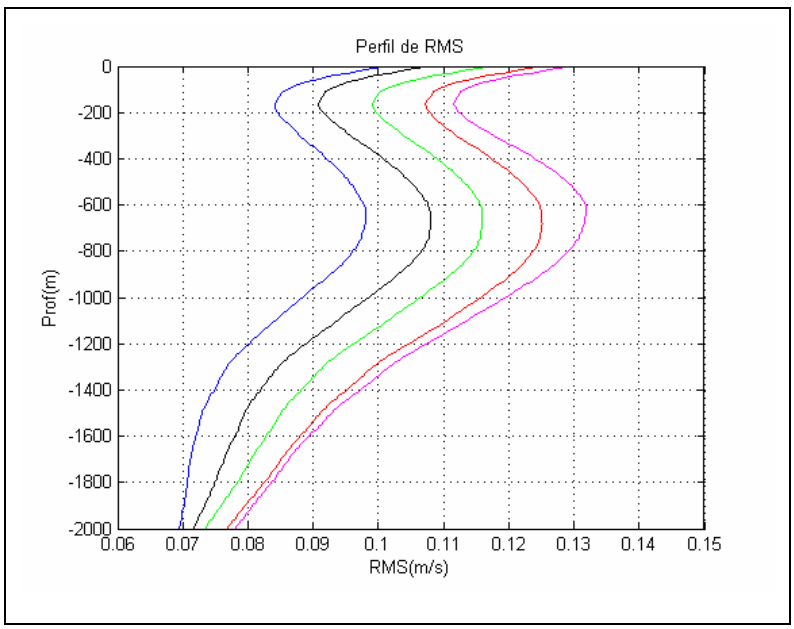

Figura 3-4: Perfis de RMS nos experimentos de R3 de assimilação de TSM, com diferentes funções de coeficiente de correlação: (a) (azul), (b) (verde), (c) (vermelho), (d) (magenta), (e) (preto).

Avaliação Final

A Figura 3-5 apresenta os perfis dos melhores resultados obtidos nas 3 fases anteriores, isto é, tem-se uma comparação entre R1 (t_a =1,0), R2 (t_a =1,0, t_d =0,25) e R3 (t_a =1,0, t_d =0,25, função (a)). Percebe-se que até a profundidade de cerca de 600 metros, os menores erros correspondem ao perfil de R3. A partir desta profundidade, o melhor desempenho é de R1.

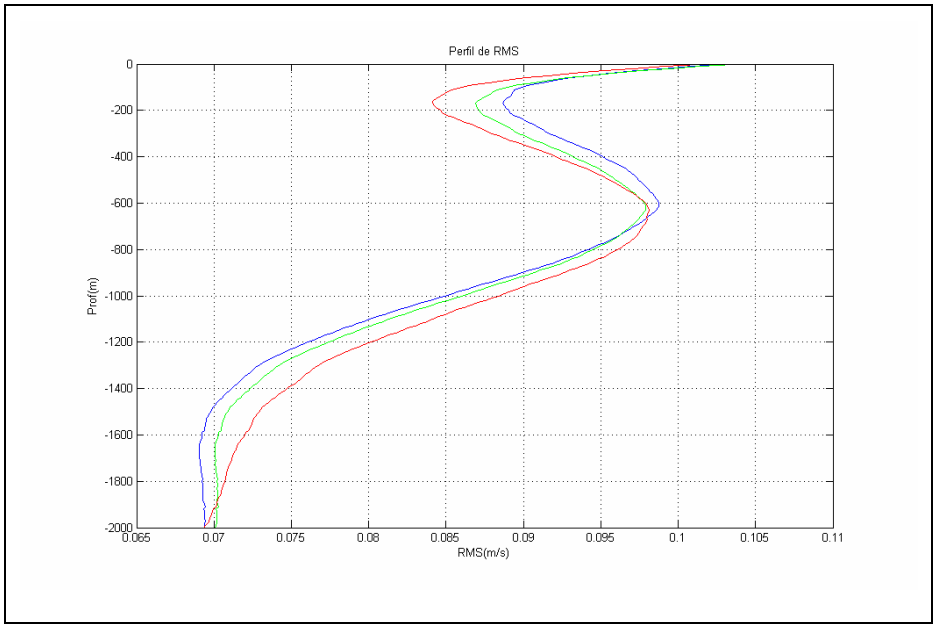

Figura 3-5: Perfis de RMS dos experimentos de melhor desempenho nas fases anteriores: R1 – t_a =1,0 (azul), R2 – t_a =1,0, t_d =0,25 (verde),e R3 – t_a =1,0, t_d =0,25 e função (a) (vermelho).

A Figura 3-6 apresenta um esquema que resume os testes de assimilação de TSM realizados. Os retângulos em vermelho indicam aqueles que apresentaram os melhores resultados em cada fase.

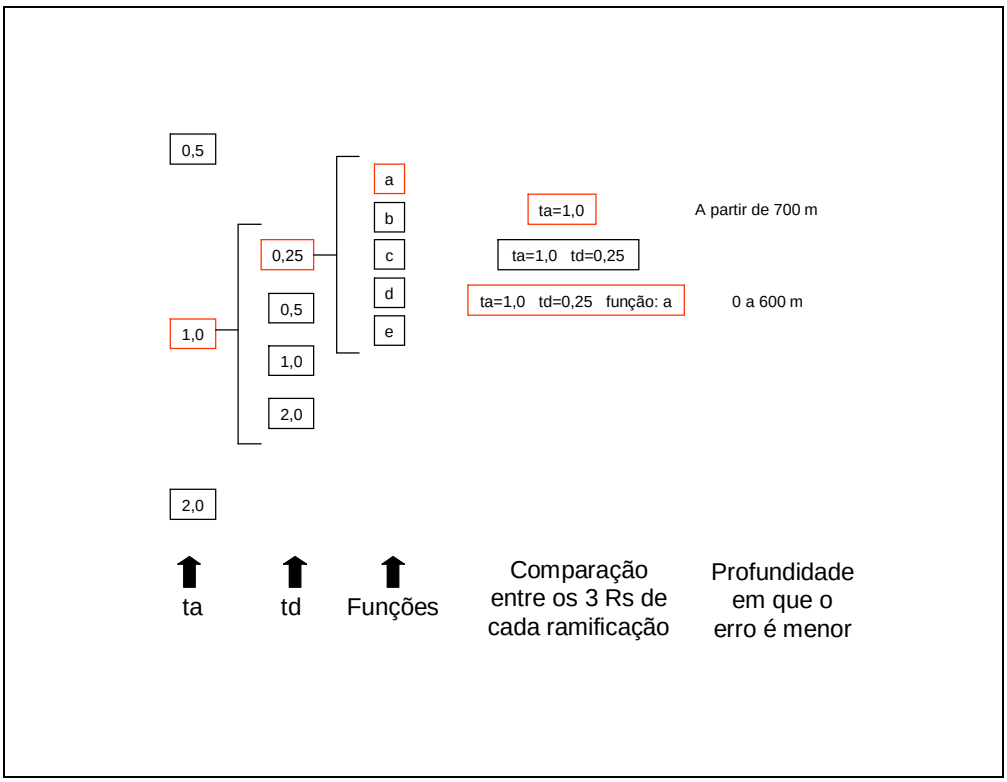

Figura 3-6: resumo dos experimentos de assimilação de TSM realizados. Para cada t_a, t_d e função do coeficiente de correlação, foram destacados, em vermelho, aqueles que apresentaram o melhor desempenho.

Portanto, o melhor esquema de assimilação de TSM para a região de interesse, de acordo com o critério estabelecido (menor RMS na superfície) foi:

$$T^{n+1} = T_{\mathrm{mod}} + \frac{1}{1dia}\exp\left(\frac{-abs(t_{jan})}{0{,}25dia}\right)\exp\left(abs(coef)-1\right)\left(T_{assim} - T_{\mathrm{mod}}\right) \qquad (3.2)$$

A Figura 3-7 apresenta os campos de corrente (as cores indicam intensidade e os vetores a direção), na superfície, a 400 metros e a 800 metros de profundidade, correspondente ao dia 45, do esquema R3, selecionado na avaliação final de TSM. Os campos dos experimentos de assimilação são confrontados com o controle, a fim de observar as principais diferenças e se o esquema de assimilação foi capaz de gerar o vórtice (sempre destacado por um retângulo preto). Como o vórtice surge na superfície do controle entre os dias 40 e 45, escolheu-se esse último para a comparação.

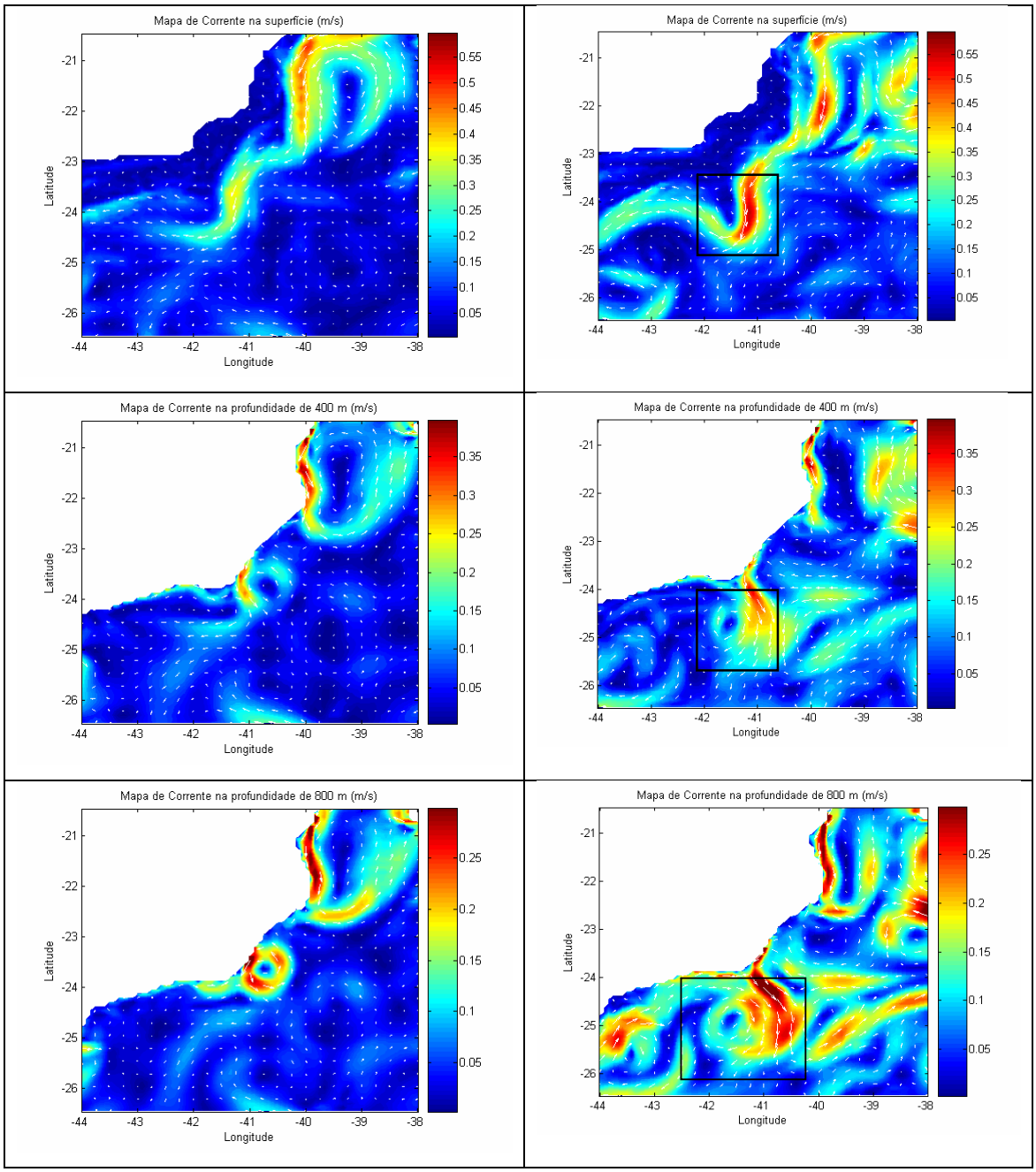

Figura 3-7: Campos de corrente em t=45 dias do experimento R3 (t_a =1,0, t_d =0,25 e função (a)) de TSM (esquerda) e do controle (direita) para a superfície (acima), 400 m (meio) e 800 m (abaixo).

Pode-se notar que, na superfície, o experimento chega a apresentar a CB no sentido NE-SW, meandrando a sudeste de Cabo Frio, como no controle, mas sendo incapaz de gerar o vórtice ciclônico ao sul de Cabo Frio, visto nas 3 profundidades do controle. Em profundidade, entretanto, a circulação é bastante diferente e o

experimento chega a formar um vórtice anticiclônico ao largo de Cabo de São Tomé, inexistente no controle.

A Figura 3-8 apresenta os mesmos campos superficiais do experimento R3 e do controle, agora juntamente com o campo do experimento sem assimilação.

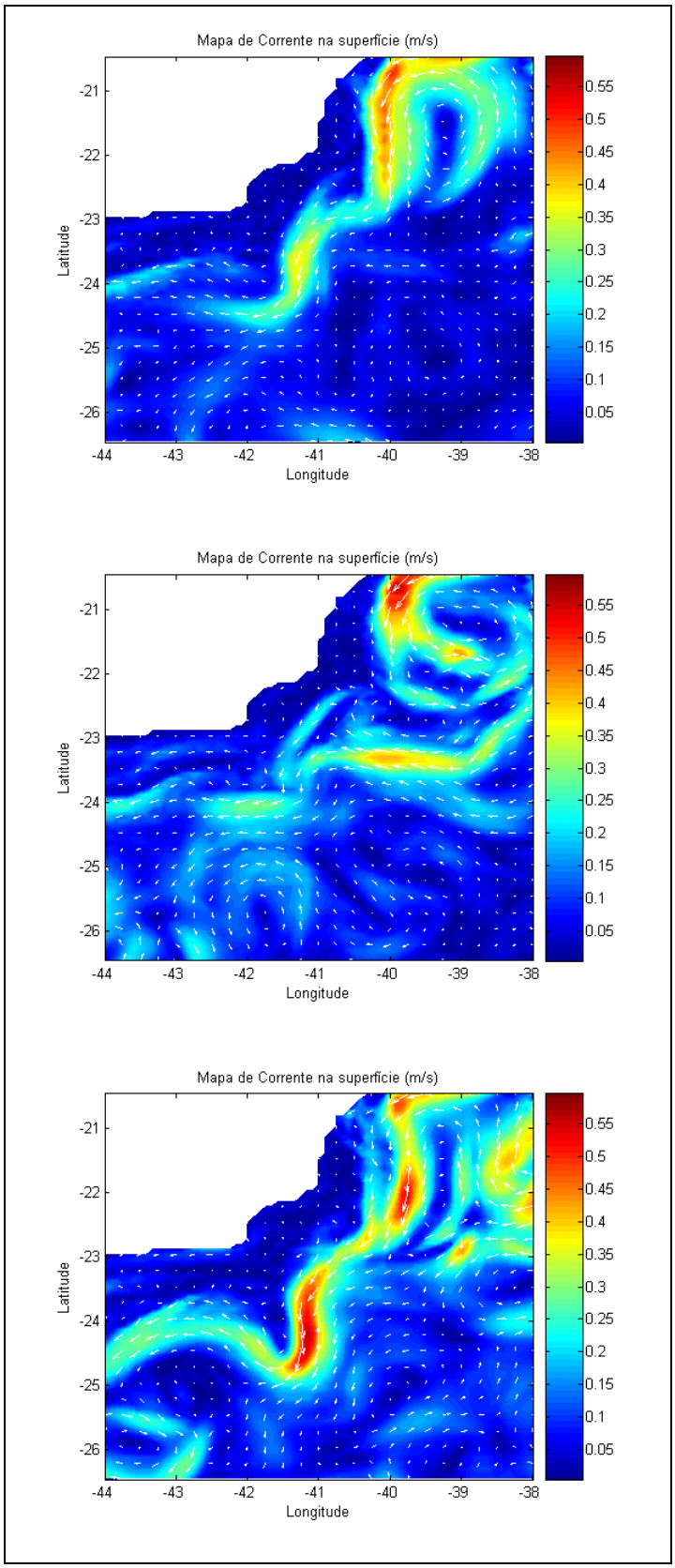

Figura 3-8: campos superficiais de corrente em R3 (acima), experimento sem assimilação (meio) e controle (abaixo).

Portanto, o melhor esquema de assimilação de TSM melhorou a circulação superficial, mas não gerou o vórtice. A melhoria se deve às altas correlações da TSM com o campo de massa até a profundidade de 200 m (vide Figuras 2-14 e 2-15). O aspecto determinante para a não geração do vórtice é o fato da instabilidade baroclínica, que requer cisalhamento vertical, não ser bem representada devido às pequenas correlações da TSM com profundidades acima de 200 m.

3.1.2 - Assimilação de Elevação da Superfície do Mar (ESM)

R1 - Avaliação de t_a

A Figura 3-9 apresenta os perfis de RMS para os 3 valores de t_a utilizados. Os resultados indicam um melhor desempenho de t_a=0,5 entre a superfície e 180 m, enquanto t_a=1,0 foi melhor entre esta profundidade e 1000 m. Consequentemente, os dois valores serão testados nos experimentos seguintes.

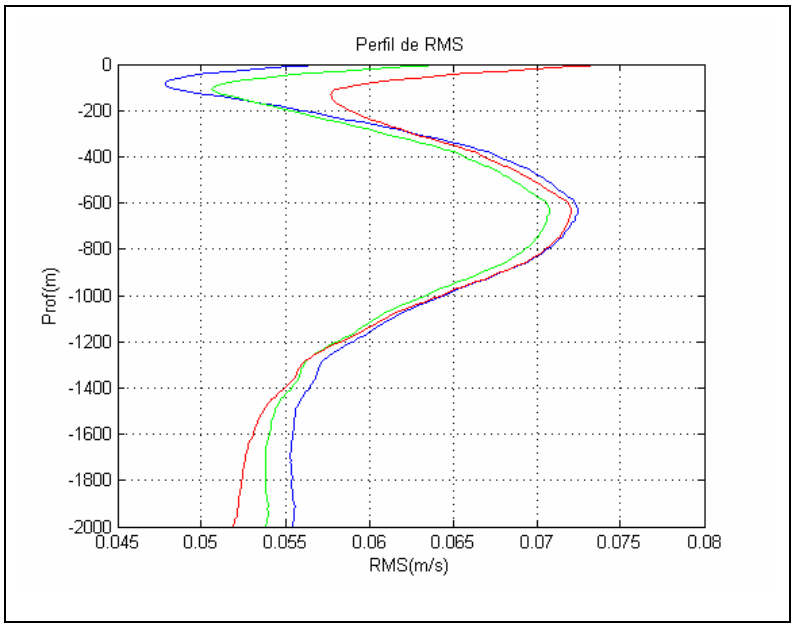

Figura 3-9: Perfis de RMS nos experimentos de R1 de assimilação de ESM, com diferentes valores de t_a : 0,5 (azul), 1,0 (verde), 2,0 (vermelho).

R2 - Avaliação de t_d

Diferentemente do que ocorreu com a assimilação de TSM, a avaliação de t_a selecionou dois valores. Desta forma, os experimentos de R2 de ESM serão indicados como pares t_a / t_d, que indicarão a combinação utilizada.

A Figura 3-10 apresenta os perfis de RMS para os 4 valores de t_d, utilizando t_a=0,5. Da superfície até 150 m, o melhor desempenho foi de t_d=2,0. A partir de 300 m, entretanto, observa-se que os erros de t_d=0,25 são os menores.

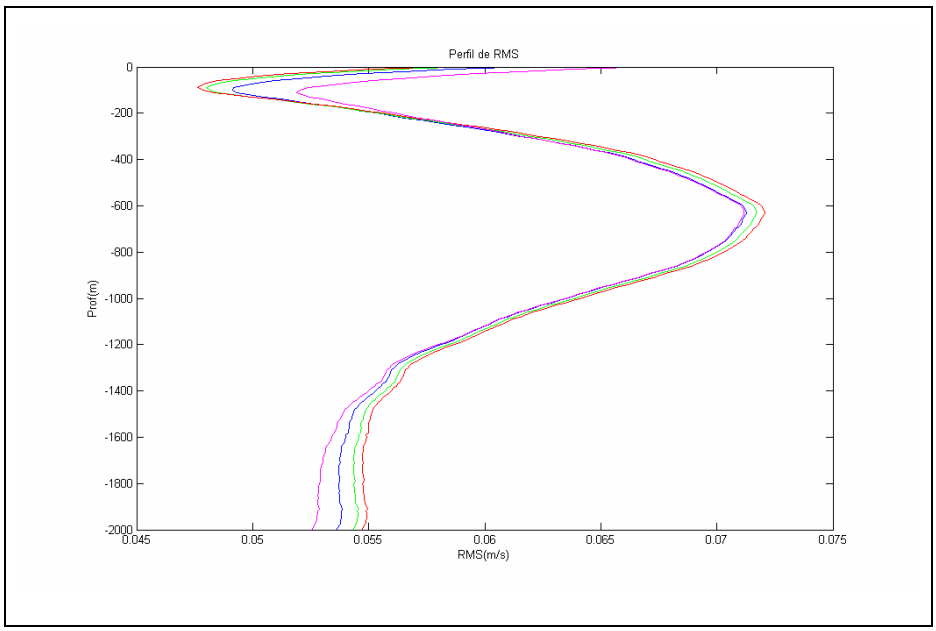

Figura 3-10: Perfis de RMS nos experimentos de R2 de assimilação de TSM (para t_a=0,5), com diferentes valores de t_d: 0,25 (magenta), 0,5 (azul), 1,0 (verde), 2,0 (vermelho).

A Figura 3-11 apresenta os resultados utilizando-se t_a=1,0. Neste caso, t_d=2,0 foi melhor ao longo de toda a profundidade.

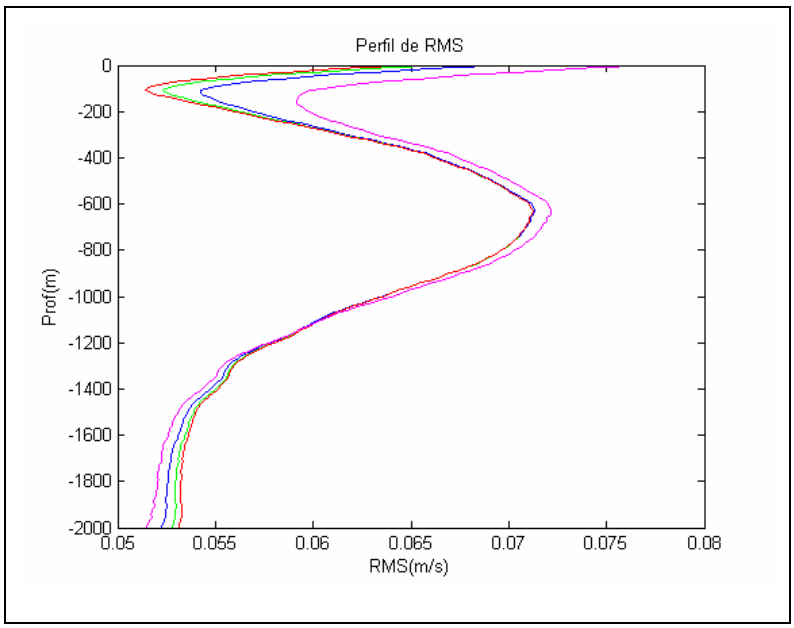

Figura 3-11: Perfis de RMS nos experimentos de R2 de assimilação de TSM (para t_a=1,0), com diferentes valores de t_d: 0,25 (magenta), 0,5 (azul), 1,0 (verde), 2,0 (vermelho).

Portanto, foram selecionados 3 pares t_a/t_d para testes de R3: 0,5/2,0, 0,5/0,25 e 1,0/2,0.

R3 - Avaliação das funções de coeficiente de correlação

As Figuras 3-12, 3-13 e 3-14 apresentam os perfis de RMS para as 5 funções utilizadas nos experimentos de R3, utilizando-se os pares t_a/t_d de 0,5/0,25, 0,5/2,0 e 1,0/2,0, respectivamente. A função (a) apresentou os melhores resultados em todos os casos.

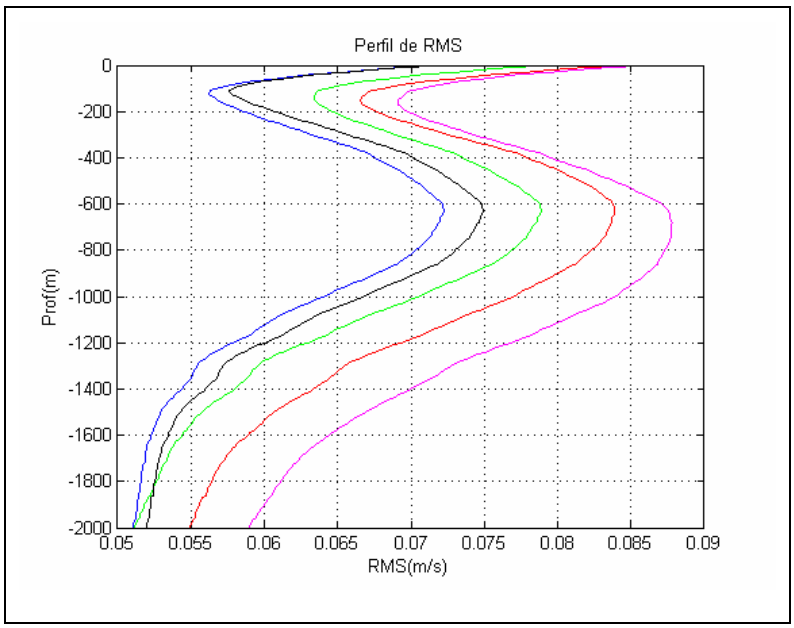

Figura 3-12: Perfis de RMS nos experimentos de R3 de assimilação de TSM (utilizando o par 0,5/0,25), com diferentes funções de coeficiente de correlação: (a) (azul), (b) (verde), (c) (vermelho), (d) (magenta), (e) (preto).

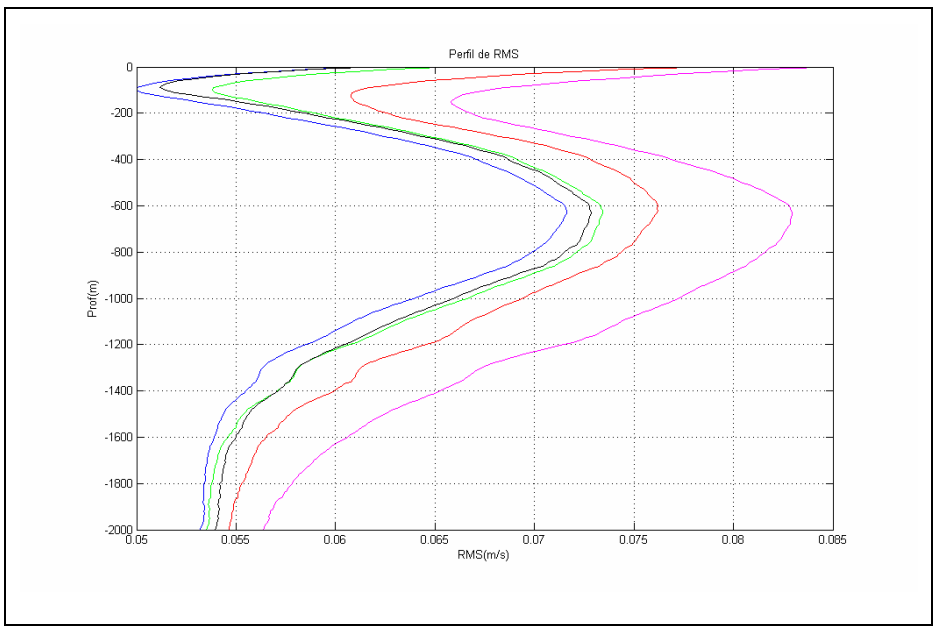

Figura 3-13: Perfis de RMS nos experimentos de R3 de assimilação de TSM (utilizando o par 0,5/2,0), com diferentes funções de coeficiente de correlação: (a) (azul), (b) (verde), (c) (vermelho), (d) (magenta), (e) (preto).

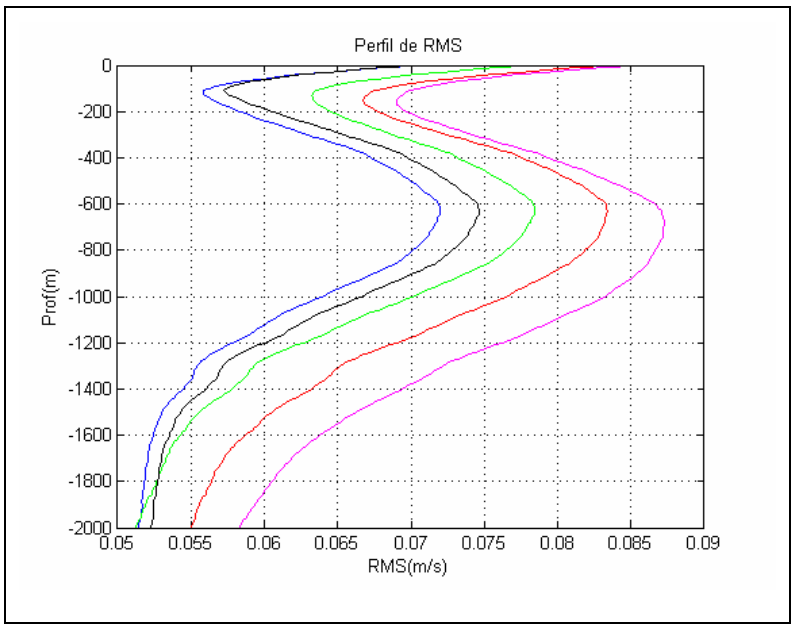

Figura 3-14: Perfis de RMS nos experimentos de R3 de assimilação de TSM (utilizando o par 1,0/2,0), com diferentes funções de coeficiente de correlação: (a) (azul), (b) (verde), (c) (vermelho), (d) (magenta), (e) (preto).

Avaliação Final

As próximas figuras correspondem aos melhores resultados obtidos nas fases anteriores, para cada uma das 3 combinações. Ou seja, fez-se uma comparação entre R1 (t_a=0,5), R2 (t_a=0,5, t_d=0,25) e R3 (t_a=0,5, t_d=0,25, função (a)), na Figura 3-15; entre R1 (t_a=0,5), R2 (t_a=0,5, t_d=2,0) e R3 (t_a=0,5, t_d=2,0, função (a)), na Figura 3-16; e, por último, foram apresentados os perfis de R1 (t_a=1,0), R2 (t_a=1,0, t_d=2,0) e R3 (t_a=1,0, t_d=2,0, função (a)) na Figura 3-17.

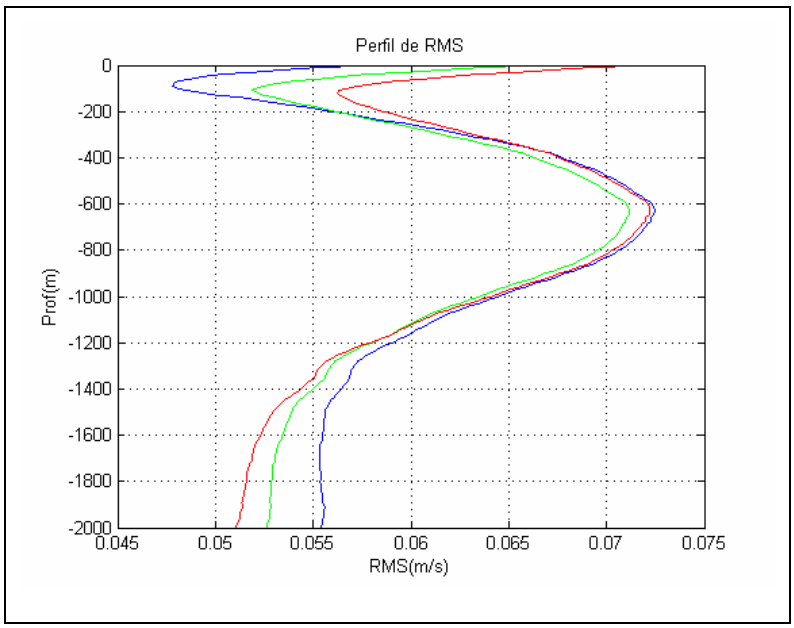

Figura 3-15: Perfis de RMS dos experimentos de melhor desempenho nas fases anteriores: R1 – t_a =0,5 (azul), R2 – t_a =0,5, t_d =0,25 (verde),e R3 – t_a =0,5, t_d =0,25 e função (a) (vermelho).

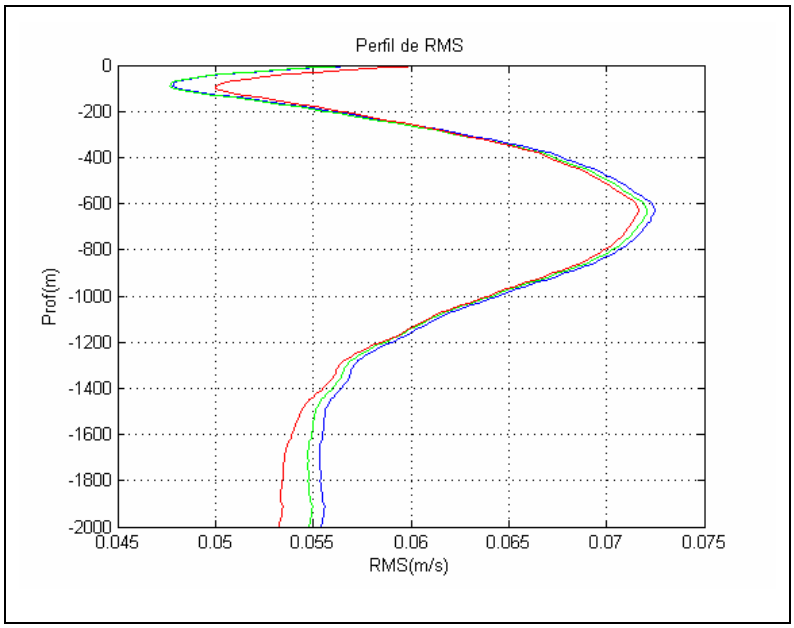

Figura 3-16: Perfis de RMS dos experimentos de melhor desempenho nas fases anteriores: R1 – t_a =0,5 (azul), R2 – t_a =0,5, t_d =2,0 (verde),e R3 – t_a =0,5, t_d =2,0 e função (a) (vermelho).

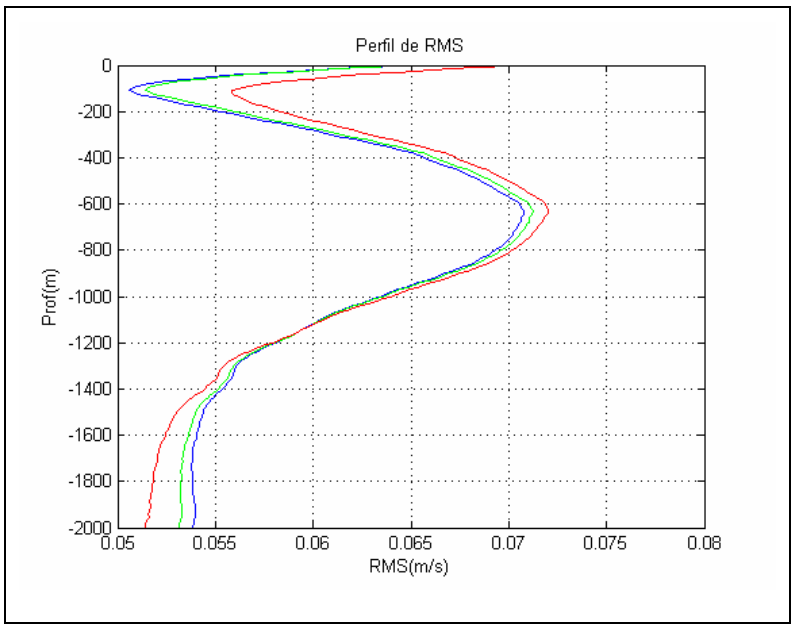

Figura 3-17: Perfis de RMS dos experimentos de melhor desempenho nas fases anteriores: R1 – t_a =1,0 (azul), R2 – t_a =1,0, t_d =2,0 (verde),e R3 – t_a =1,0, t_d =2,0 e função (a) (vermelho).

Conclui-se que para a combinação 0,5/0,25, os melhores esquemas foram o R1, da superfície até 200 m, e o R2, entre 200 e 1000 m. Para o par 0,5/2,0, destacaram-se o R2, da superfície até 350 m, e o R3, a partir desta profundidade. Na combinação 1,0/2,0, o esquema R1 teve o melhor desempenho em toda a profundidade. Estas 5 configurações foram plotadas na Figura 3-18 para definir o melhor esquema de assimilação de elevação. Os perfis indicam que os melhores desempenhos foram alcançados pelo R2 (0,5/2,0), da superfície até 200 m, e por R1 (1,0), a partir daí.

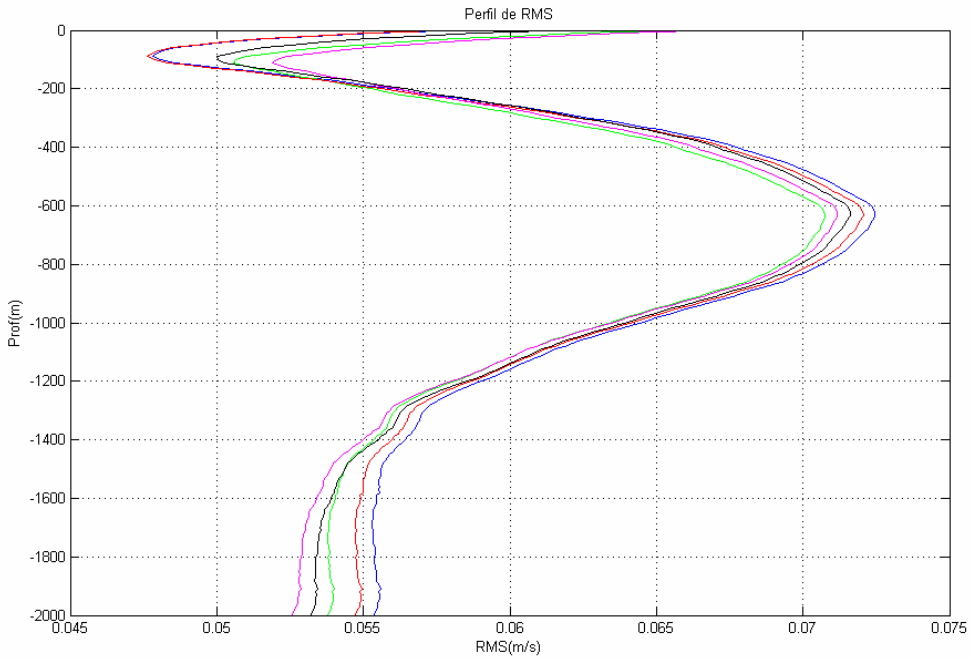

Figura 3-18: avaliação final dos esquemas de assimilação de ESM, com os perfis das 5 melhores configurações: R1-t_a =0,5 (azul), R1-t_a =1,0 (verde), R2-t_a =0,5, t_d =2,0 (vermelho); R2-t_a =0,5, t_d =0,25 (magenta); e R3-t_a =0,5, t_d =2,0, função (α) (preto).

Um resumo dos testes de assimilação de ESM realizados pode ser visto no esquema da Figura 3-19. Os retângulos em vermelho indicam aqueles que apresentaram os melhores resultados em cada fase.

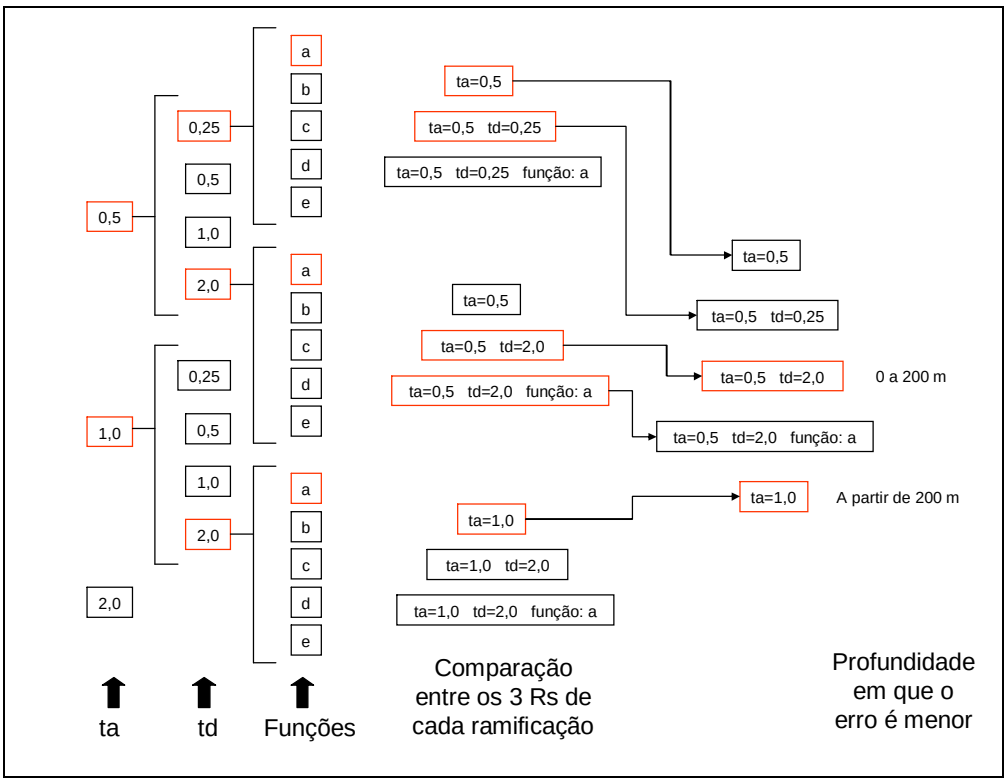

Figura 3-19: resumo dos experimentos de assimilação de ESM realizados. Para cada t_a, t_d e função do coeficiente de correlação, foram destacados, em vermelho, aqueles que apresentaram o melhor desempenho.

Pode-se dizer, então, que o esquema de assimilação de ESM que apresentou o menor RMS na superfície para a região de interesse foi:

$$T^{n+1} = T_{\mathrm{mod}} + \frac{1}{0{,}5dia}\exp\left(\frac{-abs(t_{jan})}{2{,}0dia}\right)\left(T_{assim} - T_{\mathrm{mod}}\right) \qquad (3.3)$$

Os valores de t_a e t_d deste experimento foram iguais aos de melhor desempenho nos testes de Holland e Malanotte-Rizzoli (1989) para assimilação de dados altimétricos.

Nota-se que, para ESM, a inclusão da função proporcional ao coeficiente de correlação não melhorou o desempenho. Isto é devido provavelmente às altas correlações existentes entre a ESM e o campo de massa até 1000 m e à pouca variabilidade na vertical, com os módulos do coeficiente de correlação ficando quase sempre acima de 0,5 (Figura 2-15). Já as correlações de TSM apresentam altos valores na superfície e uma brusca queda a partir de 200 m, chegando a valores próximos de zero em 1000 m, o que justifica a inclusão de um peso capaz de diferenciar o quanto o dado que será assimilado (T ou S) está realmente correlacionado com a observação (ESM ou TSM).

Os campos de corrente gerados pelo esquema R2 (0,5/2,0), definido como melhor esquema de assimilação de ESM, para o dia 45, podem ser comparados aos resultados do controle na Figura 3-20. São apresentados os campos superficiais, a 400 metros e a 800 metros de profundidade.

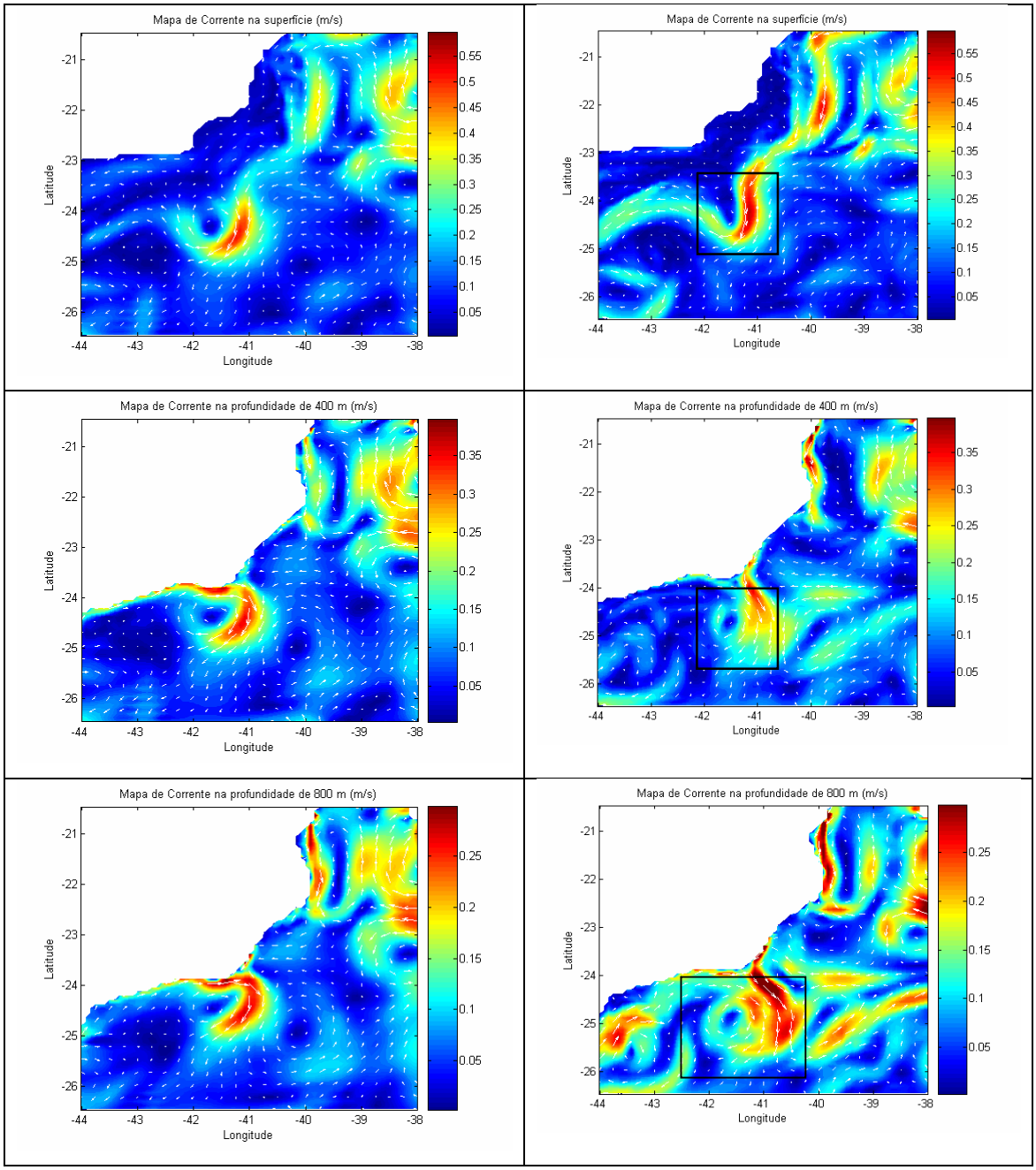

Figura 3-20: Campos de corrente em t=45 dias do experimento R2 (t_a =0,5, t_d =2,0) de ESM (esquerda) e do controle (direita) para a superfície (acima), 400 m (meio) e 800 m (abaixo).

De uma forma geral, a intensidade das correntes no experimento de assimilação é mais fraca do que no controle. Apesar disso, o experimento conseguiu

reproduzir o vórtice ciclônico do controle (centrado em -24,5ºS e -41,5ºW, aproximadamente) nas 3 profundidades. Deve-se destacar, no entanto, que conforme aumenta a profundidade, aumenta a diferença na localização do núcleo do vórtice. Nota-se que a 800 metros, por exemplo, o vórtice no controle se encontra cerca de 0,5º mais ao sul do que no experimento.

Na superfície, entretanto, o padrão de circulação é bastante similar ao controle, com a trajetória da CB sendo reproduzida de forma qualitativamente satisfatória. Para uma melhor visualização da capacidade de melhoria na reprodução da circulação superficial feita pelo esquema de assimilação, a Figura 3-21 apresenta os campos superficiais do experimento R2, do controle, e do experimento sem assimilação.

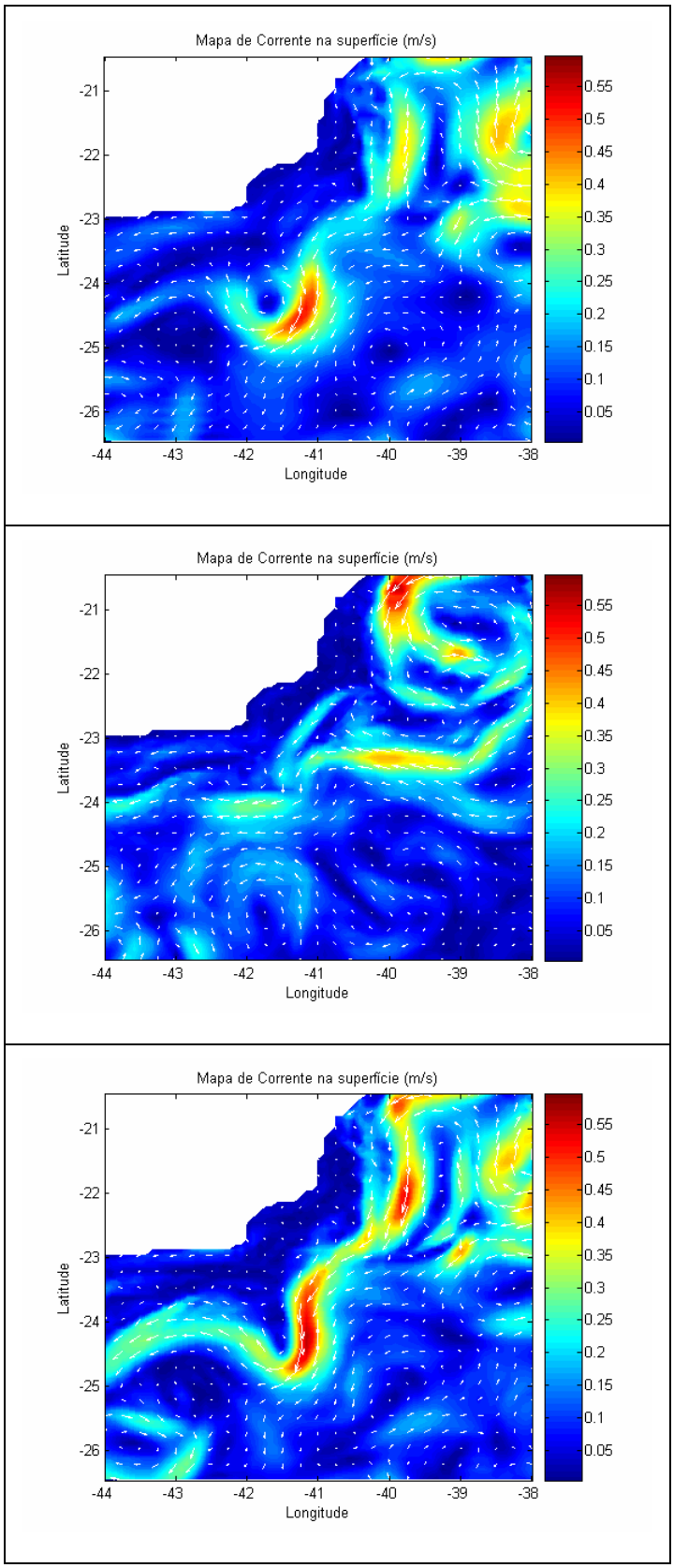

Figura 3-21: campos superficiais de corrente em R2 (acima), experimento sem assimilação (meio) e controle (abaixo).

Portanto, o melhor esquema de assimilação de ESM foi capaz de reproduzir o vórtice do controle. Diferentemente das correlações de TSM, o máximo de correlação entre a ESM e o campo de massa ocorre entre as profundidades de 400 e 1000 m (Figuras 2-14 e 2-15), região onde ocorre o cisalhamento vertical entre a CB e a CCI e onde se origina a instabilidade baroclínica. Desta forma, esses processos físicos são mais bem capturados pela assimilação de ESM.

3.1.3 - Assimilação de TSM e/ou ESM

Para tentar se beneficiar do fato de que a TSM e a ESM têm picos de correlação com o campo de massa em faixas distintas de profundidade, foram testados esquemas de relaxação newtoniana capazes de assimilar ambos os dados. De acordo com os resultados apresentados na assimilação de apenas um dos dados, serão utilizadas as melhores combinações de t_a, t_d e função de coeficiente de correlação. São elas:

- ESM (estes esquemas serão testados como R^{ESM}):

R1 (t_a =1,0) e R2 (t_a =0,5, t_d =2,0).

- TSM (estes esquemas serão testados como R^{TSM}):

R1 (t_a =1,0) e R3 (t_a =1,0, t_d =0,25 e função (a)).

O primeiro grupo de testes envolveu a assimilação de TSM ou ESM. Para cada ponto, a rotina consultava os valores absolutos dos coeficientes de correlação de TSM e ESM e assimilava o dado correspondente ao maior:

$$T^{n+1} = T_{\mathrm{mod}} + R^{TSM}\left(T^{TSM}_{assim} - T_{\mathrm{mod}}\right), \tag{3.4}$$

se o coeficiente de correlação de TSM fosse maior que o de ESM.

Ou:

$$T^{n+1} = T_{\mathrm{mod}} + R^{ESM}\left(T^{ESM}_{assim} - T_{\mathrm{mod}}\right), \tag{3.5}$$

se o coeficiente de correlação de ESM fosse maior que o de TSM.

No segundo grupo de testes, houve a assimilação de TSM e ESM, de acordo com o seguinte esquema:

$$T^{n+1} = T_{\mathrm{mod}} + R^{TSM}\left(T^{TSM}_{assim} - T_{\mathrm{mod}}\right) + R^{ESM}\left(T^{ESM}_{assim} - T_{\mathrm{mod}}\right) \tag{3.6}$$

Nestes esquemas, T^{TSM} e T^{ESM} são as temperaturas obtidas via fator de correlação de TSM e de ESM, respectivamente. Deve-se lembrar que os esquemas também são utilizados para a assimilação de salinidade.

Portanto, para cada um dos 2 casos, foram avaliadas as seguintes combinações:

(1): $R1^{ESM}$/ $R1^{TSM}$;

(2): $R1^{ESM}$/ $R3^{TSM}$;

(3): $R2^{ESM}$/ $R1^{TSM}$;

(4): $R2^{ESM}$/ $R3^{TSM}$.

Assimilação de TSM ou ESM

A Figura 3-22 apresenta os perfis de RMS das 4 combinações testadas para o caso de assimilação de um ou outro parâmetro. Três perfis diferentes atingem um mínimo em alguma faixa de profundidade. A combinação (3) tem um melhor desempenho entre a superfície e 150 m. Entre 150 e 450 m, destaca-se a combinação (1). E a partir daí, os melhores resultados são referentes à combinação (2).

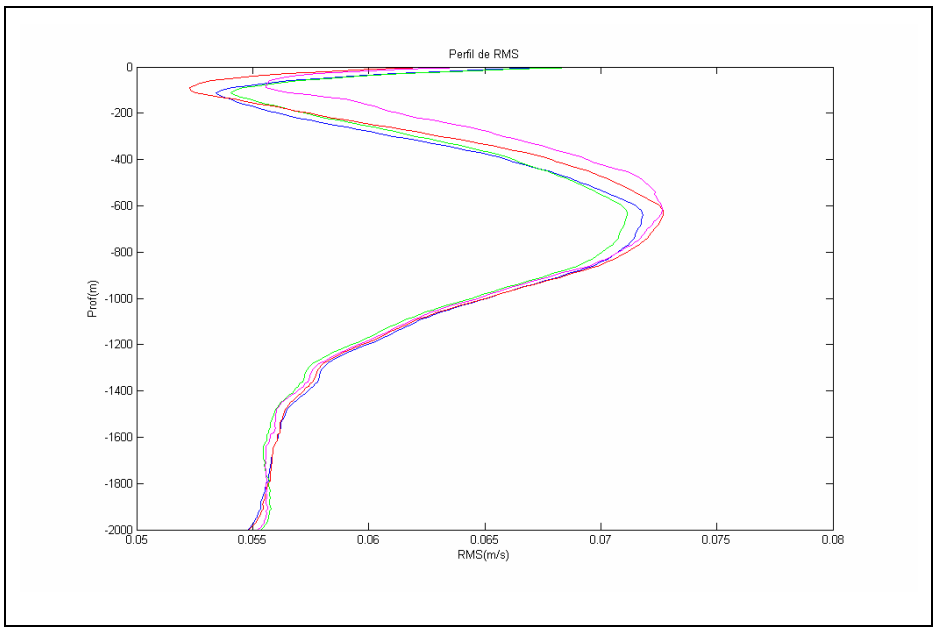

Figura 3-22: perfis de RMS dos esquemas de assimilação de TSM ou ESM, para as 4 combinações testadas: (1) (azul), (2) (verde), (3) (vermelho) e (4) (magenta).

Assimilação de TSM e ESM

Os perfis de RMS dos esquemas de assimilação de TSM e ESM são apresentados na Figura 3-23. Observa-se que a combinação (4) obteve os melhores resultados entre a superfície e 200 m, enquanto a combinação (2) foi ligeiramente melhor a partir desta profundidade.

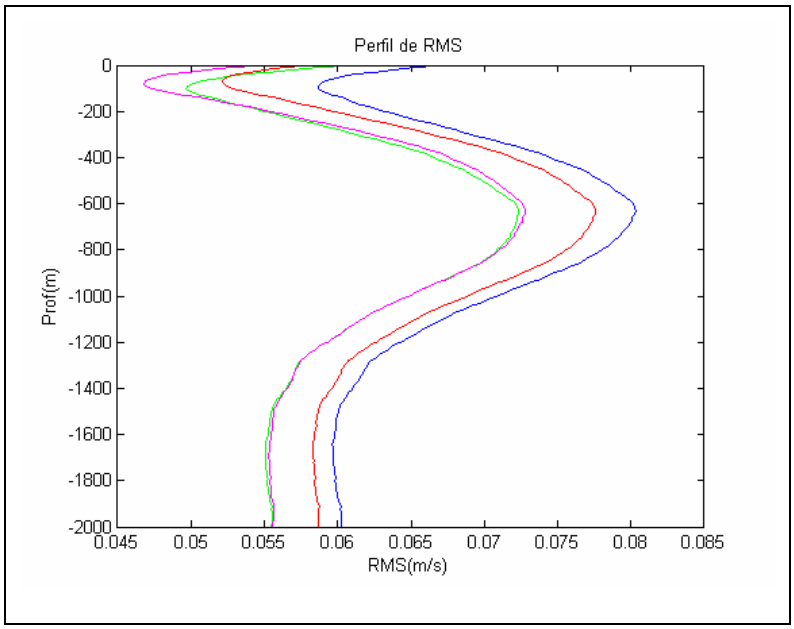

Figura 3-23: perfis de RMS dos esquemas de assimilação de TSM e ESM, para as 4 combinações testadas: (1) (azul), (2) (verde), (3) (vermelho) e (4) (magenta).

Para uma melhor visualização do desempenho dos esquemas de assimilação de dois parâmetros (TSM e/ou ESM), foram plotados na Figura 3-24 os perfis das 3 combinações destacadas nos esquemas de TSM ou ESM e as 2 melhores combinações dos esquemas de TSM e ESM. Nota-se que entre a superfície e 200 m, prevalece a combinação (4)-TSM e ESM com o menor erro. Entre 300 e 450 m, os melhores resultados são da combinação (1)-TSM ou ESM. Nas maiores profundidades, destacou-se a combinação (2)-TSM ou ESM.

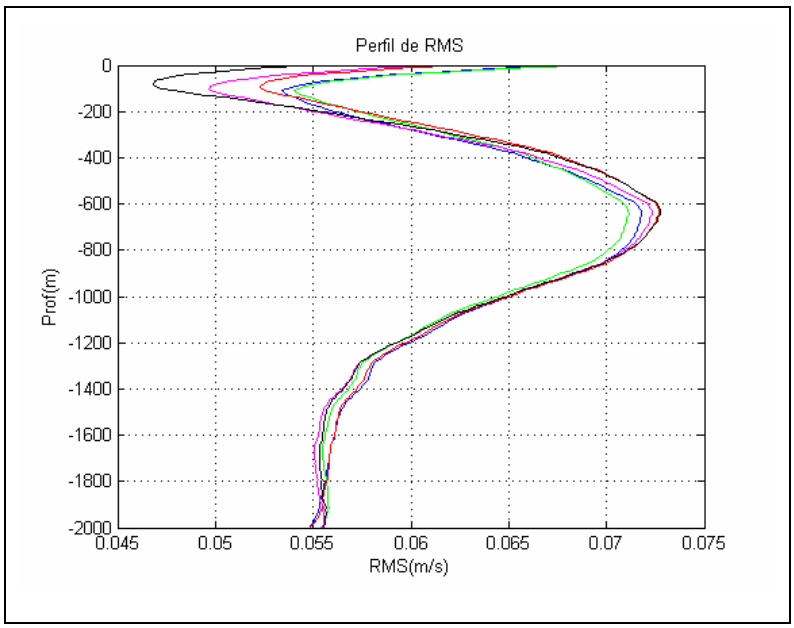

Figura 3-24: perfis de RMS dos melhores esquemas de assimilação de TSM e/ou ESM: (1)-TSM ou ESM (azul); (2) -TSM ou ESM (verde); (3)-TSM ou ESM (vermelho); (2) -TSM e ESM (magenta); e (4) -TSM e ESM (preto).

Os melhores resultados na assimilação de 2 parâmetros foram comparados, na Figura 3-25, com os resultados obtidos na assimilação exclusiva de ESM, que, conforme visto, obteve desempenho bastante superior ao da assimilação de TSM. O objetivo aqui é, finalmente, definir o melhor esquema de relaxação newtoniana para a região de interesse. Conclui-se que na superfície (0 a 200 metros), o melhor esquema foi o (4)-TSM e ESM, com erro RMS médio entre 0,047 e 0,055 m/s. A partir desta profundidade, o esquema R1 (t_a =1,0) de ESM foi melhor.

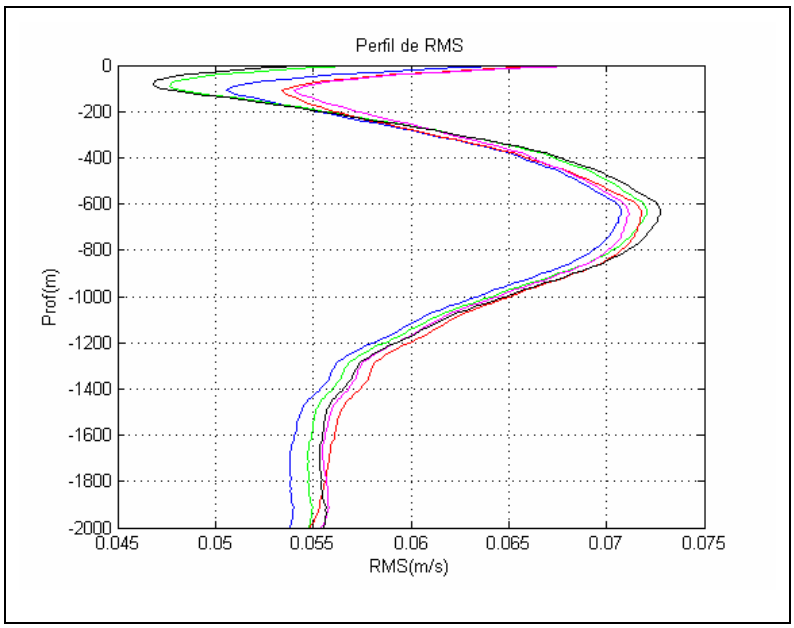

Figura 3-25: comparação entre os melhores esquemas de assimilação de ESM e os de assimilação de TSM e/ou ESM: R1-ESM (azul); R2-ESM (verde); (1)-TSM ou ESM (vermelho); (2)-TSM ou ESM (magenta); e (4)-TSM e ESM (preto).

O fluxograma dos testes realizados com a assimilação de TSM e/ou ESM até a definição final dos melhores esquemas de assimilação pode ser visto na Figura 3-26.

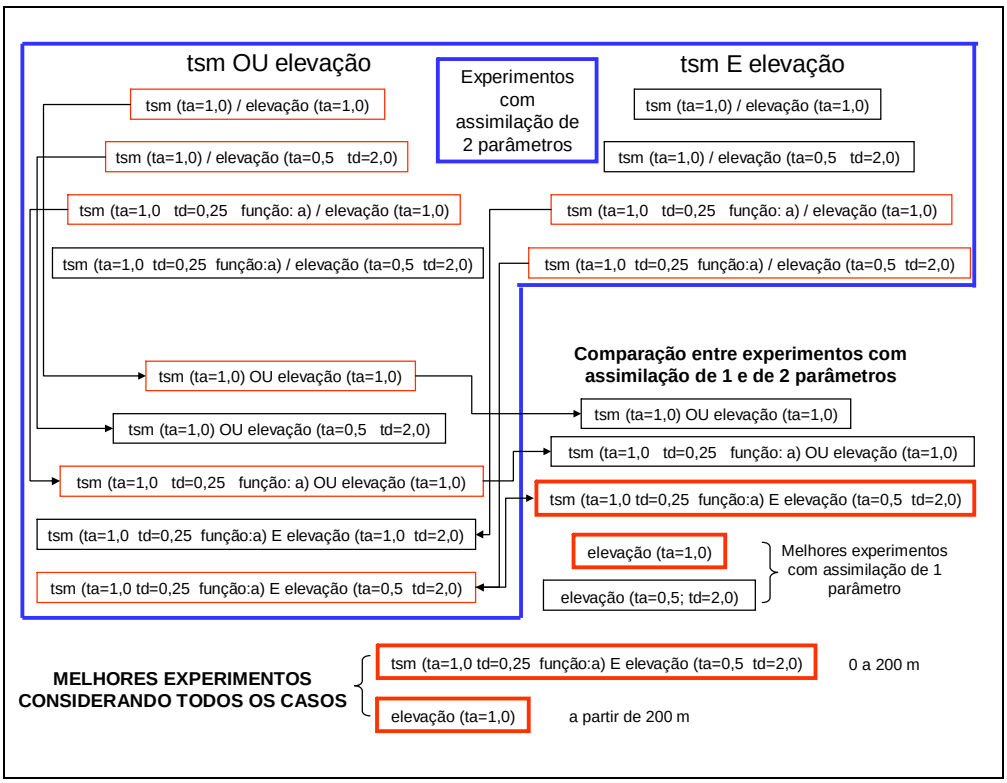

Figura 3-26: resumo dos testes realizados com a assimilação de TSM e/ou ESM. Em vermelho, as combinações selecionadas em cada etapa.

3.1.4 – Resultados obtidos pelo melhor esquema de assimilação

Portanto, considerando todas as 49 combinações testadas, o melhor esquema de assimilação de dados, via relaxação newtoniana, para a superfície na área de interesse considera a assimilação conjunta de TSM e ESM, sendo R3 para TSM (t_a =1,0, t_d =0,25 e função (a)) e R2 para ESM (t_a =0,5 e t_d =2,0):

$$T^{n+1} = T_{\mathrm{mod}} + R^{TSM}\left(T_{assim}^{TSM} - T_{\mathrm{mod}}\right) + R^{ESM}\left(T_{assim}^{ESM} - T_{\mathrm{mod}}\right) \tag{3.7}$$

$$R^{TSM} = \frac{1}{1{,}0dia}\exp\left(\frac{-abs(t_{jan})}{0{,}25dia}\right)\exp\left(abs(coef^{TSM}) - 1\right) \tag{3.8}$$

$$R^{ESM} = \frac{1}{0{,}5dia}\exp\left(\frac{-abs(t_{jan})}{2{,}0dia}\right) \tag{3.9}$$

É válido, assim, apresentar resultados mais detalhados do experimento numérico realizado com este esquema de assimilação. Em termos computacionais, o experimento com assimilação requereu cerca de 30% mais de tempo de processamento, numa comparação com o controle. Enquanto o experimento levou 4:22 hs para processar os 68 dias (pouco menos de 4 minutos de CPU para 1 dia de simulação), o controle levou 3:22 hs.

A Figura 3-27 apresenta uma série temporal do erro RMS, ao longo dos 68 dias. Conforme comentado anteriormente, observa-se que é necessário pouco mais de 30 dias para o esquema de assimilação alcançar um máximo de eficácia, comparado ao controle. Na superfície, observa-se um RMS mínimo de 0,04 m/s por volta do dia 40.

Na figura seguinte (3-28), tentou-se quantificar a melhoria percentual na reprodução da circulação do controle obtida pelo esquema de assimilação, comparado ao experimento sem assimilação. Isto é, se o erro do esquema assimilado for igual ao erro do experimento sem assimilação, a melhoria é de 0%, enquanto que se o erro do experimento assimilado em relação ao controle for zero, a melhoria é de 100%. Os gráficos referentes à superfície atingem um pico de 70% de melhoria, pouco depois do dia 40, justamente o período em que o vórtice aparece na superfície, indicando uma habilidade maior de reproduzi-lo.

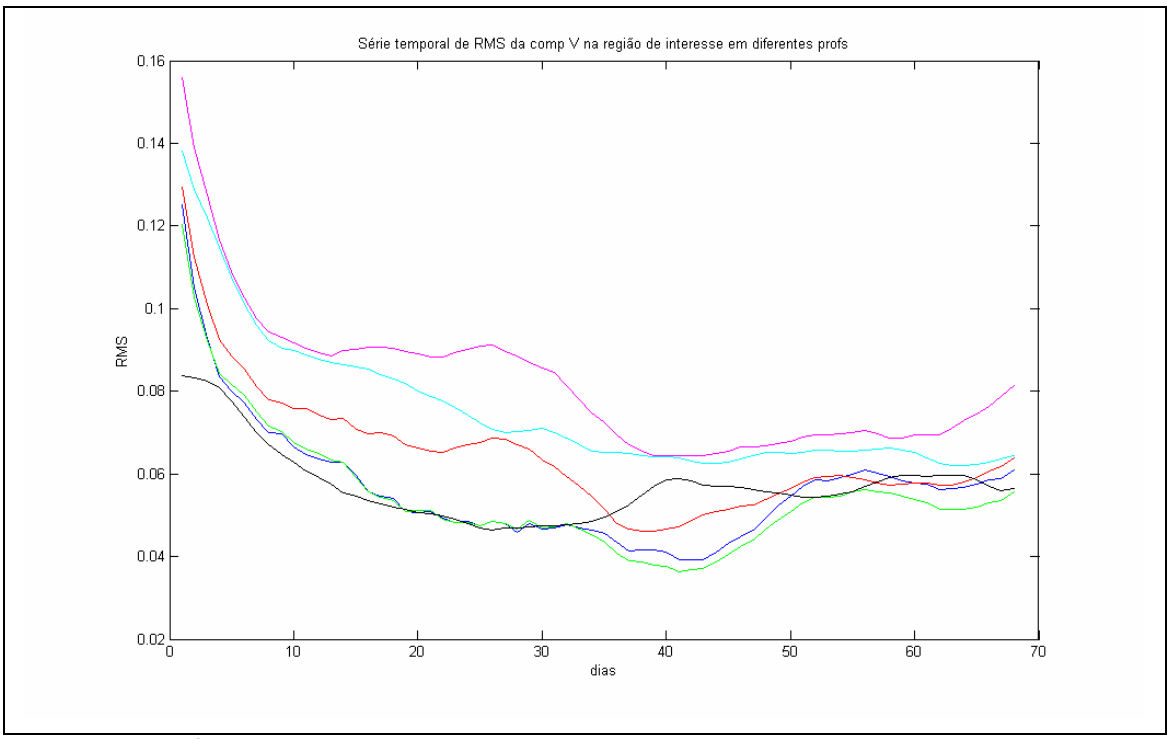

Figura 3-27: Séries temporais de RMS do experimento de melhor desempenho, para diferentes profundidades (em metros): 20 (azul), 50 (verde), 200 (vermelho), 500 (magenta), 1000 (cian) e 2000 (preto).

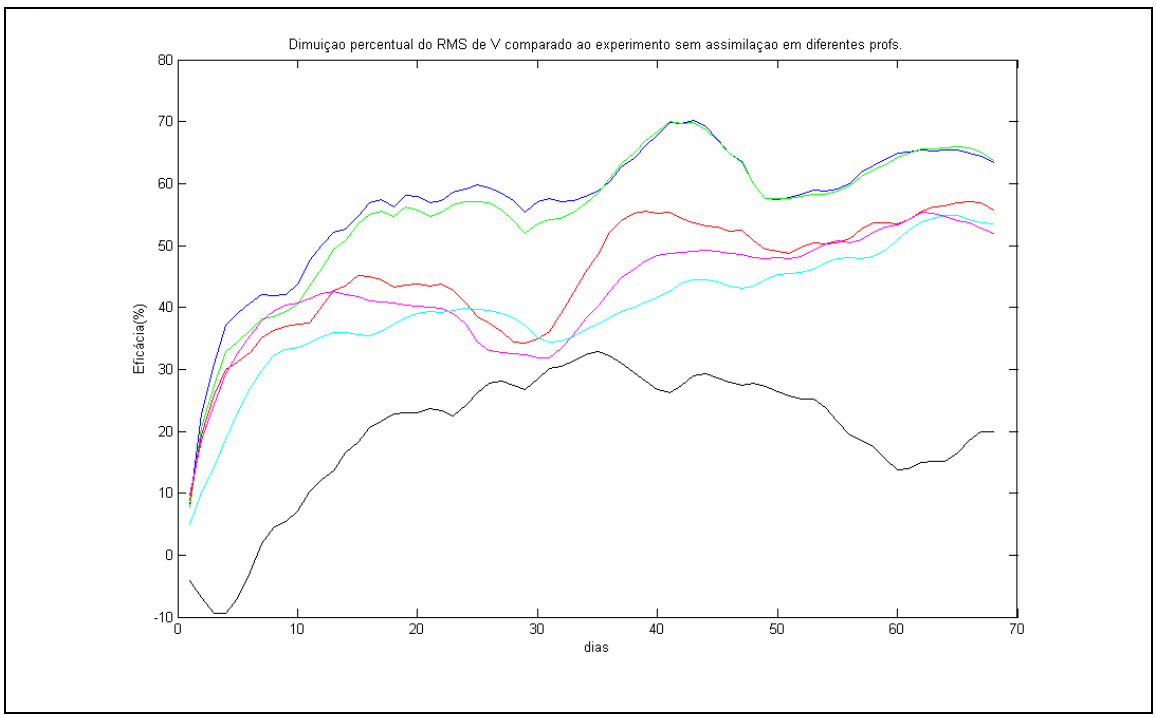

Figura 3-28: melhoria percentual obtida pelo esquema de assimilação de dados, em diferentes profundidades (em metros): 20 (azul), 50 (verde), 200 (vermelho), 500 (magenta), 1000 (cian) e 2000 (preto).

A eficácia do esquema na superfície também é evidenciada no mapa de coeficiente de correlação entre o controle e o experimento de assimilação (Figura 3-29). Nota-se que quase a totalidade da área apresenta coeficientes de correlação acima de 0,5. A comparação com a Figura 2-5, que mostra a correlação entre o controle e a simulação sem assimilação confirma a potencialidade do esquema de assimilação em aproximar o campo de correntes do experimento para a solução do controle.

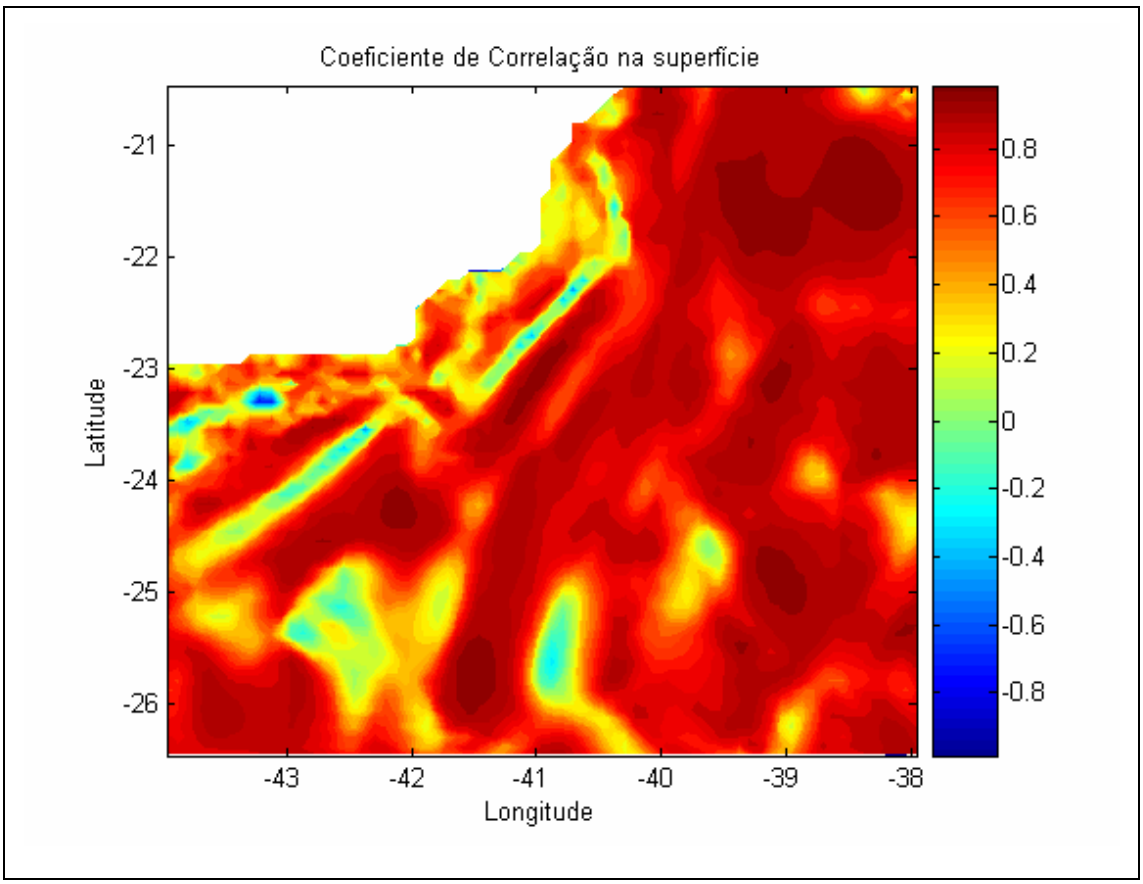

Figura 3-29: Mapa superficial de coeficientes de correlação entre o controle e a simulação com assimilação.

A Figura 3-30 apresenta a seção vertical do erro RMS médio no tempo. Percebe-se um mínimo na plataforma continental, abaixo de 0,02 m/s, e um máximo no talude, entre 100 e 500 m, de 0,10 m/s. Nesta faixa de profundidade, tem-se o fluxo da CB, com trajetória meandrante e velocidade relativamente alta, e a interação com a CCI. Portanto, alterações na posição e/ou na intensidade da CB, além da variação na profundidade da inversão de fluxo, contribuirão para aumentar o erro relativo ao controle.

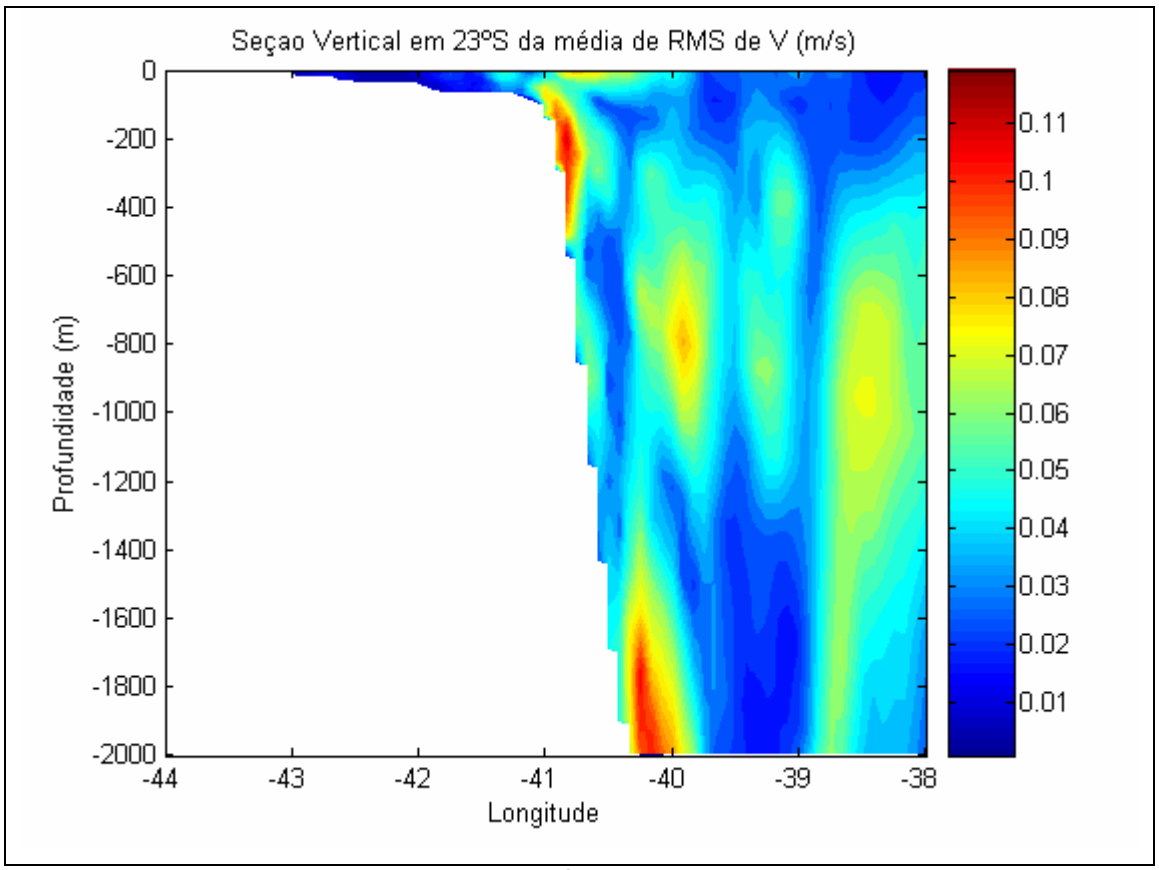

Figura 3-30: seção vertical do erro RMS médio no tempo do experimento de assimilação, referente à latitude de 23ºS.

Apesar do maior erro na região da CB, o transporte de volume realizado pela componente V desta corrente, na latitude de 23ºS, ao longo do período de assimilação, acompanhou a tendência dos resultados obtidos no controle, com magnitudes similares. Os valores de transporte da CB calculados no experimento de assimilação e no controle podem ser vistos na tabela 3-I. Para o cálculo, os valores da componente V foram transformados para coordenada Z, e, para cada tempo calculado, foram definidos os limites vertical, leste e oeste da corrente. Com estas informações, foi feito o somatório do transporte de volume de cada célula definida como sendo parte da CB que apresentasse transporte negativo. Pode-se dizer que os transportes do controle estão em concordância com a coletânea de referências apresentada por Silveira *et al*. (2000).

É interessante notar que durante a formação do vórtice (até o dia 40), o transporte da CB diminui, devido à progressiva transferência de energia potencial do fluxo médio (CB) para o vórtice. Depois do dia 40, ocorre o inverso. Maiores detalhes da transferência de energia potencial disponível no processo de instabilidade baroclínica serão vistos no próximo tópico.

Tabela 3-I: Valores de transporte de volume (em Sv – 1 Sv=10^6 m^3/s) da componente V da CB em 23ºS ao longo do tempo, para o experimento assimilado e para o controle.

Tempo (dias)	Controle	Assimilação
10	6,6	6,2
20	6,7	6,1
30	5,2	4,0
40	3,8	2,4
50	7,4	7,8
60	12,6	16,5

Os campos de corrente do melhor experimento de assimilação e do controle são apresentados na Figura 3-31, para a superfície, 400 metros e 800 metros de profundidade, correspondendo ao dia 45.

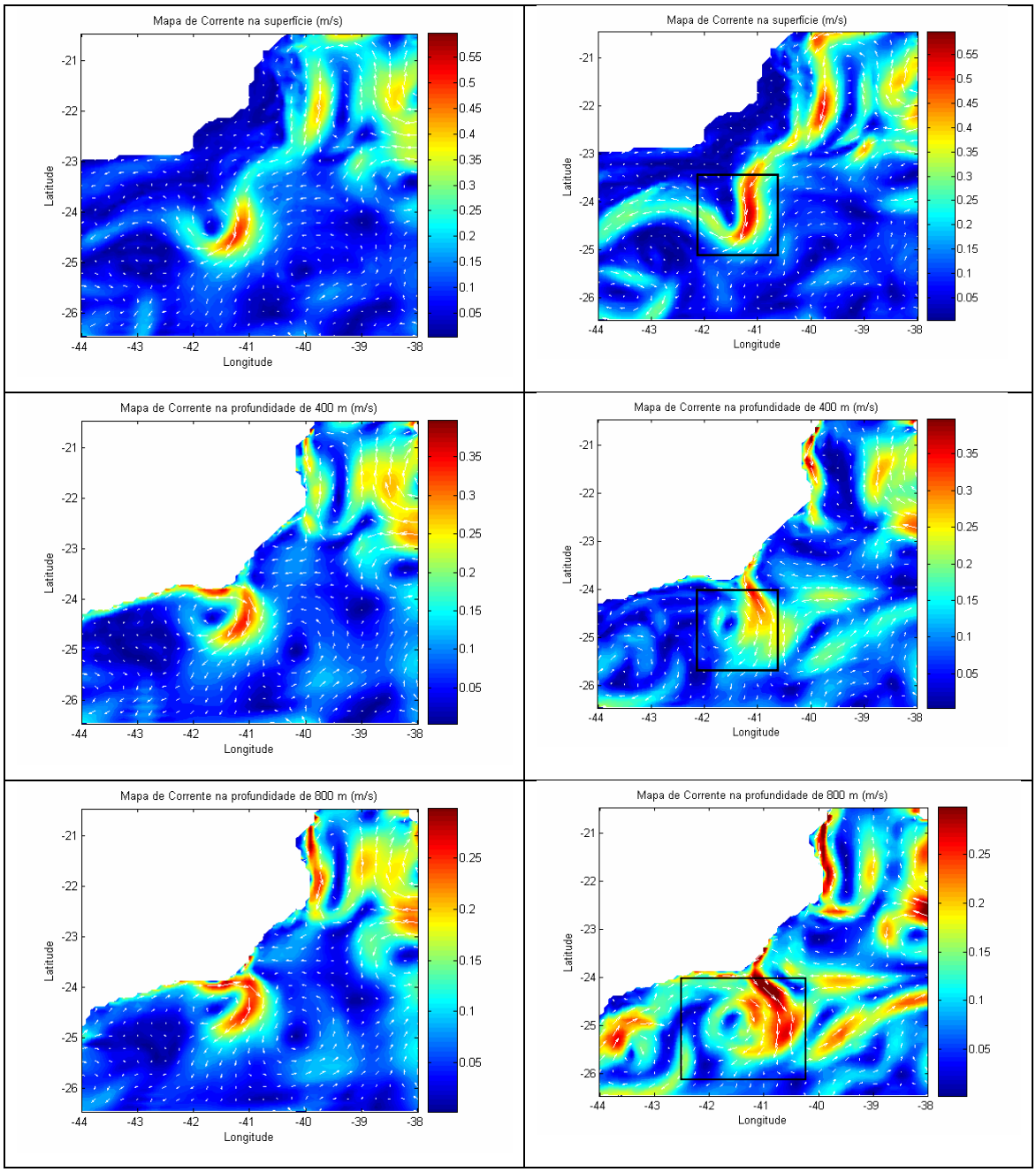

Figura 3-31: Campos de corrente em t=45 dias do experimento (4)-TSM e ESM (esquerda) e do controle (direita) para a superfície (acima), 400 m (meio) e 800 m (abaixo).

Todas as feições oceanográficas encontradas na superfície do controle foram geradas pelo experimento de assimilação, com uma intensidade ligeiramente menor, principalmente o trecho final da CB, a oeste de 42ºW. A CB atinge um máximo de 0,60 m/s na parte leste do vórtice no controle, enquanto que no experimento de assimilação essa velocidade é de 0,50 m/s na mesma região. Com o aumento da profundidade, diminui a capacidade de reprodução das feições, mas em todos os níveis, o vórtice

ciclônico da CB foi gerado pelo experimento de assimilação, o que comprova a eficácia da metodologia utilizada em relação a este objetivo.

No entanto, com o aumento da profundidade, as características dos vórtices gerados pelo controle e com a assimilação de dados passam a se diferenciar mais. A 800 m, por exemplo, o núcleo do vórtice no controle está em 24,95ºS/41,65ºW, enquanto no experimento de assimilação está em 24,50ºS/41,65ºW, ou seja, cerca de 0,5º mais ao norte. Para a superfície, nosso principal nível de interesse, foram feitas seções verticais da componente V da corrente na latitude do centro do vórtice na superfície (Figura 3-32). As principais características dos vórtices foram registradas na tabela 3-II.

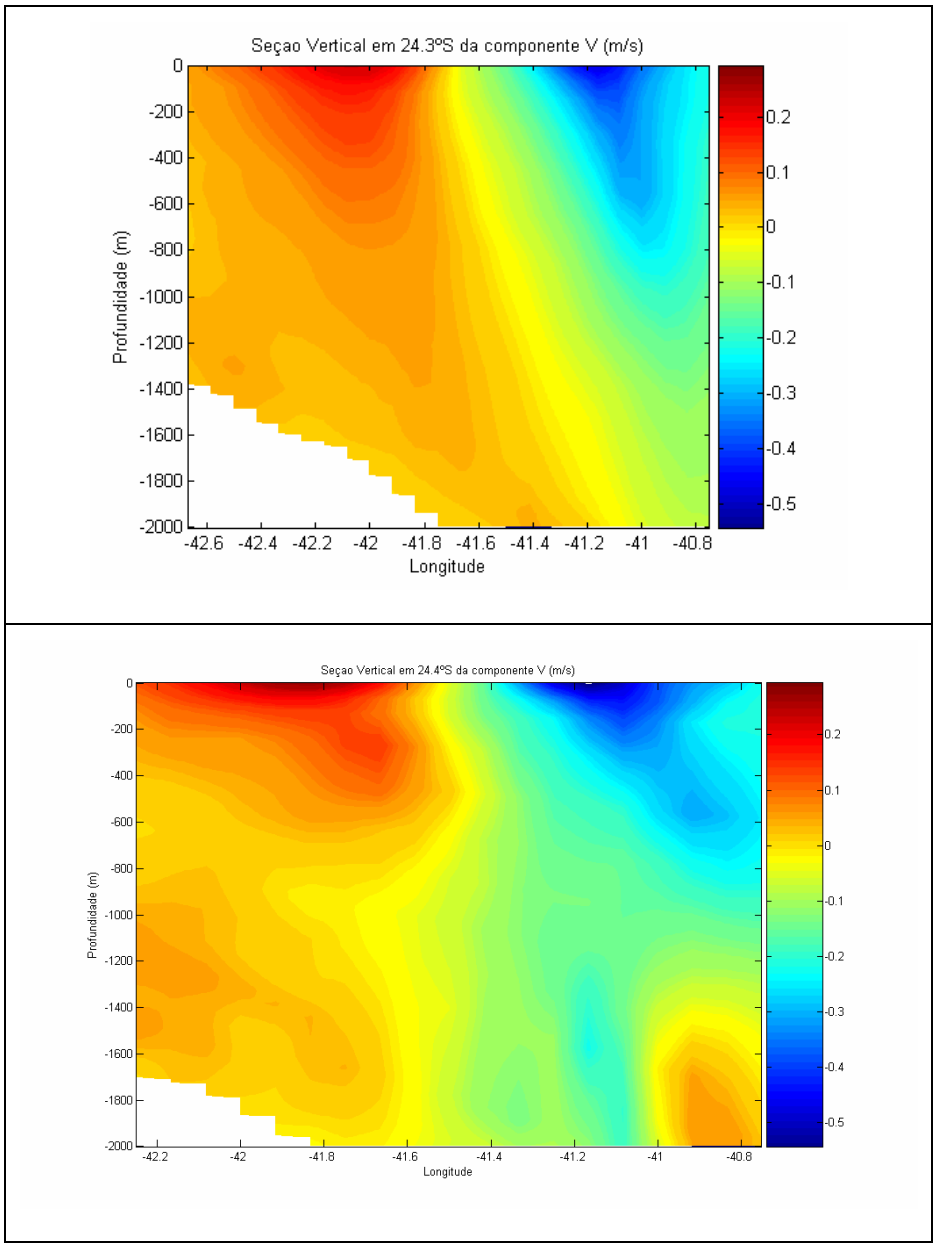

Figura 3-32: seções verticais da componente V na região do vórtice, referente à latitude dos respectivos núcleos na superfície: experimento com assimilação (acima) e controle (abaixo).

Tabela 3-II: principais características dos vórtices gerados pelo controle e pela assimilação de dados.

	Vórtices:	Controle	Assimilação
Localização do núcleo	Lat (ºS)	-24,40	-24,35
	Lon (ºW)	-41,55	-41,70
Diâmetro	(km)	68	91
Profundidade	(m)	800	800

A localização do núcleo, as velocidades tangenciais e a profundidade do vórtice foram bem reproduzidas pelo experimento de assimilação, enquanto o diâmetro apresentou uma diferença mais significativa. De uma forma geral, entretanto, pode-se dizer que, na superfície, o vórtice foi satisfatoriamente caracterizado no experimento de assimilação. Destaca-se ainda que os valores de diâmetro e o de profundidade estão compatíveis com a literatura (Signorini, 1978; Lorenzzetti *et al*., 1994; Schmid, 1994). Assireu *et al*. (2003) detectaram 8 vórtices ciclônicos entre 23,5º e 32,7ºS, com diâmetros variando entre 19 e 88 km.

Como conclusão deste tópico, é válido destacar que a assimilação conjunta de TSM e ESM produziu os melhores resultados, assim como reportado em Ezer e Mellor (1997). No entanto, ao contrário do método utilizado por estes autores, com assimilação de dados via interpolação ótima, o esquema aqui testado considera funções-peso distintas de relaxação newtoniana para cada parâmetro, incluindo uma função proporcional ao coeficiente de correlação (na assimilação de TSM), nunca utilizada neste tipo de esquema. Essa nova abordagem comprovadamente melhorou os resultados, com pico de 70% de melhoria na eficácia (em relação ao experimento sem assimilação) para a circulação superficial, e foi capaz de reproduzir o vórtice ciclônico com boa semelhança ao observado no controle.

3.2 – Avaliação da Adequação aos Fundamentos Físicos

Calado (2001), baseado em resultados do POM para a mesma área de interesse, concluiu que a combinação entre a variação de linha de costa, que gera o gatilho da perturbação, e a instabilidade baroclínica, mecanismo responsável pelo crescimento da mesma, é a principal causa da formação dos vórtices na região de Cabo Frio. Segundo o autor, há provavelmente uma instabilidade mista, pois seus resultados indicaram que a CB também é potencialmente barotropicamente instável, mas, sem o cisalhamento do sistema CB-CCI, não houve o crescimento dos meandros em seus experimentos, o que indicou que a instabilidade baroclínica é o processo determinante na formação do vórtice.

Assim sendo, os resultados do controle serão analisados à luz da teoria linear de instabilidade baroclínica, a fim de verificar se e como este fenômeno atua na geração do vórtice ciclônico objeto desse trabalho, no espaço e no tempo. Em seguida, será verificado se o esquema de melhor assimilação de dados (item 3.1) se adequou aos fundamentos observados no controle.

Esta análise é importante pois a relaxação newtoniana insere um termo 'não-físico' nos seus cálculos prognósticos (Nielsen-Gammon, 2004). Desta forma, é válido saber se a melhoria na capacidade de reprodução da hidrodinâmica local, comprovada no item 3.1, ocorreu em detrimento aos fundamentos físicos que regeram a evolução do experimento controle.

Baseado em Johns (1988), buscou-se definir as condições necessárias da estrutura vertical do oceano, para que houvesse instabilidade baroclínica. As equações, no entanto, foram adaptadas para nossa região de interesse, ou seja, partiu-se da premissa de que o fluxo médio é no sentido norte-sul (V negativa, referente à CB), ao contrário de Johns, que desenvolveu seu modelo definindo uma corrente média de oeste para leste (U positivo).

Partindo-se, então, da definição de função corrente (ψ) e da vorticidade potencial (q):

$$v = \frac{\partial \psi}{\partial x} = \overline{v} + \frac{\partial \psi'}{\partial x}, \tag{3.10}$$

$$u = -\frac{\partial \psi}{\partial y} = -\frac{\partial \psi'}{\partial y}, \tag{3.11}$$

$$q = \nabla^2 \psi + \frac{\partial}{\partial z}\left(\frac{f^2}{N^2}\frac{\partial \psi}{\partial z}\right) + \beta_0 y, \tag{3.12}$$

$$q = \overline{q} + \nabla^2 \psi' + \frac{\partial}{\partial z}\left(\frac{f^2}{N^2}\frac{\partial \psi'}{\partial z}\right), \tag{3.13}$$

onde q, u e v foram decompostos em uma parcela média e outra perturbada (não há fluxo médio de u, pois se partiu da premissa de que a corrente média é no sentido N-S), podemos chegar a equação de conservação da vorticidade potencial:

$$\frac{dq}{dt} = \frac{\partial q'}{\partial t} + u'\frac{\partial \overline{q}}{\partial x} + \overline{v}\frac{\partial q'}{\partial y} = \left(\frac{\partial}{\partial t} + \overline{v}\frac{\partial}{\partial y}\right)\left(\nabla^2 \psi' + \frac{\partial}{\partial z}\left(\frac{f^2}{N^2}\frac{\partial \psi'}{\partial z}\right)\right) - \frac{\partial \psi'}{\partial y}\frac{\partial \overline{q}}{\partial x} = 0, \tag{3.14}$$

onde f é o parâmetro de Coriolis, N^2 é o quadrado da freqüência de Brunt-Vaisala e β é o gradiente meridional de f.

A equação (3.14) é a forma linearizada da equação de conservação da vorticidade potencial, considerando uma dinâmica quase-geostrófica e aproximação do plano beta. Vale ressaltar que a teoria linear e a dinâmica quase-geostrófica se

aplicam de forma mais eficiente no estudo da origem do vórtice, quando o número de Rossby ainda é pequeno. Godoi (2005) demonstrou que as aproximações da dinâmica quase-geostrófica permitem representar a estrutura de massa do escoamento médio do sistema CB-CCI.

A obtenção de q em função de ψ, a partir das equações do movimento, continuidade e da termodinâmica (considerando fluido adiabático) pode ser vista em Cushman-Roisin e Beckers (2006). Comparando com a clássica definição de vorticidade potencial, o primeiro termo da equação (3.12) é a vorticidade relativa, o segundo termo está associado à espessura da camada e o último representa a contribuição da vorticidade planetária.

As condições de contorno linearizadas na superfície e no fundo são definidas a partir do valor de w (velocidade na vertical) nesses dois pontos. Partindo-se da equação da termodinâmica e fazendo uso da equação do vento térmico, de velocidades geostróficas e da aproximação hidrostática, podemos calcular w da seguinte forma:

$$w = -\frac{f}{N^2}\left[\left(\frac{\partial}{\partial t} + \bar{v}\frac{\partial}{\partial y}\right)\frac{\partial \psi'}{\partial z} - \frac{\partial \bar{v}}{\partial z}\frac{\partial \psi'}{\partial y}\right] \tag{3.15}$$

Podemos considerar que na superfície w é nulo. Aplicando esta premissa na equação (3.15) teríamos a seguinte condição de contorno:

$$\left(\frac{\partial}{\partial t} + \bar{v}\frac{\partial}{\partial y}\right)\frac{\partial \psi'}{\partial z} = \frac{\partial \bar{v}}{\partial z}\frac{\partial \psi'}{\partial y} \tag{3.16}$$

O fluxo normal ao fundo também é nulo, mas a batimetria não é plana. Fazendo a batimetria variar uniformemente, apenas em x, teríamos como condição de contorno no fundo:

$$\left(\frac{\partial}{\partial t} + \bar{v}\frac{\partial}{\partial y}\right)\frac{\partial \psi'}{\partial z} = \frac{\partial \psi'}{\partial y}\left(\frac{\partial \bar{v}}{\partial z} - \frac{N^2}{f}\frac{\partial h}{\partial x}\right) = \frac{\partial \bar{v}}{\partial z}\frac{\partial \psi'}{\partial y}\left(1 - h_x^*\right), \tag{3.17}$$

onde

$$h_x^* = \frac{N^2}{\dfrac{\partial \bar{v}}{\partial z} f}\frac{\partial h}{\partial x}, \tag{3.18}$$

e $h(x)$ é a topografia de fundo. Isto porque a velocidade vertical seria assim definida:

$$w = -u'\frac{\partial h}{\partial x} - (\bar{v} + v')\frac{\partial h}{\partial y} = -u'\frac{\partial h}{\partial x} = \frac{\partial \psi'}{\partial y}\frac{\partial h}{\partial x} \tag{3.19}$$

Assumindo que a perturbação ψ' tem comportamento de onda em y, que é o sentido da corrente média, tem-se:

$$\psi'(x, y, z, t) = \phi(z)\cos\left(\frac{\pi x}{2L}\right)\exp[ik(y - ct)], \tag{3.20}$$

onde ϕ é a amplitude da perturbação; $\cos(\pi x / 2L)$é a estrutura da corrente em x, imaginando um fluxo norte-sul num canal de largura entre $-L$ e $+L$, k é o número de onda e c é a celeridade.

Admitindo a possibilidade de c ser complexo ($c = c_r + ic_i$), se c_i for positivo, para um dado k real, a perturbação crescerá exponencialmente, o que caracterizará uma instabilidade baroclínica. Assim, a definição das condições de instabilidade consiste em estabelecer quando é possível que c_i seja positivo.

Aplicando a definição de ψ' (equação (3.20)) na equação de conservação da vorticidade potencial (equação (3.14)) e nas duas condições de contorno em z (equações (3.16) e (3.17)), obtém-se o seguinte sistema:

$$\frac{\partial}{\partial z}\frac{f^2}{N^2}\frac{\partial \phi}{\partial z} - \phi\left(k^2 + \frac{\pi^2}{4L^2} + \frac{1}{\bar{v} - c}\frac{\partial \bar{q}}{\partial x}\right) = 0 \tag{3.21}$$

$$(\bar{v} - c)\frac{\partial \phi}{\partial z} = \phi\frac{\partial \bar{v}}{\partial z} \tag{3.22}$$

$$(\bar{v} - c)\frac{\partial \phi}{\partial z} = \phi\frac{\partial \bar{v}}{\partial z}(1 - h_x^*) \tag{3.23}$$

onde a equação (3.21) é a equação de conservação da vorticidade potencial, a equação (3.22) é a condição de contorno na superfície e a equação (3.23) é a condição de contorno no fundo, já considerando a definição matemática da perturbação.

Para análise de c_i, são utilizados alguns artifícios matemáticos. Multiplicando a equação (3.21) pelo complexo conjugado de ϕ, integrando a mesma ao longo da profundidade, utilizando as condições de contorno (3.22) e (3.23), e isolando a solução imaginária, chegamos à expressão de c_i:

$$c_i\left[f^2\left(\left.\frac{\frac{\partial\overline{v}}{\partial z}\phi^2}{N^2\left|\overline{v}-c\right|^2}\right|_{\sup} - \left.\frac{\frac{\partial\overline{v}}{\partial z}\phi^2\left(1-h_x^*\right)}{N^2\left|\overline{v}-c\right|^2}\right|_{fundo}\right) - \int_{fundo}^{\sup.}\frac{\frac{\partial\overline{q}}{\partial x}\phi^2}{\left|\overline{v}-c\right|^2}dz\right]=0 \qquad (3.24)$$

Por esta equação, para c_i ser diferente de zero, havendo assim a possibilidade de ser positivo, a expressão entre colchetes tem que se anular. Considerando que ϕ^2 e $\left|\overline{v}-c\right|^2$ são sempre positivos e que, portanto, $\partial\overline{q}/\partial x$ controla o sinal da integral, é possível que a expressão se anule em três situações:

(a) $\partial\overline{q}/\partial x$ em algum trecho da coluna d'água tem sinal oposto a $\left(\partial\overline{v}/\partial z\right)*\left(1-h_x^*\right)$ no fundo.

(b) $\partial\overline{q}/\partial x$ em algum trecho da coluna d'água tem o mesmo sinal a $\left(\partial\overline{v}/\partial z\right)$ na superfície.

(c) $\partial\overline{q}/\partial x$ muda de sinal entre a superfície e o fundo.

Se a condição (c) for atendida, ela possibilita que as condições (a) e (b) também sejam. Assim, será feita uma avaliação do perfil vertical do gradiente zonal de vorticidade potencial média ($\partial\overline{q}/\partial x$), a fim de detectar se há inversão de sinal ao longo da profundidade. Lembra-se, no entanto, que a inversão de sinal não é garantia da existência da instabilidade baroclínica, mas apenas um indicativo de que o sistema é potencialmente baroclinicamente instável, ou seja, é possível matematicamente que c_i seja positivo, o que resultaria num crescimento exponencial da perturbação em y. Como veremos abaixo, $\partial\overline{q}/\partial x$ é proporcional ao gradiente vertical de $\overline{v}$, daí a associação feita entre instabilidade baroclínica e o cisalhamento vertical da corrente média (CB, no nosso caso):

$$\overline{q}=\nabla^2\overline{\psi}+\frac{\partial}{\partial z}\left(\frac{f^2}{N^2}\frac{\partial\overline{\psi}}{\partial z}\right)+\beta_0 y \qquad (3.25)$$

$$\frac{\partial\overline{q}}{\partial x}=\frac{\partial}{\partial x}\left(\frac{\partial\overline{v}}{\partial x}-\frac{\partial\overline{u}}{\partial y}\right)+\frac{\partial}{\partial z}\left(\frac{f^2}{N^2}\frac{\partial\overline{v}}{\partial z}\right)=\frac{\partial^2\overline{v}}{\partial x^2}+\frac{\partial}{\partial z}\left(\frac{f^2}{N^2}\frac{\partial\overline{v}}{\partial z}\right)=\frac{\partial}{\partial z}\left(\frac{f^2}{N^2}\frac{\partial\overline{v}}{\partial z}\right) \qquad (3.26)$$

Nota-se que o cisalhamento horizontal ($\partial^2 v/\partial x^2$) foi descartado, pois o objetivo é avaliarmos a instabilidade baroclínica. Johns (1988) observou, para o caso da corrente do Golfo, que o termo $\partial^2 u/\partial y^2$ (correspondente ao $\partial^2 v/\partial x^2$ deste trabalho) não era suficientemente grande para mudar o sinal de $\partial\overline{q}/\partial y$.

Godoi (2005), em análise das magnitudes de cada termo da vorticidade potencial na região, observou que os valores associados ao termo β são bastante baixos se comparados aos das vorticidades relativa e de estiramento. As ondas baroclínicas que se propagam no sistema CB-CCI seriam, então, ondas associadas ao cisalhamento vertical (via vorticidade de estiramento) e horizontal da corrente (via vorticidade relativa) e seu eventual crescimento seria fruto de uma instabilidade mista (barotrópica e baroclínica). No entanto, a autora observou a dominância do termo de estiramento sobre o de vorticidade relativa, ressaltando a natureza baroclínica das feições em estudo.

Assim, o gradiente zonal de vorticidade potencial, no qual nos basearemos para definir as condições propícias à instabilidade, é determinado essencialmente pelo termo associado ao estiramento e compressão da camada superficial, controlado pelas interações entre CB e CCI.

Assim como em Fernandes (2001), o cálculo de $\partial\overline{q}/\partial x$ considerará a média na largura da corrente, contornando o inconveniente das variações topográficas e tendo como resultado perfis verticais médios lateralmente.

Fisicamente, estas variações na espessura da camada impostas pela perturbação acabam por gerar vorticidade relativa nova (Cushman-Roisin e Beckers, 2006). Contudo, o crescimento desta vorticidade e a formação dos vórtices dependem de um fluxo de energia potencial proveniente dos gradientes horizontais de massa específica do escoamento médio. Para perturbações específicas (escalas iguais ou pouco maiores do que o raio de deformação de Rossby), numa inclinação favorável de isopicnais, a flutuabilidade (tradução para *buoyancy*, do inglês) não atua como força restauradora e sim, acelera o fluido no sentido oposto à sua origem, ou seja, fluidos leves sobem e os pesados afundam, liberando energia potencial para a perturbação (Pedlosky, 1979).

Logo, além de condições favoráveis à instabilidade, é necessário que haja fluxo de APE (energia potencial disponível, no inglês) da corrente média para a perturbação. Define-se APE como a diferença entre a energia potencial existente e a energia potencial que o fluido teria se a estratificação básica não fosse perturbada (Cushman-Roisin e Beckers, 2006).

Posteriormente, a APE crescente da perturbação é convertida em energia cinética, formando o vórtice. Obviamente, a perturbação não crescerá infinitamente, pois a partir de determinado ponto, processos não lineares ganham importância (dissipando essa energia) e a teoria aqui utilizada não se aplica.

A perda de energia potencial do escoamento médio se reflete na queda das velocidades da CB, ao alisar os gradientes horizontais de massa específica. Quando o vórtice começa a se enfraquecer, o fluxo de APE se inverte, partindo da perturbação para o escoamento médio (do vórtice para a CB) e a corrente média volta a ganhar força. A Figura 3-33 apresenta um esquema dos fluxos possíveis entre o escoamento médio e o perturbado:

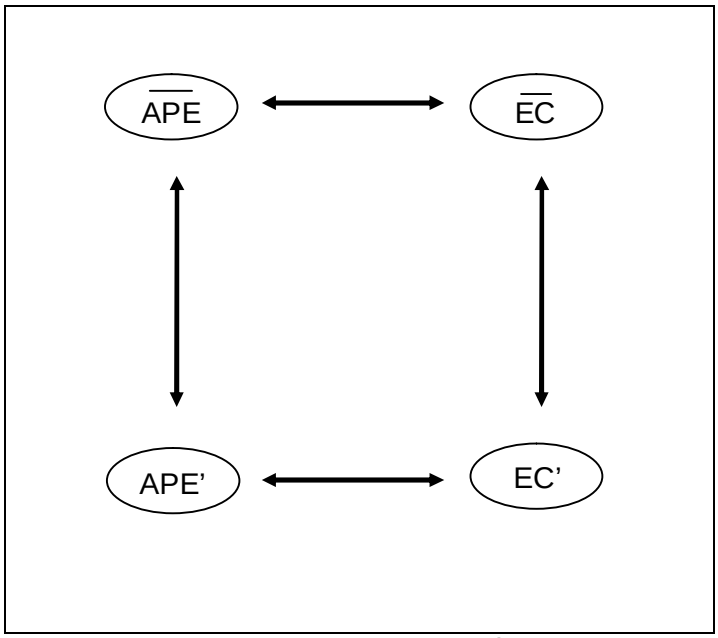

Figura 3-33: fluxos de energia entre o escoamento médio e o perturbado. Fonte: Paiva (comunicação pessoal).

Percebe-se, portanto, que na série de experimentos aqui realizados, onde as condições de contorno foram mantidas fixas e não houve fluxos de momento e massa na superfície, as variações de energia potencial e cinética são essencialmente advindas dos processos de instabilidade, objetos do nosso estudo.

Para dimensionar os fluxos de APE, novamente são utilizados alguns artifícios matemáticos. Ao multiplicarmos a equação (3.14), de conservação da vorticidade potencial, por ψ e integrarmos no volume, utilizando as condições de contorno e a forma perturbada em y, chegamos a uma equação que expressa a variação da energia da perturbação no tempo. Considerando apenas os fluxos de APE' e a equação do vento térmico, temos que (Pedlosky, 1979):

$$\frac{\partial APE'}{\partial t} = \iint \rho \frac{f^2}{N^2} \frac{\partial \psi'}{\partial y} \frac{\partial \psi'}{\partial z} \frac{\partial \overline{v}}{\partial z} dydz = \iint \rho \frac{f^2}{N^2} (-u')(-T') \left(-\frac{\partial \overline{T}}{\partial x} \right) dydz , \tag{3.27}$$

$$\frac{\partial APE'}{\partial t} = -\iint \rho \frac{f^2}{N^2} u'T' \frac{\partial \overline{T}}{\partial x} dxdz \tag{3.28}$$

No entanto, ao contrário do escoamento básico da CB, que flui organizado na área de interesse, permitindo que possamos simplificar a avaliação de sua estrutura vertical através de equações referentes a um escoamento meridional (predominante ao norte de Cabo Frio), o crescimento da perturbação ocorre ao sul de Cabo Frio, quando o escoamento da CB passa a ter orientação NE-SW. Dessa forma, torna-se provável que a transferência de energia referente à componente zonal da corrente também tenha importância. Assim, utilizando os mesmos procedimentos matemáticos, mas agora considerando uma corrente zonal, chegamos à seguinte equação de variação de APE da perturbação (Pedlosky, 1979):

$$\frac{\partial APE'}{\partial t} = -\iint \rho \frac{f^2}{N^2} v'T' \frac{\partial \overline{T}}{\partial y} dydz \qquad (3.29)$$

Portanto, generalizando para as dimensões x e y, concluímos que (Johns, comunicação pessoal):

$$\frac{\partial APE'}{\partial t} \propto -\left(u'T' \frac{\partial \overline{T}}{\partial x} + v'T' \frac{\partial \overline{T}}{\partial y} \right) = E_{\text{var}}, \qquad (3.30)$$

onde T é a temperatura potencial e E_{var} é uma variável criada apenas para substituir a expressão proporcional à $\partial APE' / \partial t$ daqui em diante.

O monitoramento do comportamento do perfil vertical de E_{var} torna-se, portanto, de grande valia. Nas regiões em que seu sinal for positivo, a APE' estará aumentando, ou seja, estará havendo um fluxo de APE do escoamento médio para o vórtice, permitindo o desencadeamento da instabilidade baroclínica. É importante ressaltar que isto ocorrerá apenas se as condições definidas por $\partial \overline{q} / \partial x$ forem favoráveis. Caso não sejam, a energia do escoamento médio não estará dinamicamente disponível para o crescimento da perturbação, apesar do aumento de APE'. Quando o sinal de E_{var} for negativo, o fluxo de energia é o contrário, do vórtice para a CB.

Foi feito, então, um diagnóstico ao longo do tempo (t=1, 10, 20, 30, 40 e 45 dias) de parâmetros físicos calculados a partir dos resultados do controle: perfis verticais de $\partial \overline{q} / \partial x$ em 23ºS e de E_{var} na área 22º-24ºS / 39,5º-42ºW, mapas de corrente nas profundidades de 0, 400 e 800 metros, e uma seção vertical em 23ºS da componente V da corrente. A latitude de 23ºS foi escolhida para os perfis de $\partial \overline{q} / \partial x$ por ser a coordenada aproximada da mudança da orientação da linha de costa de N-S para NE-SW. Esta característica, segundo a literatura já comentada, é

determinante na origem de ondas de Rossby topográficas e dos vórtices ao largo de Cabo Frio. Além disso, como a trajetória da CB está associada ao fundo, ela possui um sentido aproximadamente N-S até chegar à latitude de 23ºS, permitindo aplicar a teoria de instabilidade baroclínica apenas à direção N-S, conforme feito aqui. As Figuras 3-34, 3-35, 3-36, 3-37, 3-38 e 3-39 apresentam estes diagnósticos.

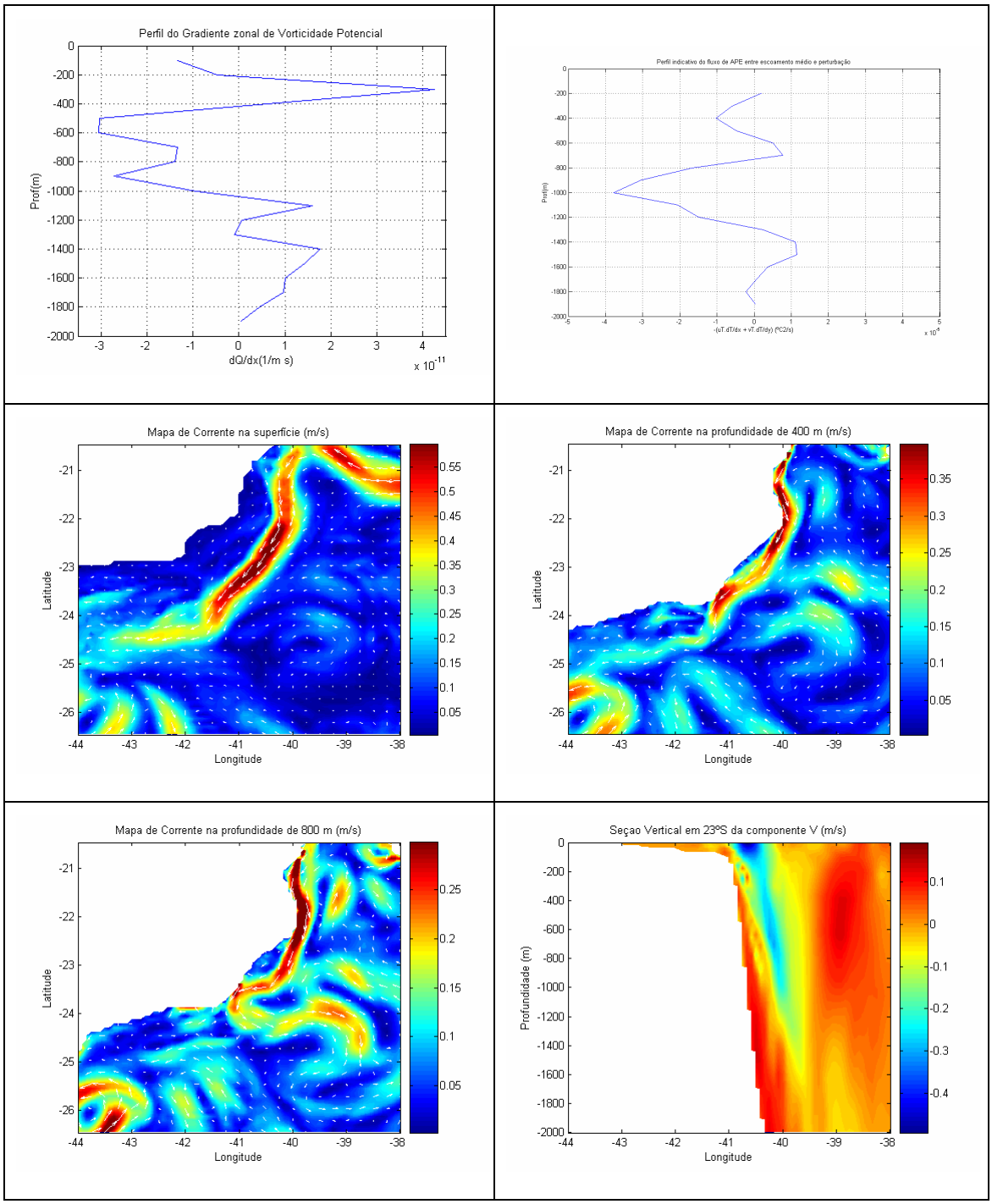

Figura 3-34: diagnóstico físico do dia 1 da simulação controle: perfil vertical de $\partial\overline{q}/\partial x$ (acima, esquerda), perfil vertical de E_{var} (acima, direita), mapa de corrente na superfície (meio, esquerda), mapa de corrente a 400 m (meio, direita), mapa de corrente a 800 m (abaixo, esquerda) e seção vertical em 23ºS da componente V da corrente (abaixo, direita).

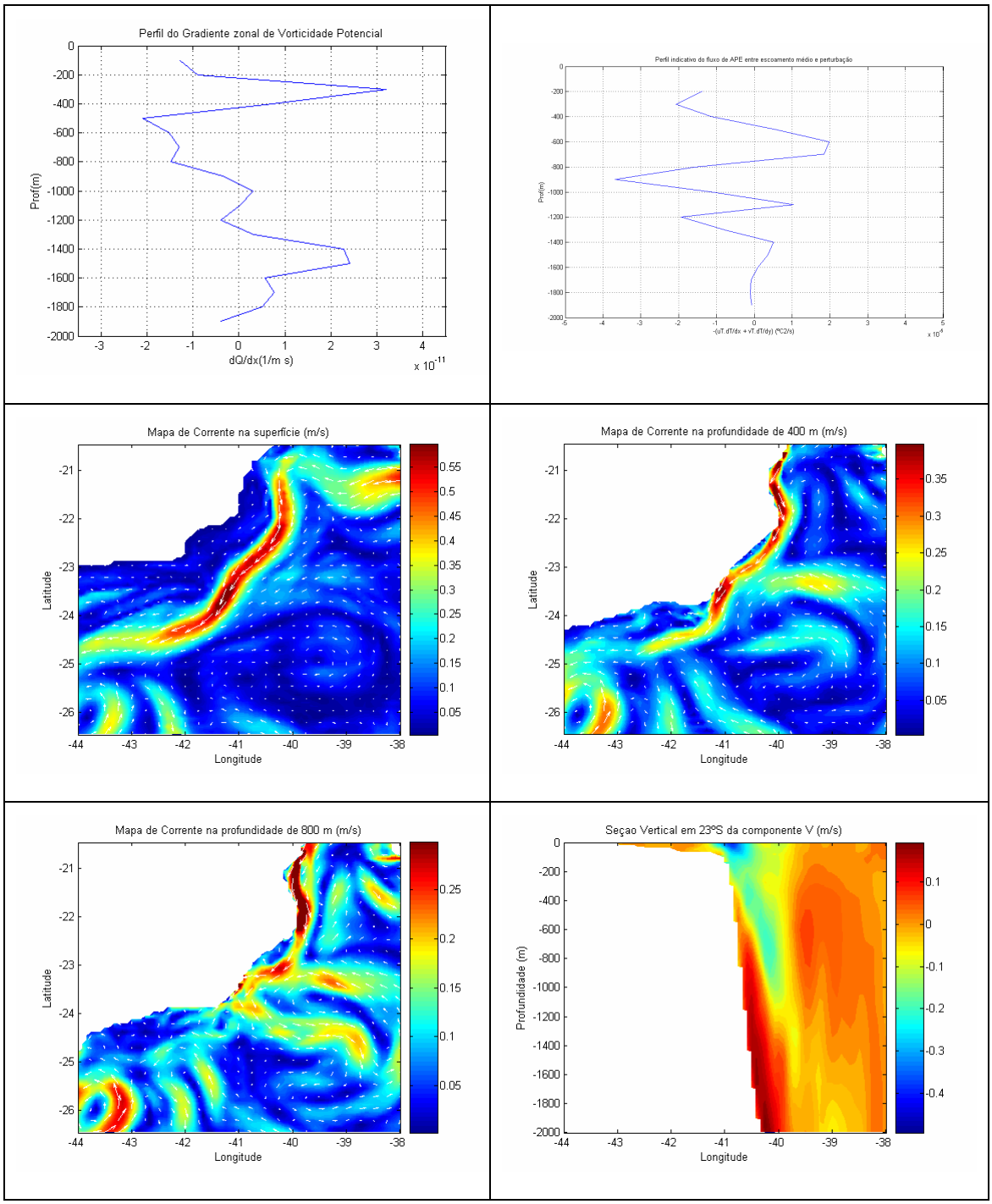

Figura 3-35: diagnóstico físico do dia 10 da simulação controle: perfil vertical de $\partial\overline{q}/\partial x$ (acima, esquerda), perfil vertical de E_{var} (acima, direita), mapa de corrente na superfície (meio, esquerda), mapa de corrente a 400 m (meio, direita), mapa de corrente a 800 m (abaixo, esquerda) e seção vertical em 23ºS da componente V da corrente (abaixo, direita).

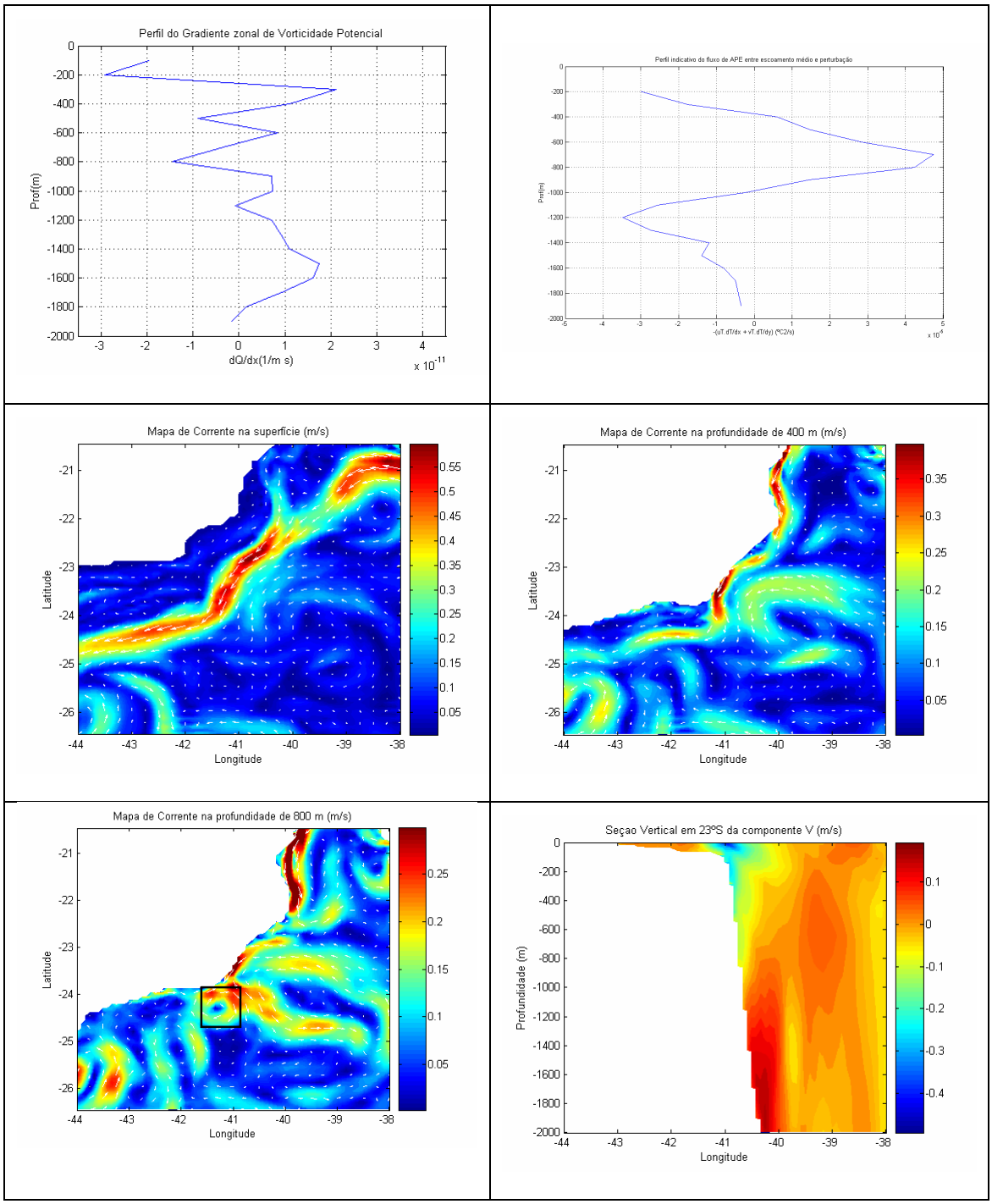

Figura 3-36: diagnóstico físico do dia 20 da simulação controle: perfil vertical de $\partial\overline{q}/\partial x$ (acima, esquerda), perfil vertical de E_{var} (acima, direita), mapa de corrente na superfície (meio, esquerda), mapa de corrente a 400 m (meio, direita), mapa de corrente a 800 m (abaixo, esquerda) e seção vertical em 23ºS da componente V da corrente (abaixo, direita).

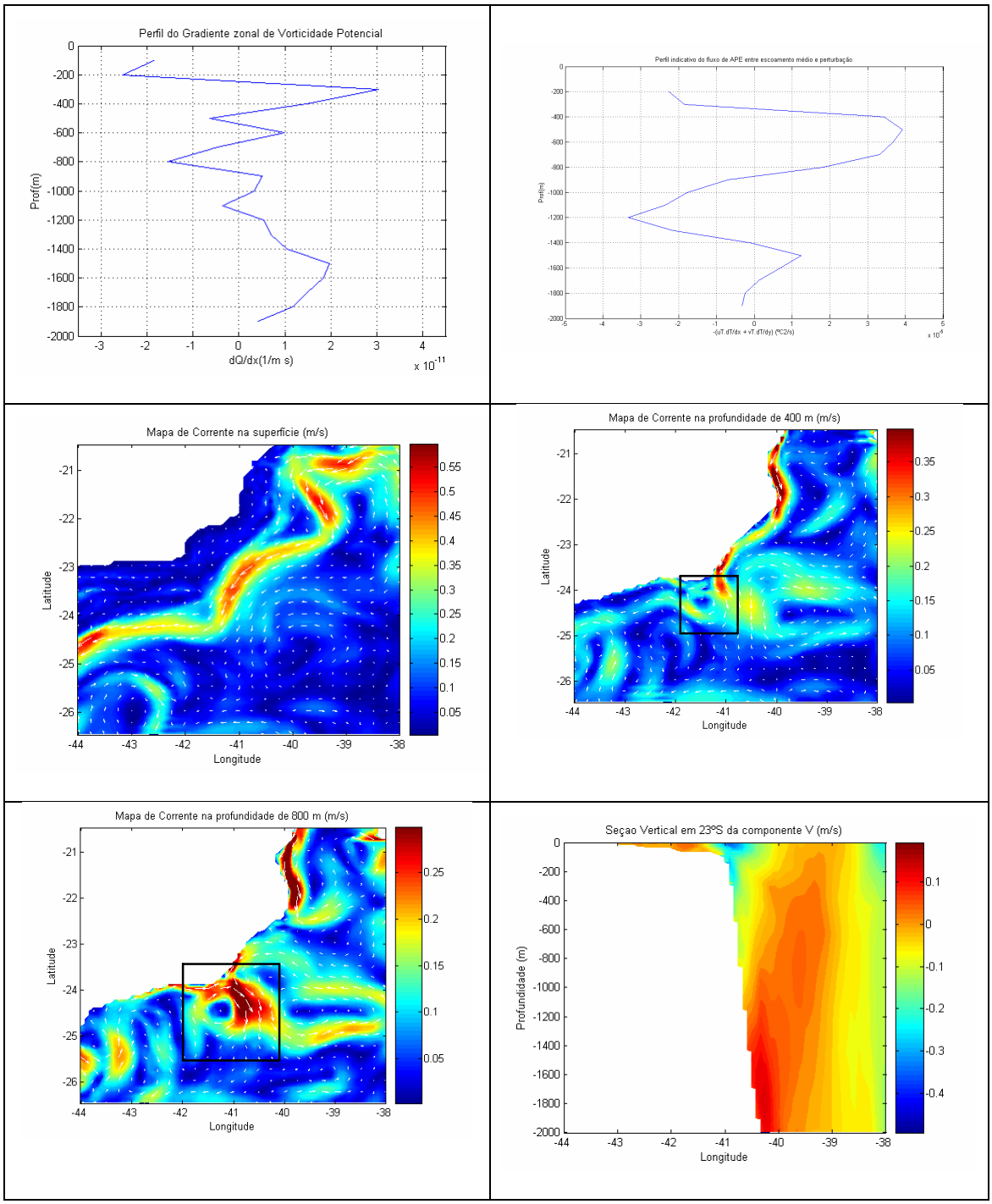

Figura 3-37: diagnóstico físico do dia 30 da simulação controle: perfil vertical de $\partial\overline{q}/\partial x$ (acima, esquerda), perfil vertical de E_{var} (acima, direita), mapa de corrente na superfície (meio, esquerda), mapa de corrente a 400 m (meio, direita), mapa de corrente a 800 m (abaixo, esquerda) e seção vertical em 23ºS da componente V da corrente (abaixo, direita).

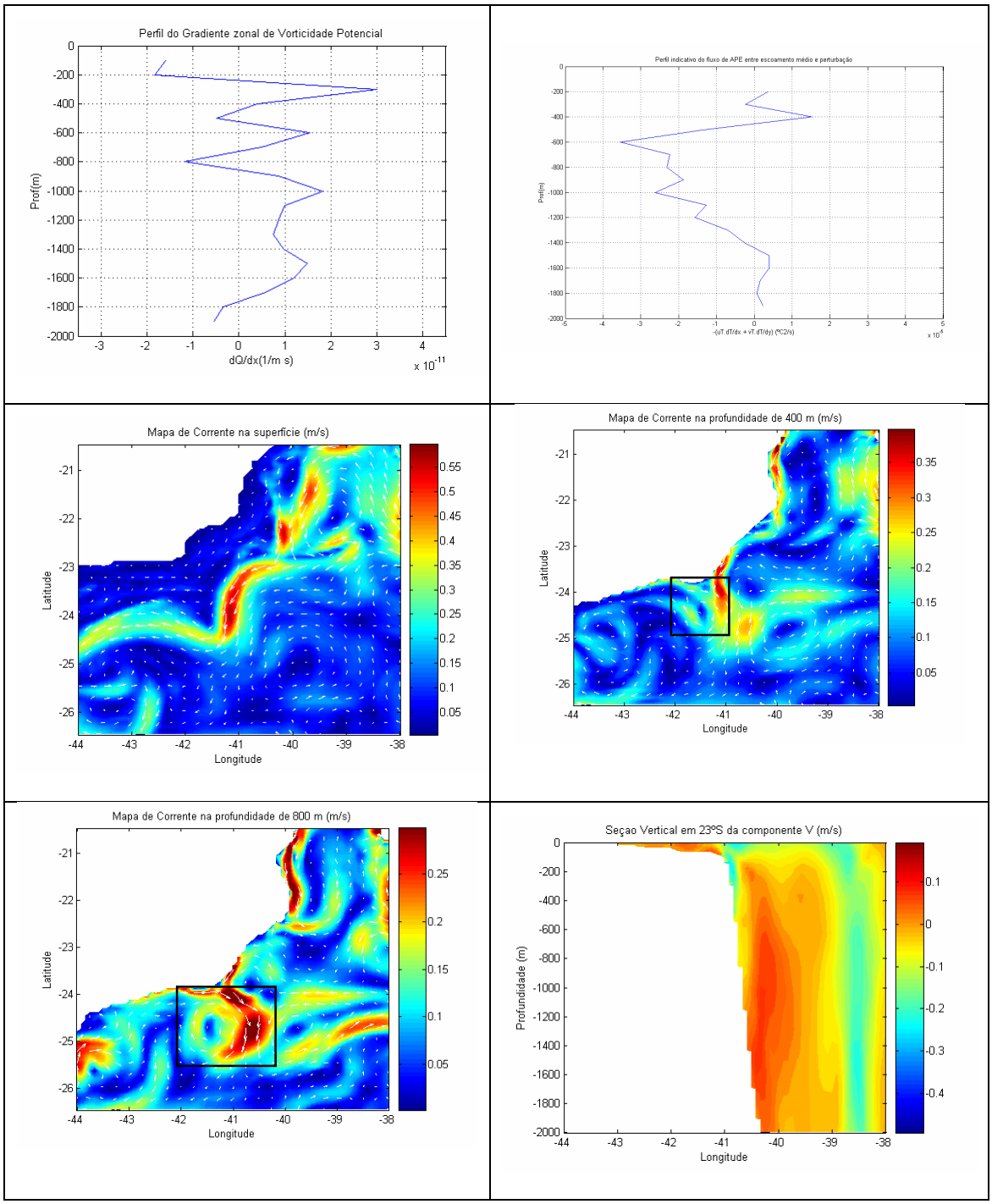

Figura 3-38: diagnóstico físico do dia 40 da simulação controle: perfil vertical de $\partial\overline{q}/\partial x$ (acima, esquerda), perfil vertical de E_{var} (acima, direita), mapa de corrente na superfície (meio, esquerda), mapa de corrente a 400 m (meio, direita), mapa de corrente a 800 m (abaixo, esquerda) e seção vertical em 23ºS da componente V da corrente (abaixo, direita).

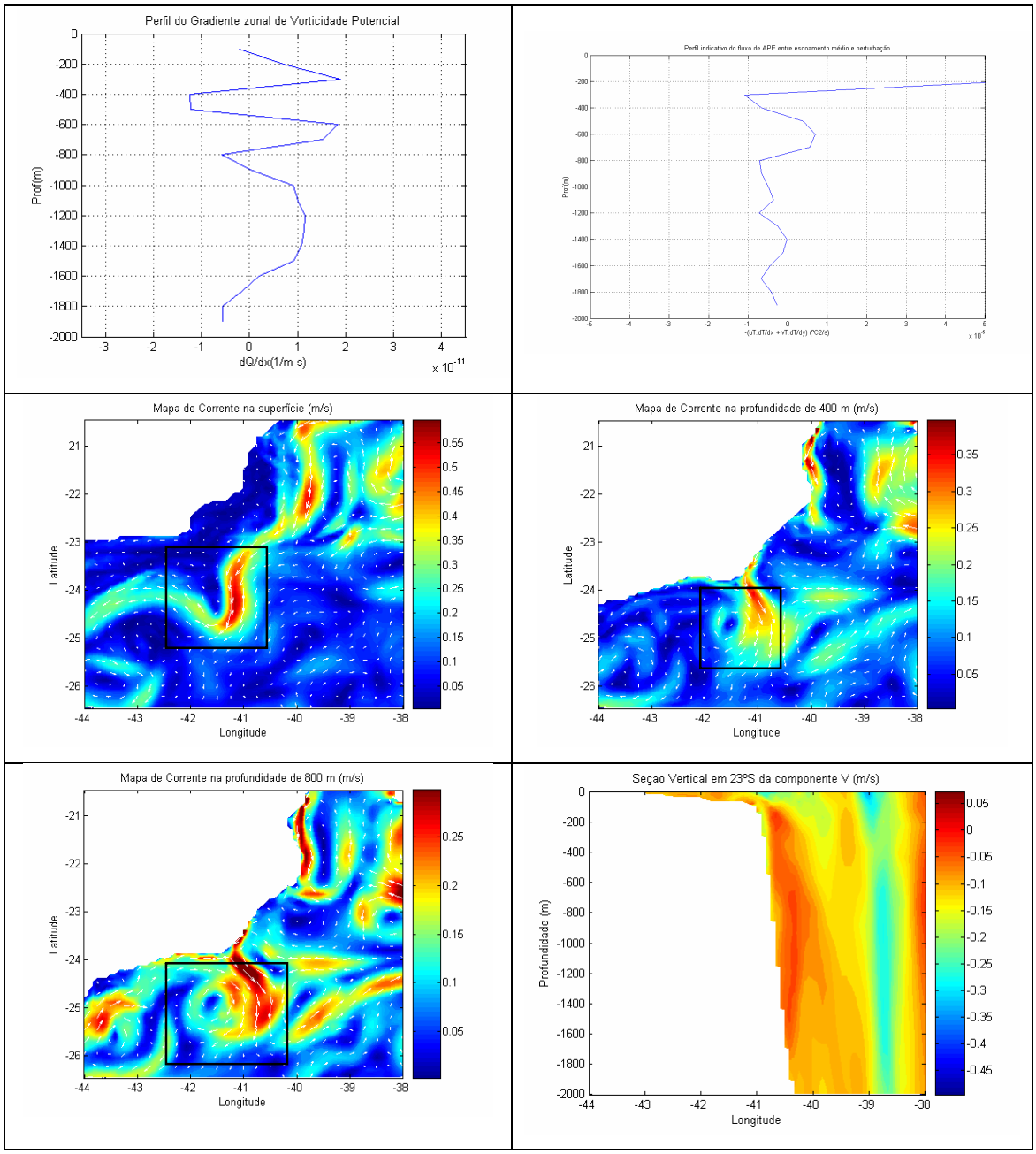

Figura 3-39: diagnóstico físico do dia 45 da simulação controle: perfil vertical de $\partial\overline{q}/\partial x$ (acima, esquerda), perfil vertical de E_{var} (acima, direita), mapa de corrente na superfície (meio, esquerda), mapa de corrente a 400 m (meio, direita), mapa de corrente a 800 m (abaixo, esquerda) e seção vertical em 23ºS da componente V da corrente (abaixo, direita).

Antes de se concentrar na evolução do vórtice, será feita uma análise qualitativa das feições observadas no controle, comparando com descrições na literatura, a fim de validar seus resultados. A qualidade do modelo em reproduzir de forma confiável o comportamento dinâmico da região de interesse é o primeiro passo para experimentos de assimilação bem sucedidos (Holland e Capotondi, 1996).

Mascarenhas *et al*. (1971), Signorini (1978), Miranda e Castro (1979) e Campos *et al*. (1995), entre outros, observaram a CB ao largo de Cabo Frio com comportamento meandrante, em resposta às variações batimétricas (linha de costa e cadeia Vitória-Trindade, principalmente). As velocidades máximas encontradas nesta região foram reunidas em Silveira *et al*. (2000) e apresentam valores entre -0,19 e -0,75 m/s. Este padrão meandrante com velocidades máximas na ordem de -0,50 m/s pode ser visto em todos os mapas de corrente superficial. Em relação ao transporte da CB, conforme já comentado, os valores calculados para o controle em 23ºS, variando entre 3,8 e 12,6 Sv, estão de acordo com a literatura (Silveira *et al*., 2000), cujos limites mínimo e máximo já calculados ou observados na região entre 22º e 23ºS são 2,2 e 11 Sv, respectivamente.

O sistema CB-CCI é descrito em Silveira *et al*. (2004) como tendo sua inversão de fluxo entre 400 e 500 m e a CCI caracterizada como tendo espessura de 1200 m, núcleo em torno de 800 m e velocidade máxima de 0,30 m/s. O observado no controle foi uma variação da profundidade de inversão entre 180 e 1000 m. O núcleo da CCI também oscilou entre 600 e 1600 m, com espessura média de 1500 m. As velocidades máximas ficaram em torno de 0,20 m/s. Portanto, de uma forma geral, o controle representou bem a estrutura do sistema CB-CCI.

Quanto à evolução temporal, no primeiro dia observa-se a CB com grande intensidade (velocidade máxima de 0,6 m/s) e profundidade (seu eixo principal chega até a profundidade de 300 m), com fluxo predominante no sentido NE-SW. O perfil de $\partial\overline{q}/\partial x$ muda de sinal, tendo forte pico positivo na camada superficial e dois fortes picos negativos na camada intermediária, mas o fluxo de energia é essencialmente na direção do escoamento médio (E_{var} negativo). A partir do dia 10, este fluxo de energia começa a se inverter, mas ainda não se observa o vórtice em nenhum nível.

As condições do dia 20 merecem destaque. Observa-se acentuado fluxo de energia para a perturbação (E_{var} positivo) em 700, 800 m, mesma profundidade de um dos picos negativos de $\partial\overline{q}/\partial x$ (o outro se situa em torno de 500 m). Isto permitiu a formação do vórtice. É interessante notar que apenas nesta profundidade pode-se identificá-lo, com núcleo em aproximadamente -24,3ºS e -41,25ºW. Portanto, conclui-se que o vórtice se formou por volta do dia 20 e em profundidade.

Conforme já visto, esta profundidade marca também a interface entre a ACAS e a AIA. A parte superior da AIA entra no giro subtropical e sua bifurcação em ramos para norte e para sul ocorre na Bacia de Santos. Outra característica importante,

observada na seção vertical, é que o núcleo da CCI está em seu limite inferior de profundidade no período analisado.

O fluxo intenso de energia para a perturbação se manteve no dia 30, com a diferença que seu pico ocupou uma faixa maior de profundidade, dos 400 aos 800 m, abrangendo os dois picos negativos de $\partial\overline{q}/\partial x$. Com isso, já se observa o vórtice também no nível de 400 m. Na superfície, percebe-se o enfraquecimento da CB, devido à drenagem da energia potencial.

No dia 40, o vórtice começa a perder força a 800 m, com inversão do fluxo de energia. Mas na superfície, o fluxo continua positivo e pode-se notar o meandramento da CB. Neste dia, percebe-se que a intensidade da CB voltou a aumentar, provavelmente devido à energia cinética da perturbação, que chegou à superfície. Percebe-se também que houve um estreitamento da camada da CB ao longo do tempo e ela foi deslocada no sentido oceânico pela CCI, cujo núcleo se encontra em profundidades menores.

A seção vertical do dia 45 confirma esta subida da CCI e o deslocamento na direção oceânica da CB. Nesse dia, o pico de $\partial\overline{q}/\partial x$ em 800 m recuou bastante, atingindo seu valor mínimo no período, restando o de 400/500 m, mas em ambos o fluxo de energia já é apontado para o escoamento médio. A evidência disto é que as velocidades tangenciais do vórtice em 400 e 800 m são menores do que no dia 40. Na superfície, no entanto, a curvatura do meandro se acentua e, observando com atenção, percebe-se que a estrutura praticamente fecha num vórtice. Este dia marca a chegada do vórtice na superfície, mais de 20 dias após a sua formação a 800 m. Devido a esta diferença, período no qual houve advecção para sul acompanhando a CB, nota-se que o núcleo do vórtice na superfície é cerca de 0,5º ao norte, comparado com o núcleo a 800 m (-25ºS).

Conforme já apresentado, baseado na seção vertical de corrente ao longo do vórtice no dia 45, ele apresenta profundidade de 800 m, indicando que sua 'propagação' é essencialmente para cima, e diâmetro de 68 km, pouco superior a raio de deformação de Rossby na região.

Podemos, então, destacar as principais características do padrão observado: comportamento da CB típico de escoamento médio no início do período, com elevadas velocidades superficiais e perfil de $\partial\overline{q}/\partial x$ bastante instável baroclinicamente (elevada magnitude dos picos); formação do vórtice em 800 m no dia 20, numa condição favorável de fluxo de energia para perturbação nesta profundidade (e considerando o cenário de instabilidade baroclínica); diminuição da profundidade do núcleo da CCI a

partir do dia 20, modificando a espessura da camada superficial, onde flui a corrente média (CB), que, por sua vez, tem sua posição relativa à costa também modificada; 'subida' do vórtice, chegando à superfície no dia 45; diminuição da magnitude dos picos de $\partial\overline{q}/\partial x$ nos dias 40 e 45; enfraquecimento da CB enquanto o vórtice se desenvolve em profundidade e reintensificação quando ele chega à superfície. No dia 20, o núcleo da CCI está mais profundo e a CB junto à costa; enquanto no dia 45, percebe-se que o núcleo da CCI está mais raso e a CB afastada da costa.

Um detalhamento melhor deste padrão pode ser feito a partir da análise da componente V e da velocidade vertical (W), na Figura 3-40, e da vorticidade relativa, na Figura 3-41, na região de formação do vórtice, entre as latitudes de 24º e 24,5ºS e as longitudes de 41º e 41,5ºW. É apresentada nestas figuras a evolução do perfil vertical (médio nesta área) destes parâmetros ao longo do tempo.

Nota-se no diagrama da componente V que, entre os dias 17 e 34, há uma progressiva diminuição de profundidade das velocidades positivas, características da CCI. Provavelmente esta elevação da CCI seria conseqüência das velocidades verticais positivas geradas pelo vórtice ciclônico. A subida de massas d'águas em resposta a giros ciclônicos na região já foi descrita por Campos *et al*. (1995), num fenômeno chamado de ressurgência de quebra de plataforma. O diagrama de velocidade vertical confirma este padrão, similar ao descrito por Campos *et al.* (2000). Nele, um vórtice ciclônico induz ressurgência na sua parte dianteira e subsidência na parte traseira. Nota-se que, entre os dias 12 e 27, as velocidades verticais são positivas entre 200 e 1200 m (caracterizando a passagem da parte dianteira do vórtice), o que contribuiria para a 'propagação' do vórtice na direção da superfície.

A formação do vórtice em profundidade e a propagação para a superfície ficam bastante claras no diagrama de vorticidade relativa. Notam-se o início do aumento da magnitude da vorticidade relativa ciclônica (negativa) em 800 m (conforme detectado pelo perfil de E_{var}), um pico de vorticidade entre os dias 20 e 30 e as profundidades de 500 e 800 m (mesmas profundidades dos picos negativos de $\partial\overline{q}/\partial x$) e a subida do vórtice, chegando à superfície, entre os dias 40 e 45 (conforme os campos de corrente apresentados). Percebe-se também que a seqüência dos eventos é a seguinte: aumento da vorticidade relativa a 800 m a partir do dia 10; velocidade vertical positiva nesta profundidade, entre os dias 12 e 27, início da subida da CCI, a partir do dia 17.

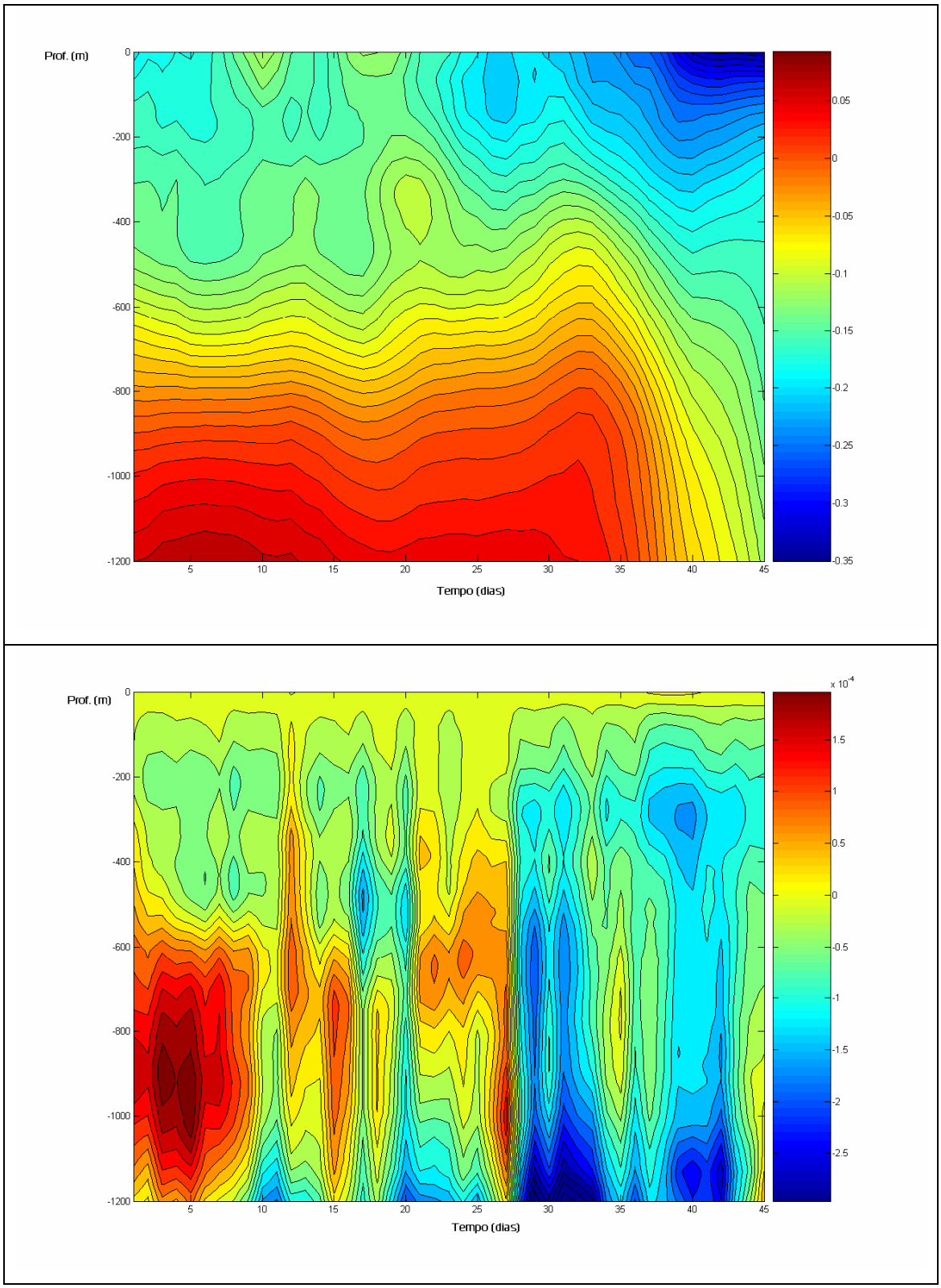

Figura 3-40: variação temporal do perfil vertical de V (acima) e de W (abaixo), ambas em m/s, considerando a média na área entre 24º e 24,5ºS e 41º e 41,5ºW.

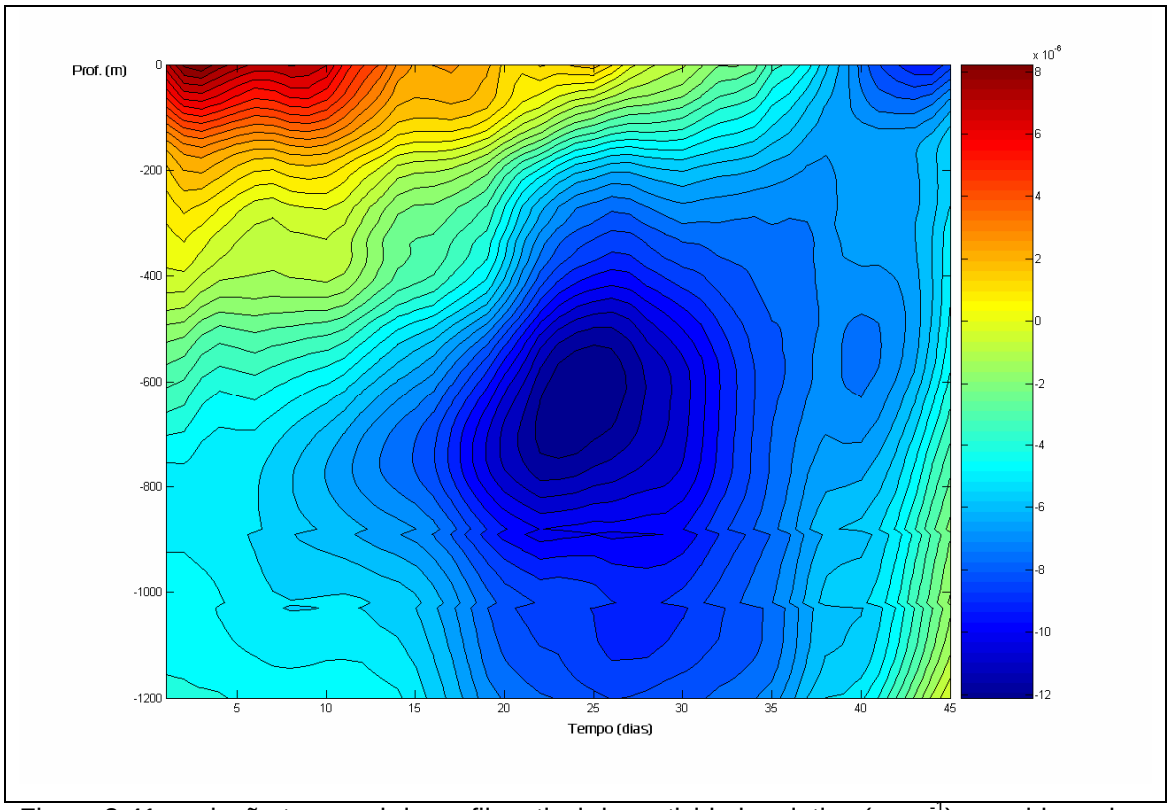

Figura 3-41: variação temporal do perfil vertical de vorticidade relativa (em s^{-1}), considerando a média na área entre 24º e 24,5ºS e 41º e 41,5ºW. Vorticidade negativa indica giro ciclônico.

A subida da AIA pode ser vista também comparando-se as seções verticais de salinidade em 23ºS nos dias 20 e 45 (Figura 3-42). As seções de salinidade foram escolhidas pois guardam a assinatura da AIA, caracterizada por um mínimo de salinidade, e da CB, caracterizada por um máximo de salinidade. No dia 45, notam-se a subida da AIA junto ao talude e o afastamento horizontal da CB em relação à costa.

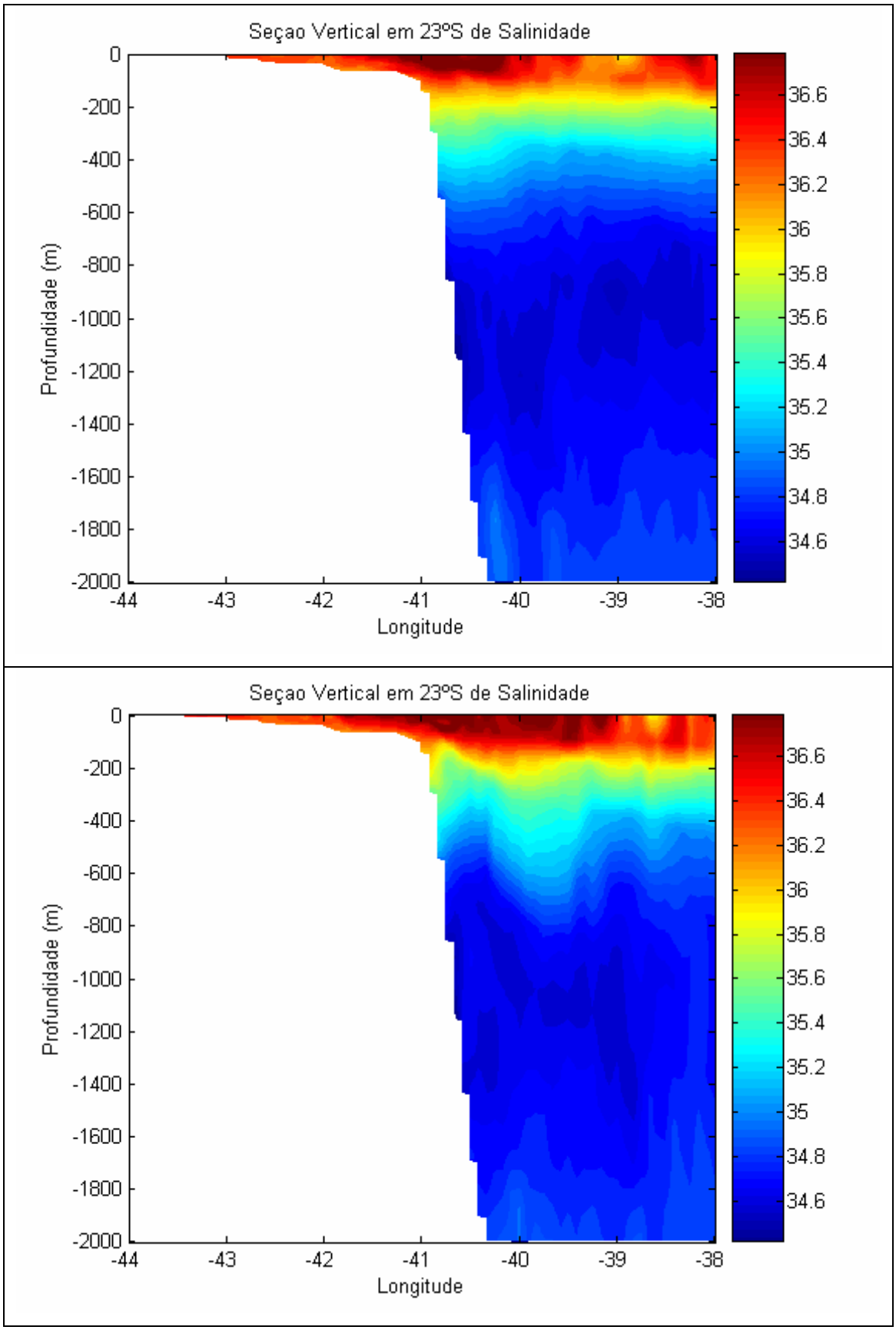

Figura 3-42: seções verticais de salinidade em 23ºS nos dias 20 (acima) e 45 (abaixo).

De uma forma geral, observou-se que o perfil de $\partial\overline{q}/\partial x$ apresenta sinal positivo da superfície até 400 m e a partir de 1200 m, sendo negativo entre estas profundidades. Há, portanto, inversão de sinal em todo o período. Este padrão é bastante similar ao observado por Fernandes (2001) também para a CB. O padrão de um pico positivo na camada superficial e 2 picos negativos também foi observado por Johns (1988) na Corrente do Golfo. Segundo este autor, para que o termo da integral na equação (3.24) se anule e, assim, garantindo a condição de instabilidade, é necessário que, nos picos negativos, c_r seja próximo de $\overline{v}$ (minimizando o denominador do termo), permitindo que a magnitude compense o pico positivo, que é mais forte. Ao mesmo tempo, Pedlosky (1979) demonstra matematicamente que a c_r da perturbação que se instabiliza está entre os valores mínimo e máximo de $\overline{v}$, sendo, portanto, nesta situação ($c_r \sim \overline{v}$) que ocorre o fluxo de energia para a perturbação. Há, portanto, uma relação entre os picos negativos de $\partial\overline{q}/\partial x$ e a transferência de energia para o vórtice, conforme visto aqui (fluxo de energia e pico negativo de $\partial\overline{q}/\partial x$ em 800 m).

O cenário provável foi, então, a instabilização da perturbação em profundidade, devida às condições propícias apresentadas, seguida pela conversão da energia potencial em energia cinética e pela formação do vórtice ciclônico, que gera divergência horizontal e velocidades verticais. Estas velocidades propagam a perturbação para as camadas acima, gerando vorticidade relativa nova, alimentada pelo fluxo de energia cada vez mais raso. Apesar do vórtice gerar ressurgência e subsidência, o fluxo de energia para a perturbação ocorre apenas em profundidades mais rasas que 800 m, o que explicaria a subida (e não descida) do vórtice. No final da subida da CCI, há uma estabilização da coluna d'água (diminuição das magnitudes de $\partial\overline{q}/\partial x$), enfraquecimento do vórtice em profundidade e inversão do fluxo de energia, que volta a ser na direção do escoamento médio. O fortalecimento do escoamento médio torna a estrutura vertical baroclinicamente mais instável, reiniciando o ciclo.

Este ciclo é bastante semelhante ao observado por Spall (1996) para o sistema Corrente do Golfo / Corrente de Contorno Oeste Profunda no Atlântico Norte. O autor observou que os giros da Corrente do Golfo, originados num ambiente de grande instabilidade baroclínica, promovem a subida de águas profundas. Estas águas, ao entrarem na Corrente do Golfo, tinham um papel estabilizador, diminuindo a intensidade dos giros e provocando o retorno da corrente de contorno para sua

trajetória média, o que aumentava a instabilidade baroclínica na coluna e, assim, reiniciava o ciclo. As escalas de tempo e espaço em cada um dos trabalhos são distintas, mas guardam uma proporção na mesma ordem de grandeza. Spall (1996) analisou giros com eixo maior de quase 2.000 km e oscilações de energia com período decadal, enquanto neste trabalho o vórtice tem cerca de 70 km e um ciclo de 50 dias, se considerarmos que entre o dia 20 e 45 houve meio ciclo. Este período estaria compatível com Campos e Olson (1991) e Stevenson e Lorenzzetti (1996) que observaram picos de energia entre 50 e 60 dias no Atlântico sudoeste.

Apesar de serem necessários complexos cálculos adicionais (decomposição em modos, dispersão da taxa de crescimento para os números de onda possíveis, identificação dos modos instáveis e respectivas amplitude e fase e detecção desses modos no modelo) para verificar se o fluxo é realmente instável, o fato do vórtice se formar numa condição provável de c_i diferente de zero e na profundidade teórica em que ocorreria o fluxo de energia do escoamento médio para a perturbação é um forte indício de que sua origem é decorrente de um processo de instabilidade baroclínica.

No entanto, sem fazermos a decomposição em modos verticais, é dificultada a tarefa de caracterização da perturbação que se instabiliza. Pelos resultados encontrados, fica clara a importância da CCI na dinâmica do vórtice. Spall (1996) mostrou a importância das oscilações da corrente de contorno oeste profunda sobre as características de estabilidade e a trajetória do eixo da Corrente do Golfo.

Conforme visto, há variações verticais e horizontais do eixo da CCI. Além disso, sua trajetória na profundidade de interface com a CB é influenciada pelo giro subtropical, principalmente no que se refere à latitude de bifurcação da CSE, e, portanto, sujeita a variações em diferentes escalas de tempo. Estas oscilações da CCI no espaço e no tempo devem influenciar a formação dos vórtices. Outra característica observada foi que o meandramento da CB surgiu após a formação do vórtice em profundidade, o que indica que a onda de Rossby topográfica sobreposta à CB, sugerida por Calado (2001) como o gatilho para a instabilização, parece não ser a única perturbação capaz de instabilizar o sistema CB-CCI.

Feita esta análise dos processos ocorridos na simulação controle, é preciso verificar se o experimento de assimilação, definido no item 3.1, consegue reproduzir o padrão identificado, apresentando desempenho satisfatório também no aspecto físico. Para tal, são apresentados, nas Figuras 3-43, 3-44, 3-45 e 3-46, os mesmos diagnósticos físicos, agora referentes ao experimento de assimilação. Foram

considerados apenas os resultados posteriores ao dia 20, pois, como foi visto, o esquema de assimilação precisa de um período de cerca de 30 dias para estabilizar.

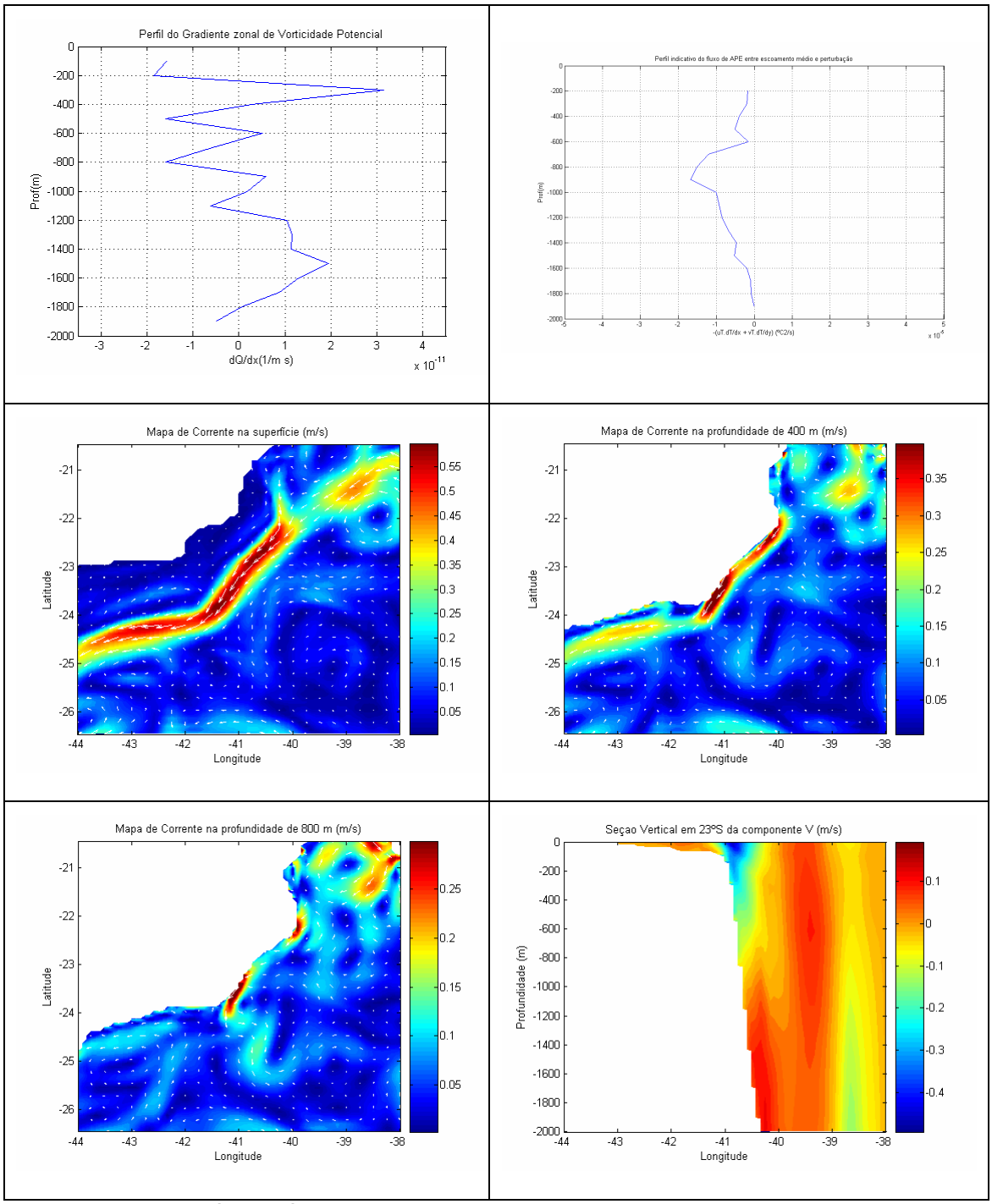

Figura 3-43: diagnóstico físico do dia 20 do experimento de assimilação: perfil vertical de $\partial\overline{q}/\partial x$ (acima, esquerda), perfil vertical de E_{var} (acima, direita), mapa de corrente na superfície (meio, esquerda), mapa de corrente a 400 m (meio, direita), mapa de corrente a 800 m (abaixo, esquerda) e seção vertical em 23ºS da componente V da corrente (abaixo, direita).

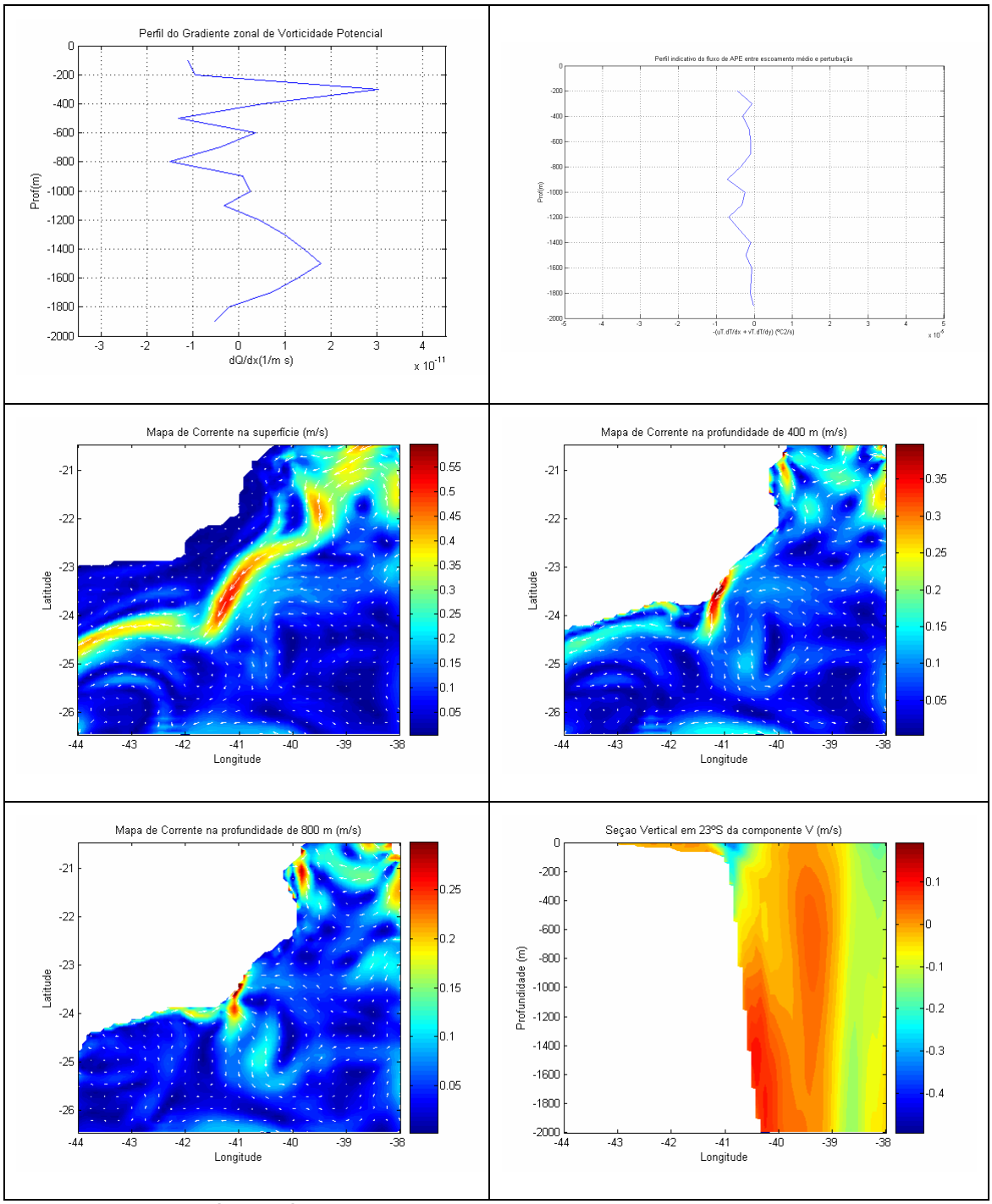

Figura 3-44: diagnóstico físico do dia 30 do experimento de assimilação: perfil vertical de $\partial\overline{q}/\partial x$ (acima, esquerda), perfil vertical de E_{var} (acima, direita), mapa de corrente na superfície (meio, esquerda), mapa de corrente a 400 m (meio, direita), mapa de corrente a 800 m (abaixo, esquerda) e seção vertical em 23ºS da componente V da corrente (abaixo, direita).

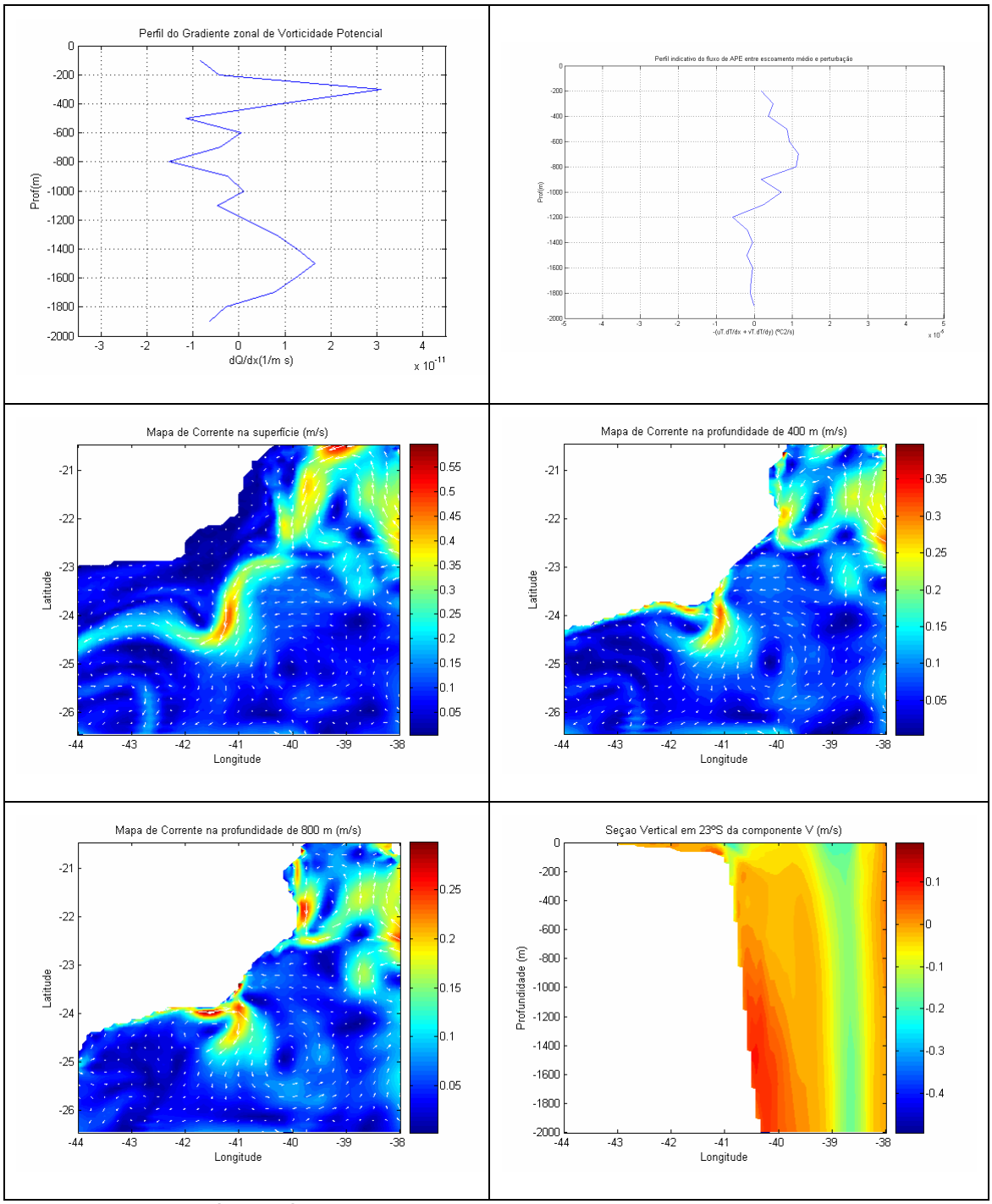

Figura 3-45: diagnóstico físico do dia 40 do experimento de assimilação: perfil vertical de $\partial\overline{q}/\partial x$ (acima, esquerda), perfil vertical de E_{var} (acima, direita), mapa de corrente na superfície (meio, esquerda), mapa de corrente a 400 m (meio, direita), mapa de corrente a 800 m (abaixo, esquerda) e seção vertical em 23ºS da componente V da corrente (abaixo, direita).

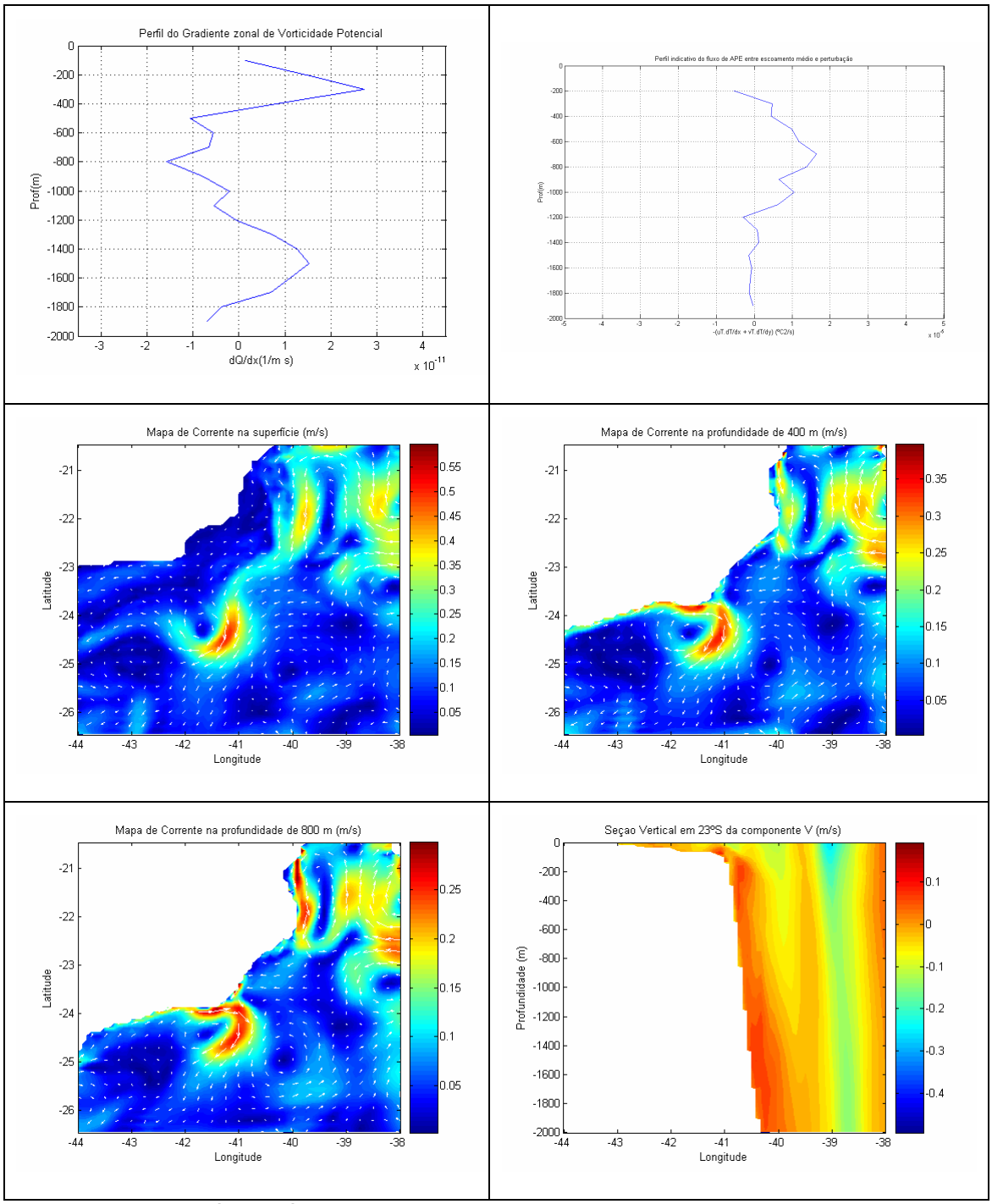

Figura 3-46: diagnóstico físico do dia 45 do experimento de assimilação: perfil vertical de $\partial\overline{q}/\partial x$ (acima, esquerda), perfil vertical de E_{var} (acima, direita), mapa de corrente na superfície (meio, esquerda), mapa de corrente a 400 m (meio, direita), mapa de corrente a 800 m (abaixo, esquerda) e seção vertical em 23ºS da componente V da corrente (abaixo, direita).

Com exceção do dia 45, os perfis de $\partial\overline{q}/\partial x$ são bastante semelhantes ao observado no controle, indicando que a estrutura de estratificação e do escoamento

médio, principalmente seu cisalhamento vertical, é bem representada na simulação de assimilação.

Percebe-se pelos perfis de E_{var} que o fluxo de energia somente fica positivo a partir do dia 40 (antes disso, não se observa vórtice em nenhum nível). Apesar de o pico ser também entre 700 e 800 m, o trecho positivo do perfil abrange uma faixa de profundidade maior, entre 0 e 1200 m, mas com magnitude menor. Assim, o vórtice pode ser visto tanto em 400, como em 800 m, mas com menores velocidades tangenciais, se comparadas ao controle.

Ou seja, apesar do vórtice surgir em profundidade, como no controle, sua formação e crescimento ao longo da coluna são mais pontuais no tempo. Com isso, a variação na localização do núcleo entre a superfície e 800 m é bem menor do que a observada no controle, também explicando o aumento com a profundidade da diferença de localização do núcleo entre o controle e o experimento de assimilação, para cada nível. Ou seja, como o vórtice aparece quase que simultaneamente nas 3 profundidades na assimilação, não ocorre a advecção diferenciada ao longo da coluna d'água, como visto no controle.

Assim, pelas características de E_{var} e de $\partial\overline{q}/\partial x$, pode-se dizer que o vórtice do experimento assimilado, assim como no controle, foi gerado por instabilidade baroclínica. A principal diferença é quanto ao início do fluxo de energia. Uma possível explicação para isso pode ser tirada dos mapas de seção vertical (Figuras 3-36 a 3-39) e da evolução temporal das velocidades verticais (Figura 3-40). Percebe-se no controle que, no dia 20, quando o vórtice se forma, o núcleo da CCI se encontra abaixo de 1000 m. Deve-se lembrar que os coeficientes de correlação entre ESM e o campo de massa diminuem bastante abaixo dessa profundidade (Figura 2-15). Sendo assim, o esquema de assimilação teria dificuldade em mapear a CCI. Conforme a CCI vai subindo, o esquema 'enxerga' melhor o sistema CB-CCI e suas perturbações, gerando o vórtice. As velocidades verticais positivas, induzidas após a formação do vórtice, também contribuiriam para que a CCI atingisse profundidades com maiores correlações com a ESM.

Conclui-se, então, que o escoamento médio é fisicamente bem reproduzido pelo experimento de assimilação, gerando um vórtice por instabilidade baroclínica. Na superfície, o vórtice surge no mesmo período que no controle, mas em profundidade, ocorre um atraso de cerca de 20 dias. Uma explicação possível seria a diferença de fase entre as perturbações no sistema CB-CCI observadas no controle e na assimilação, devida à dificuldade do método de correlações em reconstruir a CCI em

altas profundidades. Este atraso na formação do vórtice explicaria o pico de erro RMS observado em todos os experimentos de assimilação, entre 600 e 800 m, justamente a profundidade principal de ocorrência do fluxo de energia.

Além da variação vertical da magnitude dos coeficientes de correlação, deve-se considerar também a variação horizontal. Como a construção do campo de massa é estatística, determinadas feições são mais bem representadas do que outras, dependendo de sua localização. É válido lembrar ainda que os coeficientes e fatores de correlação foram calculados em relação a um escoamento médio (média de 2 anos), ou seja, sua habilidade maior é em reproduzir o escoamento médio.

Outra possível explicação para a diferença de fase seria uma janela de assimilação insuficiente para resolver a perturbação. Tomando como premissa o fato de que a celeridade da perturbação que se instabiliza é aproximadamente a velocidade da corrente e que o comprimento de onda é equivalente ao raio de deformação de Rossby interno, teríamos, para o dia 20 do controle, na profundidade de 800 m, uma celeridade de 0,1 m/s, com cerca de 40 km de comprimento, resultando num período entre 4 e 5 dias para a perturbação instável. A janela de 1 dia pode, assim, ter sido insuficiente.

Sendo válida a hipótese de que a diferença de fase é devida à magnitude heterogênea dos coeficientes de correlação, principalmente referente à limitação vertical, a imprecisão estaria associada à projeção vertical dos dados superficiais e não ao esquema de assimilação. Devido a isto, no próximo tópico, será testada uma outra metodologia de projeção vertical de dados: o modelo de feição.

3.3 – Potencialidades Visando a um Sistema Operacional de Previsão de Correntes

Alguns resultados obtidos têm grande relevância no que se refere à aplicação de forma operacional da metodologia aqui proposta:

- O vórtice surge em profundidade, 20 dias antes de chegar à superfície.

- A região entre 600 e 800 metros de profundidade, aonde surgiu o vórtice e aonde se observou o principal fluxo de energia entre o escoamento médio e a perturbação é também aonde se tem um pico de erro RMS em todos os experimentos realizados, sendo, portanto, a principal limitação identificada no método.

Obviamente, é necessário que se façam estudos mais abrangentes para se afirmar que os vórtices na região surgem primeiro próximo à interface ACAS-AIA, mas, caso isto se confirme, surge então uma grande oportunidade de se prever sua chegada à superfície.

Utilizando as ferramentas computacionais apresentadas, foi feito, então, uma simulação com assimilação de dados até o dia 20 apenas, ou seja, a partir deste dia, os resultados são prognósticos. A Figura 3-47 apresenta os campos de corrente obtidos para o dia 45, confrontados com a circulação do controle.

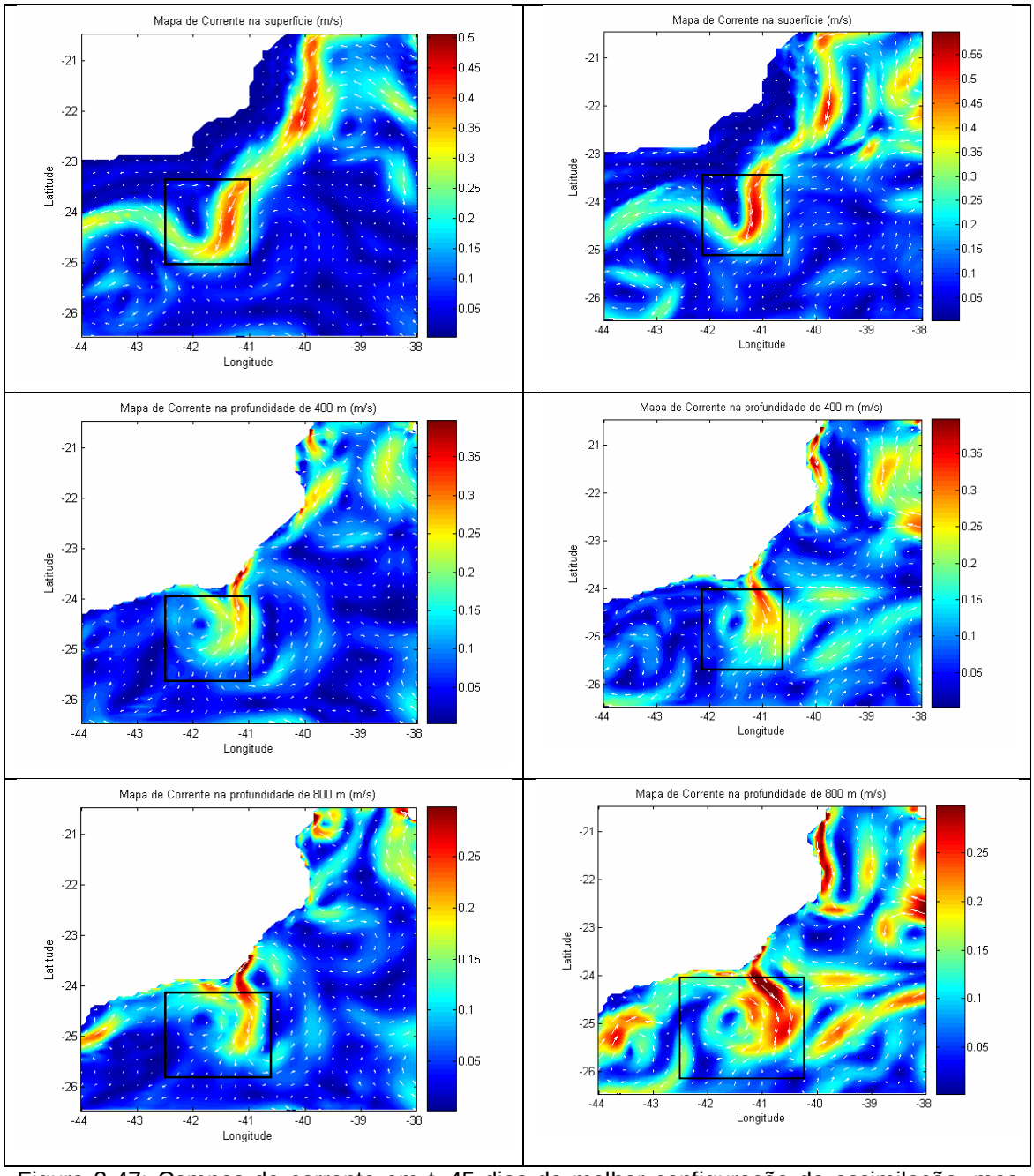

Figura 3-47: Campos de corrente em t=45 dias da melhor configuração de assimilação, mas com assimilação de dados até o dia 20 apenas (esquerda) e do controle (direita) para a superfície (acima), 400 m (meio) e 800 m (abaixo).

Constatou-se que o método de assimilação foi capaz de prever, com mais de 20 dias de antecedência, a chegada do vórtice à superfície. O vórtice foi previsto em todas as profundidades, mas deve-se destacar a grande semelhança entre o controle e a simulação prognóstica principalmente na superfície. A trajetória e a intensidade da CB, principal feição da circulação superficial na região, estão bastante similares.

Confirmada a excelente capacidade de previsão, pôde-se passar para o passo seguinte. Para tentar minimizar a limitação imposta pelo método, verificada no pico de erro RMS dos experimentos de assimilação, foram feitos testes simulando a presença de fundeios de correntômetros em pontos estratégicos, a fim de se obterem dados de corrente para assimilação ao longo da coluna d'água. Ou seja, aqui já está se pensando num sistema de previsão oceanográfica, capaz de integrar e assimilar dados de satélite e *in situ*.

Os perfis verticais serão utilizados na construção de um modelo matemático da CB. Os modelos de feição oceanográfica obtidos a partir de observações de velocidade foram inicialmente desenvolvidos por Spall e Robinson (1990) e aplicados com sucesso em diversos trabalhos por Gangopadhyay e Robinson (Gangopadhyay e Robinson, 1997, 2002; Gangopadhyay *et al*., 1997, 2003). O objetivo é construir matematicamente determinada feição (tais como correntes, vórtices, frentes etc.) e inseri-la no modelo. A equação proposta pelos autores para o modelo da velocidade de uma corrente é a seguinte:

$$v(x,y,z) = \gamma(x)\left\{\left[V^S(y) - V^F(y)\right]\phi(y,z) + V^F(y)\right\}, \tag{3.31}$$

onde γ é a estrutura da corrente em x, ϕ é a estrutura em y e z, V^S é a velocidade na superfície e V^F é a velocidade no fundo. Ou seja, a partir das velocidades na superfície e no fundo e a estrutura idealizada da corrente nos 3 eixos cartesianos, é possível construir matematicamente a corrente, cujo eixo principal está na direção y, nesse caso.

O modelo de feição aqui construído é bem mais simples que este. O perfil em z não será calculado e sim, obtido dos fundeios. A localização hipotética desses fundeios se baseou no mapa de variância da componente V superficial (Figura 3-48), em relação a uma média de 2 anos. Pode-se notar que a região de maior variância é a ocupada pela CB, refletindo sua trajetória meandrante. Nela, ainda se destacam com maior variância duas regiões, nas latitudes de 21,25ºS e 22,5ºS, ocupando a mesma faixa de longitude, em cerca de 40,2ºW.

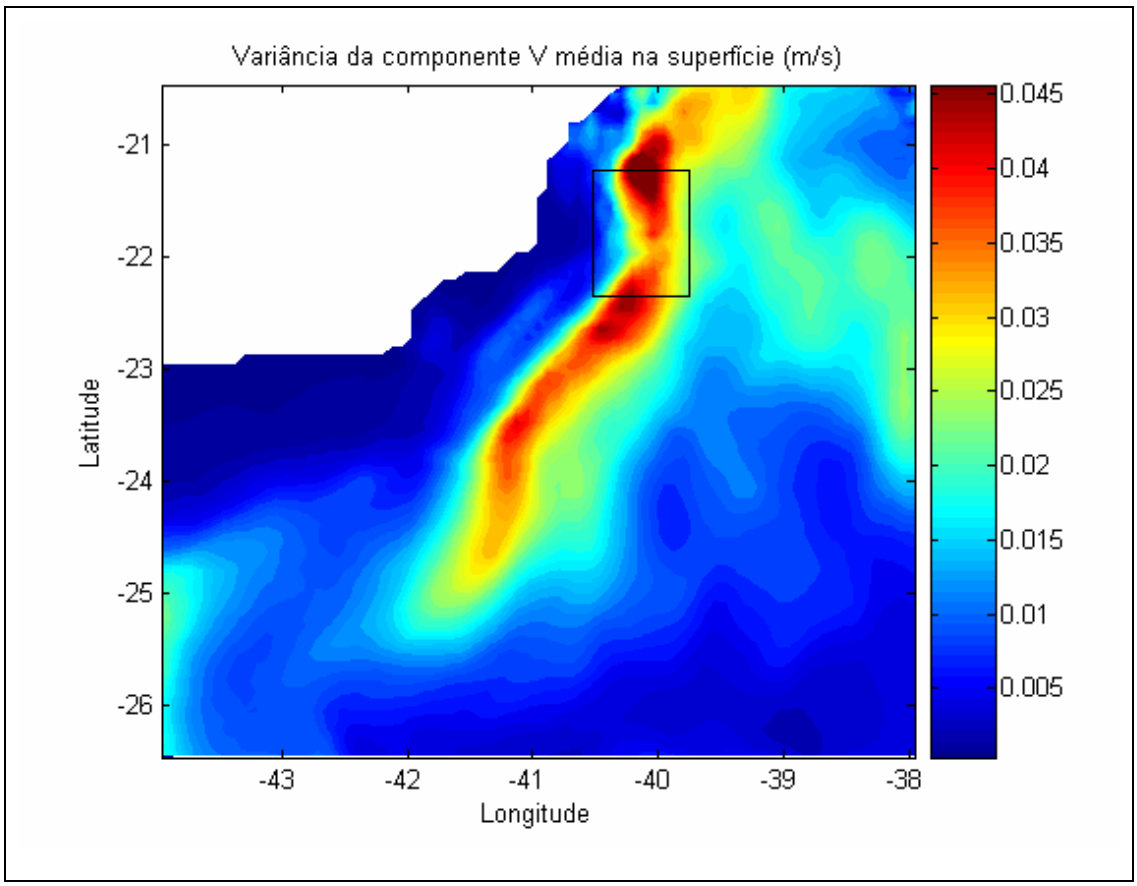

Figura 3-48: mapa de variância da componente V superficial

Como o objetivo é justamente mapear melhor as oscilações em torno da média e, assim, assimilar melhor as perturbações da CB, os pontos dos fundeios serão nestas 2 regiões. A fim de simplificar o modelo de feição, construindo uma corrente fluindo somente na direção y, definiu-se uma única longitude para os 2 pontos. Abaixo, estão as coordenadas de localização dos fundeios hipotéticos:

- Norte: 21º15'S e 40º10'W.

- Sul: 22º20'S e 40º10'W.

Estas latitudes serão os limites norte e sul do modelo de feição. A função em x nesses limites, para cada lado do eixo (longitude dos fundeios), foi extraída de Fernandes (2005):

lado costeiro:

$$V(x,z) = V_0(z)\exp\left(\frac{-(x-x_0)^2}{l_c^2}\right), \tag{3.32}$$

lado oceânico:

$$V(x,z) = V_0(z)\exp\left(\frac{-(x-x_0)^2}{l_o^2}\right), \tag{3.33}$$

onde V_0 é a velocidade do eixo (obtida dos fundeios), x_0 é a posição do eixo, l_c é a distância entre o eixo e o limite oeste (costeiro) do modelo de feição e l_o é a distância entre o eixo e o limite leste.

Baseado nos resultados do controle, os valores de l_c e l_o foram definidos como 20' e 25' (4 e 5 pontos de grade), respectivamente. Com isto, pôde-se definir a área total do modelo de feição (destacada num retângulo preto na figura acima), sendo os limites oeste e leste de 40º30'W e 39º45'W, respectivamente.

De posse das informações da estrutura em z e em x, foi feita uma interpolação linear em y das seções verticais de velocidade nos limites norte e sul. Assim, o procedimento para a construção do modelo da CB seguiu os seguintes passos:

- definição da localização dos fundeios (limite norte e sul do modelo)

- obtenção dos perfis verticais de V

- cálculo da variação de V em x para cada lado do eixo, obtendo-se as seções verticais de V nos limites norte e sul.

- interpolação linear em y, chegando ao modelo 3D da CB.

O experimento de melhor desempenho na assimilação de dados superficiais foi executado novamente, agora assimilando também os dados tridimensionais do modelo de feição. Como estamos simulando um fundeio, foi suposto que a disponibilidade de dados tinha freqüência horária, sendo esta a janela de assimilação do modelo de feição, enquanto que os dados de 'satélite' permaneceram com freqüência diária. Ou seja, para cada hora, ao longo de 68 dias, foi construído um modelo de feição e assimilado progressivamente pelo seguinte esquema de relaxação newtoniana:

$$V^{n+1} = V_{\mathrm{mod}} + R_{feição}\left(V_{assim} - V_{\mathrm{mod}}\right), \tag{3.34}$$

$$R_{feição} = \frac{1}{t_a}\exp\left(\frac{-abs(t_{jan})}{t_d}\right), \tag{3.35}$$

onde t_a = 1 hr e t_d = 0,25 hs.

A Figura 3-49 apresenta os perfis de erro RMS médio no tempo referentes ao experimento com e sem assimilação do modelo de feição, com uma ampliação na profundidade entre 500 e 900 m. Para não incluir as perturbações entre o modelo de feição e o *background* no cálculo do RMS, este foi feito apenas para a região do vórtice: 23º-26ºS e 39,5º-42,5ºW.

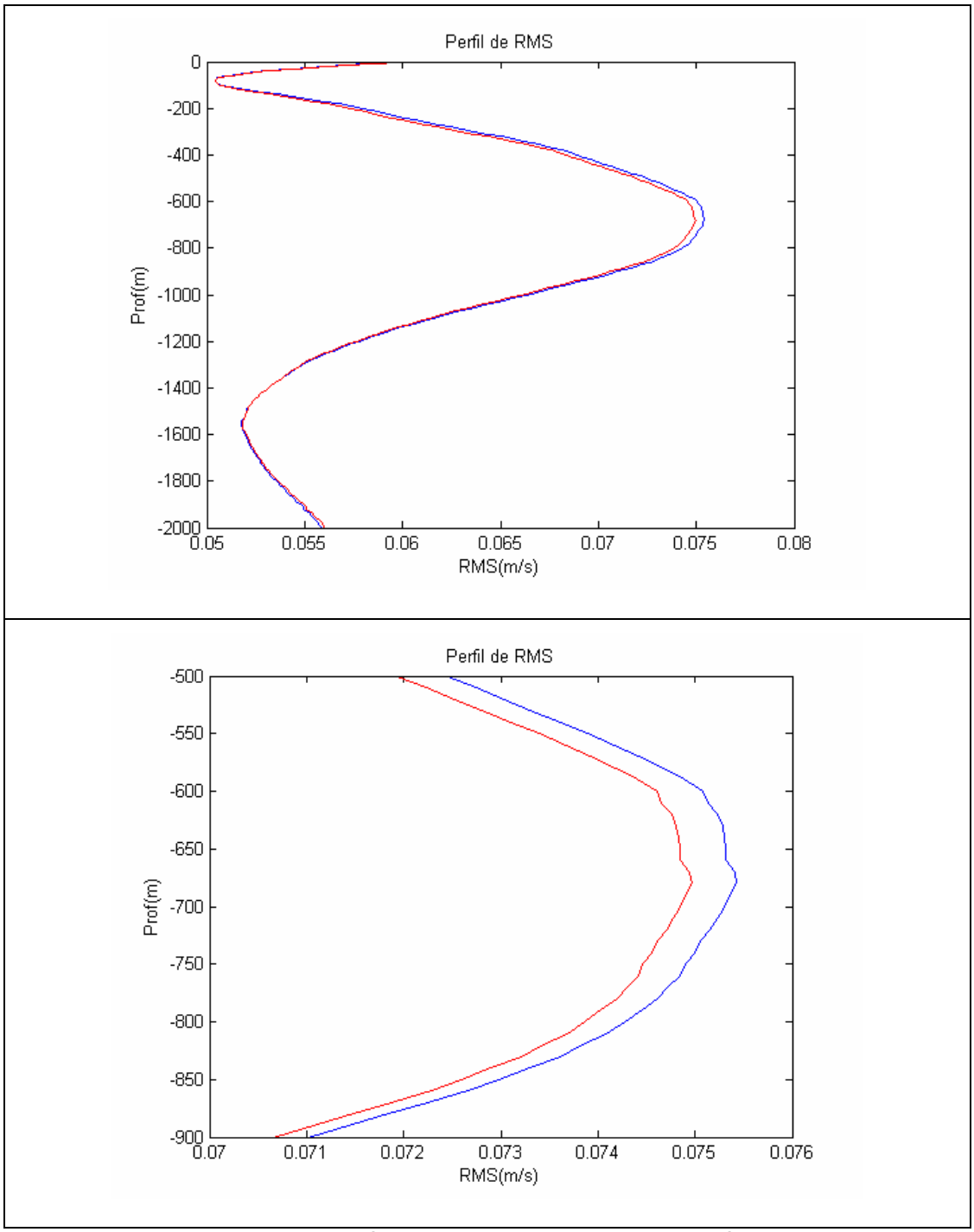

Figura 3-49: Perfis de erro RMS médio no tempo para a região do vórtice, com (vermelho) e sem (azul) assimilação do modelo de feição. Abaixo, uma ampliação na profundidade de interesse, entre 500 e 900 m.

Observa-se que o desempenho de ambos os experimentos é praticamente idêntico ao longo da profundidade, com exceção da faixa entre 500 e 900 m, exatamente a região em que foram encontrados os picos de RMS, aonde nota-se um desempenho melhor do experimento com assimilação do modelo de feição. Constata-se, portanto, que a assimilação de perfis verticais de velocidade, através de modelos de feição, é capaz de melhorar o desempenho dos esquemas de assimilação de dados superficiais apenas.

É válido ressaltar que a melhoria se dá essencialmente na profundidade aonde ocorre o fluxo de energia do escoamento médio para a perturbação, sendo mais um indicativo de que este pico de erro se deve à limitação da projeção vertical dos dados de superfície em reproduzir o escoamento perturbado. É possível, dessa forma, atenuar a limitação inicialmente detectada.

Deste modo, os dois pontos destacados no início deste tópico foram abordados de forma satisfatória. O teste de simulação prognostica indicou uma capacidade de previsão do vórtice com mais de 20 dias de antecedência e o teste com o modelo de feição indicou ser possível atenuar a limitação do pico de RMS em profundidade através da assimilação de perfis verticais.

4 - Conclusões

Os resultados deste trabalho buscaram atender a 3 objetivos principais:

- avaliação da capacidade de se reproduzir o campo de correntes e feições oceanográficas a partir de assimilação de dados superficiais de TSM e ESM.

- avaliação da adequação física do melhor experimento de assimilação.

- avaliação do potencial da metodologia como parte de um sistema operacional de previsão.

A avaliação dos experimentos de assimilação foi baseada na metodologia de experimentos gêmeos, onde os dados superficiais utilizados como observações são extraídos de uma simulação controle e, após extrapolação vertical, assimilados em outras simulações com condições iniciais diferentes das do controle. Ambas as classes de simulações (controle e experimentos de assimilação) foram realizadas com o POM.

O método de extrapolação vertical converte dados superficiais de elevação (ESM) e temperatura da superfície do mar (TSM) em campos tridimensionais de temperatura e salinidade, a partir de correlações entre estes parâmetros. Ou seja, apesar das observações serem de ESM e TSM, os parâmetros efetivamente assimilados são a temperatura e a salinidade obtidas na extrapolação. A análise de mapas, seções e perfis verticais dos coeficientes de correlação entre as observações extraídas do controle e o campo de massa indicou que, na superfície (0 a 180 m), a melhor representação do campo de massa deveu-se à projeção vertical dos dados de TSM, enquanto que na profundidade entre 400 e 1000 m, o campo de massa foi mais bem representado pela projeção vertical dos dados de ESM.

Antes da assimilação de dados, foco dos objetivos citados, foi verificado se os resultados de uma simulação longa do POM, inicializada com dados de abril de 1996, estavam compatíveis com o campo médio do OCCAM, de onde foram obtidas as condições iniciais, e com a literatura. Concluiu-se que o escoamento médio da CB e a estrutura vertical de massas d'água foram bem reproduzidos, sendo as diferenças atribuídas à não inclusão no POM de vento e fluxos de calor na superfície. Isto validou a utilização desta simulação para a definição do período de controle e para o cálculo dos coeficientes e fatores de correlação entre os dados superficiais e o campo de massa tridimensional.

Quanto ao primeiro objetivo destacado, foram testadas 49 combinações de parâmetros de assimilação via relaxação newtoniana, em experimentos de *hindcast* (todos os dados de assimilação eram previamente conhecidos) com duração de 68 dias. Em todos eles, foram necessários cerca de 30 dias para o esquema de assimilação estabilizar. Os resultados mostraram que o desempenho dos experimentos depende da função-peso da relaxação newtoniana (R), da área e da profundidade de interesse. A função-peso, por sua vez, depende da escala de tempo de relaxação newtoniana (t_a), de quão localmente no tempo os dados são assimilados em relação ao tempo da observação (t_d) e da função do coeficiente de correlação. Desta forma, para a aplicação desta metodologia em outra região, recomenda-se a avaliação destes parâmetros, conforme testes feitos neste trabalho.

Na definição dos melhores esquemas de assimilação, priorizou-se o desempenho na superfície, pois as principais aplicações de prognósticos hidrodinâmicos, tais como a previsão da trajetória de óleo, em caso de vazamento no mar, demandam como entrada o campo superficial de correntes.

O melhor esquema de assimilação de TSM para a região de interesse foi:

$$T^{n+1} = T_{\mathrm{mod}} + \frac{1}{1dia}\exp\left(\frac{-abs(t_{jan})}{0.25dia}\right)\exp\left(abs(coef)-1\right)\left(T_{assim} - T_{\mathrm{mod}}\right)$$

No entanto, apesar de melhorar a circulação superficial, este esquema não gerou o vórtice observado na simulação controle.

Em relação à assimilação de ESM, o esquema que apresentou o menor RMS na superfície para a região de interesse foi:

$$T^{n+1} = T_{\mathrm{mod}} + \frac{1}{0.5dia}\exp\left(\frac{-abs(t_{jan})}{2.0dia}\right)\left(T_{assim} - T_{\mathrm{mod}}\right)$$

Ao contrário da TSM, o melhor esquema de assimilação de ESM foi capaz de reproduzir o vórtice do controle. A maior capacidade de previsão está relacionada às altas correlações entre a ESM e o campo de massa na profundidade de 400 a 1000 m, região onde se desenvolveu o processo de instabilidade baroclínica.

No entanto, o melhor esquema, considerando todos os testes feitos, envolveu a assimilação conjunta de TSM e ESM:

$$T^{n+1} = T_{\mathrm{mod}} + R^{TSM}\left(T_{assim}^{TSM} - T_{\mathrm{mod}}\right) + R^{ESM}\left(T_{assim}^{ESM} - T_{\mathrm{mod}}\right)$$

$$R^{TSM} = \frac{1}{1dia}\exp\left(\frac{-abs(t_{jan})}{0.25dia}\right)\exp\left(abs(coef^{TSM}) - 1\right)$$

$$R^{ESM} = \frac{1}{0.5dia}\exp\left(\frac{-abs(t_{jan})}{2.0dia}\right)$$

Alguns resultados observados nesse experimento de assimilação mereceram destaque:

- Melhoria de até 70% na superfície, comparado ao experimento sem assimilação.

- No dia 45 (dia definido como o do aparecimento do vórtice na superfície), todas as feições superficiais do controle foram reproduzidas pelo experimento de assimilação.

- No mesmo dia, o vórtice foi reproduzido em todos os níveis (0, 400 e 800m), mas com o aumento da profundidade, observou-se uma maior diferença entre suas características no controle e na assimilação. No entanto, a localização do núcleo, a profundidade e as velocidades tangenciais indicaram que o vórtice foi reproduzido de forma satisfatória.

Assim como observado em Ezer e Mellor (1997), a assimilação conjunta de TSM e ESM produziu os melhores resultados. Os autores também não conseguiram reproduzir os vórtices da Corrente do Golfo com a assimilação exclusiva de TSM, mas o fizeram com a assimilação exclusiva de ESM.

No entanto, ao contrário destes autores, que utilizaram a interpolação ótima como método de assimilação, os resultados aqui obtidos foram gerados por um algoritmo de relaxação newtoniana, menos custoso em termos computacionais. Como novidade, a fim de conciliar as características dos métodos de assimilação e de projeção vertical dos dados, foram testadas funções-peso proporcionais aos coeficientes de correlação, nunca utilizadas em esquemas de relaxação descritos na literatura. Conforme já destacado, essa nova abordagem foi capaz de reproduzir a circulação superficial e, especificamente, o vórtice ciclônico com boa semelhança ao observado no controle. Portanto, o esquema de assimilação utilizado neste trabalho, numericamente mais simples e sem demandar o conhecimento prévio dos erros de modelo, conforme exigido por esquemas de interpolação ótima, atendeu ao primeiro objetivo.

No tocante ao segundo objetivo, foi feito inicialmente uma comparação, entre o controle e a literatura, das características da CB e do sistema CB-CCI, mostrando que o controle conseguiu representar bem as principais feições oceanográficas da região.

Na evolução temporal, observou-se que o vórtice ciclônico foi gerado em profundidade (800 m), mais de 20 dias antes de chegar à superfície. As principais características do padrão encontrado foram: comportamento da CB típico de escoamento médio no início do período, mas com perfil de $\partial\overline{q}/\partial x$ instável baroclinicamente; formação do vórtice em 800 m (interface entre ACAS e AIA) no dia 20, numa condição favorável de fluxo de energia para perturbação nesta profundidade; diminuição da profundidade do núcleo da CCI a partir do dia 20, modificando a espessura da camada superficial, onde flui a corrente média (CB), que, por sua vez, tem sua posição relativa à costa também modificada; 'subida' do sinal do vórtice, chegando à superfície no dia 45; diminuição da magnitude dos picos de $\partial\overline{q}/\partial x$ nos dias 40 e 45; enfraquecimento da CB enquanto o vórtice se desenvolve em profundidade e reintensificação quando ele chega à superfície.

Este padrão sugere o seguinte cenário para o ciclo de oscilação entre escoamento básico e vórtice: instabilização da perturbação em profundidade, devido ao sistema baroclinicamente instável e ao fluxo de energia do escoamento médio para a perturbação; formação do vórtice ciclônico; aumento da divergência horizontal; indução de fluxo vertical de quantidade de movimento, que propaga a perturbação para as camadas acima; geração de vorticidade relativa nova, alimentada pelo fluxo de energia potencial cada vez mais raso, fazendo com que o vórtice suba ao longo do tempo. No final da subida da CCI, percebem-se uma estabilização da coluna d'água e um fluxo de energia novamente para o escoamento médio, enfraquecendo o vórtice em profundidade. O fortalecimento do escoamento médio torna a estrutura vertical baroclinicamente mais instável, reiniciando o ciclo.

O fato do vórtice se formar numa condição provável de c_i diferente de zero e na profundidade teórica em que ocorreria o fluxo de energia do escoamento médio para a perturbação é um forte indício de que sua origem foi decorrente de um processo de instabilidade baroclínica. Quanto à perturbação que origina o vórtice, houve fortes indicativos de que as oscilações da CCI têm importante influência nesse processo de instabilidade. A ocorrência do vórtice antes do meandramento da CB sugere que uma onda de Rossby topográfica sobreposta à CB parece não ser o único gatilho capaz de disparar esse processo. A caracterização dos diferentes tipos de perturbações capazes de instabilizar o sistema CB-CCI merece estudos mais aprofundados, com

maior atenção à variabilidade horizontal e vertical da corrente intermediária. É válido lembrar que a maioria dos estudos já feitos na região concentrou o foco na CB.

Apesar de bem fundamentado, o estudo físico de um único vórtice observado no controle é insuficiente para estender suas características aos vórtices típicos da região de Cabo Frio, onde ocorre brusca mudança da linha de costa. Análises preliminares da simulação longa indicaram que pelo menos outro vórtice ciclônico isolado foi formado em profundidade nesta região, indicando que o mecanismo observado neste trabalho deve ser relevante na formação deste tipo de vórtice. Já os vórtices que aparecem em pares ciclônico e anticlônico, respectivamente nas bordas oeste e leste da CB, também comuns na região, aparentaram ter gênese distinta na simulação longa, pois seu surgimento parece ocorrer simultaneamente ao longo do primeiro quilômetro de profundidade. Silveira *et al*. (2000) sugerem que estes pares vorticais são gerados por ondas de Rossby topográficas barotropicamente instáveis.

Especulamos, então, que há, no mínimo, 2 tipos de vórtice na região, gerados predominantemente por instabilidade baroclínica ou predominantemente por instabilidade barotrópica. O primeiro obedeceria à dinâmica aqui observada, com formação na profundidade de interface entre ACAS/CB e AIA/CCI e 'propagação' até a superfície. Recomendam-se, no entanto, estudos complementares que investiguem a profundidade em que ocorre o fluxo de energia para os diferentes tipos de vórtice locais e como é a variação deste fluxo no espaço e no tempo, a fim de corroborar, ou não, esta hipótese.

Concluiu-se que o escoamento médio foi fisicamente bem reproduzido pelo experimento de assimilação, que apresentou estrutura vertical do gradiente zonal de vorticidade potencial semelhante a do controle. Conseguiu-se forçar a instabilidade baroclínica responsável pelo crescimento do vórtice em estudo. Na superfície, o vórtice surgiu no mesmo período que no controle.

O atraso de cerca de 20 dias entre o aparecimento do vórtice em 800 m no controle e na assimilação foi explicado pela variação na capacidade do método de correlações em representar a CCI e as oscilações a ela relacionadas. A variação vertical da CCI faz com que ela seja mais bem representada quando atinge profundidades menores que 1000 m. Houve, assim, uma provável diferença de fase entre as perturbações no sistema CB-CCI geradas no controle e na assimilação. Com o passar do tempo, a estrutura vertical do experimento de assimilação convergiu para a do controle. O mapeamento da CCI pareceu, portanto, ter papel fundamental na

capacidade do esquema em reproduzir os vórtices na região, o que reforça a importância desta corrente na origem dos giros.

O pico de erro RMS médio por área e no tempo nos perfis verticais obtidos em todos os experimentos de assimilação, entre 500 e 800 m, está situado justamente na profundidade principal de ocorrência dos fluxos de energia para a perturbação. Portanto, o atraso no desencadeamento da instabilidade baroclínica nestas profundidades pelo experimento de assimilação seria a principal explicação para o pico de RMS.

Considerando os 2 primeiros objetivos, é possível responder importantes indagações feitas por Moore *et al*. (1987) em seus estudos de assimilação de dados no Oceano Índico:

- Quanto tempo do passado é preciso conhecer para forçar adequadamente o modelo? Para o modelo de meso-escala aqui utilizado, foram necessários cerca de 30 dias de assimilação, partindo-se de uma condição inicial de climatologia de temperatura e salinidade.

- Quais parâmetros têm real importância na assimilação? A assimilação de elevação foi capaz de reproduzir o vórtice, mas a assimilação conjunta de elevação e temperatura, além de gerar o vórtice, apresentou os melhores resultados para a superfície. É importante frisar que, na prática, os dados de TSM têm grande relevância para as regiões costeiras, onde os dados de altímetros apresentam maiores erros.

- Qual a resolução adequada para os dados? A resolução espacial igual a da grade do modelo, de 9 km aproximadamente, permitiu gerar o vórtice. A resolução temporal, de 1 dia, apesar de ter gerado o vórtice, pode ter sido insuficiente para representar adequadamente a perturbação em profundidade.

Em relação ao terceiro objetivo, constatou-se que o método de assimilação, ao assimilar dados somente até o dia 20 (ou seja, *hindcast* até dia 20 e *forecast*, a partir daí), foi capaz de prever, com mais de 20 dias de antecedência, a chegada do vórtice à superfície. Inclusive, comparando-se as Figuras 3-31 e 3-47, percebe-se que o resultado do *forecast* para o dia 45 aparentemente representa melhor a CB do que o *hindcast*. No entanto, considerando a coluna d'água toda na região de interesse e todos os dias posteriores ao dia 30, o erro RMS médio do *hindcast* foi menor (não apresentado), como era de se esperar. Isto leva a crer que, quando as perturbações crescem, aumentando a componente não-linear do sistema, o peso da solução do modelo, que considera as equações primitivas, deveria ser maior que o peso dos dados assimilados, baseados em correlações estatísticas com habilidade maior em

representar o escoamento médio, que é mais próximo da dinâmica quase-geostrófica linear.

O resultado do *forecast* é de extrema relevância em termos operacionais. Tanto no sentido de segurança de operações *offshore*, quanto na previsão do transporte de óleo em caso de vazamentos, 20 dias é um tempo relativamente confortável para o planejamento e tomada de decisões.

Assim, este trabalho demonstrou ser possível prever os freqüentes vórtices existentes nas Bacias de Campos e Santos, que tornam a circulação na principal região produtora de petróleo do país muito complexa. Isto nunca tinha sido feito até então e significa um importante passo para a oceanografia operacional no Brasil.

O grande avanço em termos ambientais residiu na capacidade de se prever a circulação superficial (e não apenas o surgimento de vórtices), com acurácia e antecedência comprovadamente satisfatórias. Sabe-se que o campo de correntes superficial é o principal determinante da trajetória de machas de óleo no mar, em caso de vazamentos. Esta metodologia, acoplada a um modelo de transporte de óleo, permite, portanto, melhorar a previsão de possíveis áreas atingidas pelo óleo e do tempo para isto ocorrer, facilitando as operações de contingenciamento.

Para atenuar o pico de RMS, que foi a principal limitação identificada, foi proposta a assimilação de modelo de feição, construído a partir de perfis verticais de velocidade, obtidos por fundeios hipotéticos. Houve uma melhoria exatamente na profundidade aonde ocorre o fluxo de energia do escoamento médio para a perturbação, diminuindo a limitação.

Em termos operacionais, portanto, seria válido focar estudos e recursos em um método que combinasse a assimilação de dados superficiais (de satélite) através de correlações estatísticas, com a assimilação de dados verticais (*in situ*), via modelo de feições. Os resultados utilizando um modelo de feição extremamente simplificado foram, conforme apresentado, promissores nesse sentido. Sistemas operacionais que monitoram a Corrente do Golfo foram bem sucedidos na previsão do sistema corrente-vórtice utilizando os conceitos de modelos de feição (Glenn e Robinson, 1995; Gangopadhyay e Robinson, 1997).

A descrição matemática das oscilações da CB pode ser aprimorada. Além de equações mais robustas na definição da corrente, pode-se pensar num segundo modelo de feição, situado logo ao sul da área do modelo utilizado neste trabalho, mas com direção NE-SW. O objetivo seria cobrir toda a área de alta variância identificada entre as latitudes de 21º e 24ºS (Figura 3-48).

Dados verticais *in situ*, obtidos em pontos estratégicos, além de poderem ser assimilados, podem ser úteis no monitoramento de $\partial\overline{q}/\partial x$ e E_{var} reais. Caso os vórtices na região realmente surjam em profundidade, conforme observado neste trabalho, estes parâmetros podem indicar com antecedência o início de um vórtice na superfície.

O sucesso na assimilação de TSM e ESM, aqui demonstrado, também abre caminho para assimilação de outros dados superficiais. Atualmente, a utilização de radares de alta freqüência, instalados na costa ou em plataformas, para medição de correntes superficiais está cada vez mais difundida. Sugere-se, então, testar a assimilação de função corrente, extraída desses campos superficiais de velocidade, aplicando a metodologia utilizada neste trabalho.

Para um sistema operacional de previsão, entretanto, três simplificações adotadas neste trabalho teriam que ser transpostas. A primeira foi a premissa de que os dados de satélite eram nos mesmo pontos da grade do modelo. Na prática, isto não ocorre e seria necessário desenvolver um esquema de análise objetiva capaz de interpolar para a grade do modelo dados de altimetria e TSM, que apresentam resoluções espaço-temporais diferentes. Mellor e Ezer (1991) encontraram erros 2 a 3 vezes maiores quando assimilaram dados somente nos pontos onde havia track de altímetro, indicando que o erro com a interpolação imperfeita da altimetria é maior que o erro na extrapolação dos dados superficiais ao longo da coluna d'água. Caso as estatísticas destes erros sejam conhecidas, será possível testar a utilização de uma interpolação ótima na superfície.

Os dados de TSM obtidos por satélite têm resolução de 1 a 4 km, compatíveis com a resolução de um modelo capaz de resolver vórtices, mas eles só podem ser obtidos em condições sem nuvens. Por outro lado, os altímetros, por serem sensores ativos na região das microondas, são capazes de realizar medições mesmo com nuvens, mas seus *tracks* chegam a distar centenas de quilômetros. A utilização combinada de vários radares altímetros, a bordo de GFO, Jason-1 e Envisat, pode reduzir esta limitação, trazendo esta distância para ordem de poucas dezenas de quilômetros (Johannessen *et al*., 2000).

Outra simplificação, mais complexa de se resolver, é o fato de considerar o experimento controle como a verdade, o que simplifica bastante o cálculo das estatísticas. Para se calcular os coeficientes e fatores de correlação para o oceano real, teríamos que ter uma série temporal, de no mínimo um ano, de dados de temperatura e salinidade tridimensionais em vários pontos da bacia sudoeste do

Atlântico. Também aqui, poderia ser utilizada uma interpolação ótima para adequação à grade do modelo, sendo necessário o conhecimento dos erros nessas correlações superfície/profundidade.

A terceira simplificação se refere à ausência de troca com a atmosfera: não foram incluídos vento, fluxos de calor, evaporação e precipitação. Estes fatores, apesar de já estarem incluídos no caso de se calcular coeficientes de correlação do oceano real, provavelmente acarretarão uma diminuição dos valores absolutos destes, uma vez que o grau de variabilidade aumentará. Isto será sentido principalmente com relação à inclusão de fluxos de calor, pois serão inseridas variações diárias e sazonais no campo de TSM, o que pode requerer a utilização de diferentes fatores de correlação para cada época do ano.

Para estudos prognósticos, os parâmetros atmosféricos podem ser obtidos de modelos atmosféricos globais. Vale lembrar que o código do modelo aqui utilizado já está preparado para variação no tempo das condições de contorno e para as trocas com a atmosfera.

A suavização da batimetria, outra simplificação adotada, não necessariamente terá que ser suprimida. Para tal decisão, recomendam-se estudos específicos sobre a influência da batimetria na física local, principalmente no que se refere ao seu efeito estabilizador ou instabilizador (vide segundo termo da eq. (3.24)) e às variações introduzidas no gradiente de pressão.

De uma forma geral, contudo, foi visto que metodologias já disponíveis são capazes de criar um sistema de previsão oceanográfica para a bacia sudoeste do Atlântico. Resta saber se a densidade de dados existentes, obtidos principalmente por plataformas, seria capaz de gerar um campo 3D confiável de coeficientes e fatores de correlação. Em caso afirmativo, o sistema precisaria dos seguintes requisitos:

- Cálculo dos coeficientes e fatores de correlação de TSM e ESM nos pontos de medição.

- Interpolação ótima dos coeficientes e fatores para os pontos de grade do modelo.

- Obtenção de dados de TSM e altimetria, a partir de satélites.

- Interpolação ótima desses dados para a grade do modelo.

- Projeção dos dados superficiais em profundidade, a partir dos fatores de correlação.

- Assimilação dos dados 3D, via relaxação newtoniana.

- Instalação de instrumentos de perfilagem vertical em pontos estratégicos.

- Construção de modelos de feição para a área de alta variância da CB.

- Assimilação dos modelos de feição, via relaxação newtoniana.

- Interface com modelo hidrodinâmico global, para obtenção de condições de contorno transientes.

- Interface com modelo atmosférico global, para obtenção de fluxos de calor, vento, precipitação e evaporação transientes.

Um sistema de previsão oceanográfica na costa brasileira, capaz de assimilar diferentes tipos de dados, seria de grande valia nos dias de hoje, principalmente se levarmos em conta as drásticas mudanças que vêm ocorrendo na atmosfera nas últimas décadas, amplamente destacadas nos relatórios divulgados em 2007 pelo IPCC, da ONU.

Somente agora começam a ser dimensionadas as conseqüências climáticas e ambientais destas mudanças e é de vital importância que o Brasil esteja tecnologicamente preparado para identificá-las com antecedência suficiente para remediá-las. Neste contexto, modelos prognósticos acoplados, de pequena e larga escala, são ferramentas indispensáveis na definição probabilística de cenários futuros. O modelo aqui utilizado, de meso-escala com capacidade de prever vórtices, seria, portanto, uma importante peça neste sistema.

No caso específico da indústria petrolífera brasileira, cuja produção se concentra em ambiente marinho, estes avanços se aplicam em diferentes esferas. Em termos de planejamento de Segurança, Meio Ambiente e Saúde, poder-se-ia readequar as estratégias de contingenciamento de derramamentos de óleo e as normas de segurança para estruturas *offshore*, principalmente as flutuantes. Em termos operacionais, isto se traduziria em aumento de eficiência. Financeiramente, além da redução direta de custos, obter-se-ia todo o ganho com o reforço da responsabilidade social e ambiental da empresa. E uma consciência social e ambiental compatível com os rumos atuais do planeta, além de ser a base de uma nova economia que se inicia neste século, será cada vez mais exigida por clientes e, de uma forma geral, pela sociedade de qualquer empresa moderna.

5 - Referências Bibliográficas

ANTHES, R. A., 1974, “Data assimilation and initialization of hurricane prediction models.” *J. Atmos. Sci.*, 31, pp. 702-719.

ASSELIN, R. 1972, “Frequency filters for time integrations”, *Mon. Weather Rev.*, 100, pp 487-490.

ASSIREU, A.T., M.R. STEVENSON, J.L. STECH, 2003, “Surface circulation and kinetic energy in the SW Atlantic obtained by drifters”, *Continental Shelf Research*, 23, pp. 145-157.

BLAYO, E.; DEBREU, L. 2005, “Revisiting open boundary conditions from the point of view of characteristic variables”, *Ocean Modelling*, 9(3), pp 231-252.

BLUMBERG, A. F. & MELLOR, G. L. 1987, “A description of a three dimensional coastal ocean circulation model”. In: *Heaps, N. (Ed.), Three-Dimensional Coastal Ocean Models*. American Geophysical Union, 208p.

BOEBEL, O., DAVIS, R. E., OLLITRAUT, M., PETERSON, R.G., RICHARD, P.L., SCHMID, C.; ZENK, W., 1999, “The Intermediate Depth Circulation of the Western South Atlantic”, *Geophys. Res. Let*., 26(21), pp 3329-3332.

BRYAN, K., AND M. D. COX, 1968, “A nonlinear model of an ocean driven by wind and differential heating. Part 1”, *J. Atmos. Sci*., 25, pp. 945-978.

BUSALACCHI, A.J., 1996, “Data Assimilation in Support of Tropical Ocean Circulation Studies.” In: P. Malanotte-Rizzoli (Editor), *Modern Approaches to Data Assimilation in Ocean Modeling.* Elsevier, 455p.

CACCIARI, P. L.; HARARI, J.; PEREIRA, J. E. R.; TALASKA, A. 1994, “Identificação e distribuição das massas de água e da corrente de superfície sobre a plataforma e o talude continental da Bacia de Campos no verão e inverno de 1992”. In: *Programa de monitoramento ambiental oceânico da Bacia de Campos*, RJ – Relatório Final. FUNDESPA - Fundação de Estudos e Pesquisas Aquáticas.

CALADO, L. 2001, *Dinâmica da formação de meandros e vórtices da Corrente do Brasil ao largo do sudeste brasileiro*. Dissertação de mestrado. Insituto Oceanográfico – USP, São Paulo. 95p.

CAMARGO, R. 1998, *Estudo numérico das circulações atmosférica e oceânica na região da baía de Paranaguá.* Tese de Doutorado, Instituto Astronômico e Geofísico - Universidade de São Paulo, São Paulo, 179 p.

CAMPOS, E. J. D., GONÇALVES, J. E.; IKEDA, Y. 1995, "Water mass characteristics and geostrophic circulation in the South Brazil Bight: summer of 1991", *Journal of Geophysical Research*, 100 (C9), pp 18537-18550.

CAMPOS, E. J. D., IKEDA, Y., CASTRO, B. M., GAETA, S. A., LORENZZETTI, J. A.; STEVENSON, M. R. 1996, "Experiment studies circulation in western South Atlnatic", *EOS*, 77 (27), pp 253-259.

CAMPOS, E. J. D., VELHOTE, D.; SILVEIRA, I. C. A. 2000, "Shelf break upwelling driven by Brazil Current cyclonic meanders", *Geophys. Research Letters*, 27 (6). pp 751-754.

CAMPOS, E. J. D.; OLSON, D. B. 1991, "Stationary Rossby waves in western boundary current extensions", *J. Phys. Oceanogr.* 21(8), pp 1202-1224.

CAPOTONDI, A., HOLLAND, W. R., MALANOTTE-RIZZOLI, P. 1995a, "Assimilation of altimeter data into a quasi geostrophic model of the Gulf Stream system. Part I: dynamical considerations", *Journal of Physical Oceanography*, 25, pp 1130-1152.

CAPOTONDI, A., HOLLAND, W. R., MALANOTTE-RIZZOLI, P. 1995b, "Assimilation of altimeter data into a quasi geostrophic model of the Gulf Stream system. Part II: assimilation results", *Journal of Physical Oceanography*, 25, pp 1153-1173.

CARNES, M. R. , MITCHELL, J. L.; DEWITT, P. W. 1990, "Synthetic temperature profiles derived from Geosat altimetry: comparison with air-dropped expendable bathythermograph profiles", *J. Geophys. Res*., 95, pp 17979-17992.

CARNES, M. R. , TEAGUE, W. J., MITCHELL, J. L. 1994, "Inference of subsurface thermohaline structure from fields measurable by satellite", *J. Atmos. Oceanic Technol*., 11, pp 551-566.

CASTRO FILHO, B. M. 1996. *Correntes e massas de água da plataforma continental norte de São Paulo.* Tese de Livre-Docência. Instituto Oceanográfico, Universidade de São paulo, SP. 248 p.

CASTRO, B.M.; MIRANDA, L.B., 1998, "Physical oceanography of the western Atlantic continental shelf located between 4°N and 34°S." In: Robinson, A.R.; Brink, K.H. (eds.): *The Sea*, 11, pp. 209-252, New York, John Wiley & Sons.

CHARNEY, J. G., 1951, “Dynamical forecasting by numerical process”. *Compendium of Meteorology*. AMS, Boston, MA.

CIRANO, M. 1995. *Utilização do modelo numérico no estudo diagnóstico da circulação oceânica na Bacia de Santos.* Dissertação de Mestrado, Instituto Oceanográfico - Universidade de São Paulo, São Paulo, 116p.

CLANCY, R. M. 1992, “Operational modeling: ocean modeling at the Fleet Numerical Oceanography Center”, *Oceanography*, 5(1), pp 31-35.

COOPER, N. 1988, “The effect of salinity on tropical ocean models” *J. Phys. Oceanogr.*, 18. pp 697-707.

CORNUELLE, B. D.; WORCESTER, P. F. 1996, “Ocean acoustic tomography: integral data and ocean models”. In: P. Malanotte-Rizzoli (Editor), *Modern Approaches to Data Assimilation in Ocean Modeling.* Elsevier, pp. 455.

CUSHMAN-ROISIN, B.; BECKERS, J. 2006, *Introduction to geophysical fluid dynamics: physical and numerical aspects*. Academic Press. 695 p.

DALEY, R., 1991. *Atmospheric Data Analysis.* 3a Edição. Cambridge University Press, New York, 457 p.

DE CUEVAS, B.A., WEBB, D.J., COWARD,A.C., RICHMOND, C.S., E. ROURKE, 1999, “The UK Ocean Circulation and Advanced Modelling Project (OCCAM)”. In: Allan, M.F. Guest, A.D. Simpson, D.S. Henty, D.A. Nicole (Eds) Plenum Press. *High Performance Computing, Proceedings of HPCI Conference 1998*.

DYKE, P. 1996. *Modelling Marine Processes*. Prentice Hall, London.

EVANS, D. L. & SIGNORINI, S. S. 1985. “Vertical structure of the Brazil Current”. *Nature*, v. 315, n. 6014, pp. 48-50.

EZER, T.; MELLOR, G. L. 1994, “Diagnostic and prognostic calculations of the North Atlantic circulation and sea level using a sigma coordinate ocean model”, *J. Geophys. Res.,* 99(C7), pp. 14,159-14,171.

EZER, T. & MELLOR, G. L. 1997, “Data assimilation experiments in the Gulf Stream region: How useful are satellite-derived surface data for nowcating the subsurface fields?” *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 14, pp. 1379-1391.

EZER, T., ARANGO, H.; SHCHEPETKIN, A. F. 2002, “Developments in terrain-following ocean models: intercomparisons of numerical aspects”, *Ocean Modelling*, 4, pp 249-267.

FAN, S., L-Y. OEY, AND P. HAMILTON, 2004, “Assimilation of drifter and satellite data in a model of the Northeastern Gulf of Mexico.” *Continental Shelf Research*, 24(9), pp 1001-1013.

FERNANDES, A. M. 2001, *Dinâmica baroclínica da Corrente do Brasil na região sudeste*. Dissertação de Mestrado. IO-USP. 108 p.

FERNANDES, F. P. A. 2005, *Modelos teóricos paramétricos do sistema Corrente do Brasil*. Dissertação de Mestrado, Instituto Oceanográfico - Universidade de São Paulo, 84 p.

FLATHER, R. A. 1976, “A tidal model of the north-west European continental shelf.” *Mem. Soc. R. Sci. Liège*, 6(10), pp 141-164.

FLEMMING, N.C. 2002, “Strategic planning for operational oceanography”, In: Pinardi, N. and Woods, J. eds. *Ocean forecasting: conceptual basis and applications*, Berlin, Springer-Verlag, pp. 1-17.

FRAGOSO, M. R. 2004. *Um Modelo Numérico da Circulação Oceânica para as Bacias Leste e Sudeste do Brasil*. Tese de Doutorado, COPPE/Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 173 pp.

FRAGOSO, M.R., 1999. *Estudo Numérico da Circulação Marinha da Região das Baías de Sepetiba e Ilha Grande (RJ).* Dissertação de Mestrado, Universidade de São Paulo, São Paulo. 112p.

GANGOPADHYAY, A. & ROBINSON, A. R. 1997. “Circulation and dynamics of the western north Atlantic. III. Forecasting the meanders and rings”, *J. Atmos. Oceanic Technol*., 14 (6), pp 1352-1365

GANGOPADHYAY, A.; ROBINSON, A. R. 2002, “Feature-oriented regional modeling of oceanic fronts”, *Dynamics of Atmospheres and Oceans*, 36. pp 201-232.

GANGOPADHYAY, A., ROBINSON, A. R.; ARANGO, H. G. 1997, “Circulation and dynamics of the western north Atlantic. I. Multiscale feature models.” *J. Atmos. Oceanic Technol.*, 14 (6), pp 1314-1332.

GANGOPADHYAY, A., ROBINSON, A. R., HALEY, P. J., LESLIE, W. G., LOZANO, C. J., BISAGNI, J. J.; YU, ZHITAO. 2003, “Feature-oriented regional modeling and simulations in the Gulf of Maine and Georges Bank.” *Continental Shelf Research,* 23. pp 317-353.

GARFIELD, N. 1988. “Surface characteristics of the Brazil Current.” *EOS Transactions*, 69(42): 1237.

GARFIELD, N. 1990. *The Brazil Current at subtropical latitudes.* Ph.D. Thesis, University of Rhode Island, 121 pp.

GHILL, M.; MALANOTTE-RIZZOLI, P. 1991, “Data assimilation in meteorology and oceanography.” *Advances in Geophysics*, 33. pp 141-266.

GLENN, S. M.; ROBINSON, A. R. 1995. “Validation of an operational Gulf Stream forecasting model”. In: *Qualitative Skill Assessment for Coastal Models*, AGU Estuarine/Coastal series, 47, pp 469-499.

GODOI, S. S. 2005. *Dinâmica quase-geostrófica do sistema Corrente do Brasil no embaiamento de São Paulo (23,5º-27ºS)*. Tese de Doutorado. Insituto Oceanográfico – USP, São Paulo. 133p.

GODOI, S. S.; SILVEIRA, I. C. A.; FRANCISCO, C. P. F.; SCHMIDT, A. C. K.; MATTOS, R. A. 2006. “The baroclinic structure of the Brazil Current system in the São Paulo Bight.” In: *Proceedings of 8 ICSHMO*, Foz do Iguaçu, Brasil. INPE. pp 1265-1268.

GONÇALVES, J. E. 1993. *Estrutura termohalina, campos de velocidade e transportes geostróficos da Corrente do Brasil entre Rio de Janeiro (RJ) e Iguape (SP)*. Dissertação de Mestrado. Instituto Oceanográfico, Universidade de São Paulo. 98p.

GRIFFIES, S. M.; BONING, C.; BRYAN, F. O.; CHASSIGNET, E. P; GERDES, R.; HASUMI, H.; HIRST, A.; TREGUIER, A.; WEBB, D. 2000, “Developments in ocean climate modeling”, *Ocean Modelling* 2, pp 123-192.

GWILLIAM, C.S. 1995, “The OCCAM Global Ocean Model.” In: *Coming of Age (The Proceedings of the Sixth ECMWF Workshop on the use of Parallel Processors in Meteorology)*, World Scientific, pp: 446-454.

HANEY, R. L., 1990, “On the pressure gradient force over steep topography in sigma coordinate ocean models.” *J. Phys. Oceanogr.*, 21, pp. 610-619

HARARI, J.; CAMARGO, R. 1997, “Simulação da circulação de maré na região costeira de Santos (SP) com modelo numérico hidrodinâmico”, *Pesquisa Naval*, 10, pp. 173-188.

HOLLAND, W. R.; MALANOTTE-RIZZOLI, P. 1989, “Assimilation of altimeter data into an ocean circulation model: space versus time resolution studies.” *Journal of Physical Oceanography*, 19. pp 1507-1534.

HOLLAND, W. R.; CAPOTONDI, A. 1996, “Recent developments in prognostic ocean modeling”. In: P. Malanotte-Rizzoli (Editor), *Modern Approaches to Data Assimilation in Ocean Modeling.* Elsevier, pp. 455.

HOLLAND, W. R.; ZLOTNICKI, V.; FU, L. L. 1991, “Modelled time-dependent flow in the Agulhas Retroflection region as deduced from altimeter data assimilation.” *S. Afr. J. Mar. Sci.*, 10, pp 407-427.

JOHANNESSEN, O. M.; SANDVEN, S.; JENKINS, A. D.; DURAND, D.; PETTERSSON, L. H.; ESPEDAL, H.; EVENSEN, G.; HAMRE, T. 2000, “Satellite earth observation in operational oceanography” *Coastal Engineering* 41, pp 155-176.

JOHNS, W. E. 1988, “One-dimensional baroclinically unstable waves on the Gulf Stream potential vorticity gradient near Cape Hatteras.” *Dyn. Atmos. Oceans*, 11. pp 323-350.

KALNAY, E., 2003. Atmospheric modeling, data assimilation and predictability. Cambridge University Press, Cambridge, UK. 341p.

KILLWORTH, P. D.; DIETERICH, C.; LE PROVOST, C.; OSCHILES, A.; WILLEBRAND, J. 2001, “Assimilation of altimetric data and mean sea surface height into an eddy-permitting model of the North Atlantic” *Progress in Oceanography* 48, pp 313-335.

LE TRAON, P.Y. 2002, “Satellite Oceanography for Ocean Forecasting” In: Pinardi, N. and Woods, J. eds. *Ocean forecasting: conceptual basis and applications*, Berlin, Springer-Verlag, pp. 19-36.

LEITE, J. B. A. 1983. *Estudo da variação temporal de temperatura e salinidade, do sistema de correntes e sua estabilidade numa área de ressurgência*. Dissertação de Mestrado. Instituto Oceanográfico, Universidade de São Paulo. 178p.

LEMOS, C. F.; CALBETE, N. O. 1996, “Sistemas frontais que atuaram no litoral do Brasil (período 1987-1995)”, Climanálise especial, 11, pp 131-134.

LIMA, J. A. M. 1997. *Ocean circulation on the Brazilian shelf break and continental slope at 22ºS*. Ph.D. thesis. University of New South Wales, Australia. 164 p.

LIMA, J.A.M, TORRES, A.R.T., FRAGOSO, M.R. & MEHDI, N. 2001, “Oil Spill Study at Baia de Guanabara, Brazil”. In: *Proceedings of OMAE 2001* 20th International Conference on Offshore Mechanics and Arctic Engineering 3rd - Rio de Janeiro, Brazil.

LORENZZETTI, J. A.; STEVENSON, M. R.; SILVA JR., C. L.; SOUZA, R. B. 1994, "Behaviour of a semi-permanent eddy as observed from AVHRR images and WOCE drifters". In: *Abstracts from the Symposium: The South Atlantic – present and past circulation*. Bremen, Germany, 15-19 August 1994. Berichte, Fachbereich Geowissenschaften, Universitat Bremen, n 52, p 83-84.

LUEDEMANN, E. F. 1971, "Studies with drift bottles in the region off Cabo Frio". In: *Fertility of the sea*., v1, Ed: COSTLOW JUNIOR, J. D.. Gordon & Breach, London, 267-283.

MALANOTTE-RIZZOLI, P.; E. TZIPERMAN, 1995, "The Oceanographic Data Assimilation Problem: Overview, Motivation and Purposes." In: P. Malanotte-Rizzoli (Editor), *Modern Approaches to Data Assimilation in Ocean Modeling.* Elsevier, pp. 455.

MALANOTTE-RIZZOLI, P.; FUKUMORI, I.; YOUNG, R. E. 1996, "A methodology for the construction of a hierarchy of Kalman Filters for nonlinear primitive equation models". In: P. Malanotte-Rizzoli (Editor), *Modern Approaches to Data Assimilation in Ocean Modeling.* Elsevier, pp. 455.

MALANOTTE-RIZZOLI, P.; YOUNG, R. E. 1992, "Can localized clusters of velocity data be useful for data assimilation?" *Dyn. Atmos. Oceans*, 17(1), pp 23-62.

MASCARENHAS JR., A. DS., MIRANDA, L. B., Y ROCK, N. J., 1971, "A study of the oceanographic conditions in the region of Cabo Frio." *Fertility in the Sea*, Gordon & Breach, vol. 1, pp. 285-308.

MATSUURA, Y. 1975, "A study of surface currents in the spawning area of Brazilian sardine." *Bolm. Inst. Oceanogr*., São Paulo 24(1), pp 31-44.

MELLOR, G. L.; T. EZER, 1991, "A Gulf Stream model and an altimetry assimilation scheme," *J. Geophys. Res*, 96, pp. 8779-8795

MELLOR, G. L., 2004. "User's Guide for a three-dimensional, primitive equation, numerical ocean model". *Atmos. And Oceanic Sci. Program*, Priceton University, Princeton, N. J., USA.

MELLOR, G.L.; YAMADA, T. 1982, "Development of a turbulent closure model for geophysical fluid problems". *Rev. Geophys.*, 20, pp. 851-875.

MIRANDA, L. B.; CASTRO FILHO, B. M. 1979, "Aplicação do diagrama T-S estatístico volumétrico à análise de massas de água da Plataforma Continental do Rio Grande do Sul." *Bolm. Inst. Oceanogr*., São Paulo, v.28, n.1, pp.185-200.

MIRANDA, L.B., 1982, *Análise de massas de água da plataforma continental e da região oceânica adjacente: Cabo de São Tomé (RJ) a Ilha de São Sebastião (SP)*, Tese de Livre Docência, Universidade de São Paulo, São Paulo.

MONTEREY, G.I., WITT, L. D.; SCHWING, F. B. 1999, "Seasonal to interdecadal variability of the North Pacific circulation based on the climatological observed data and the Princeton Ocean Model." *Report PG-99-01*, Pacific Fisheries Enviromental Laboratory.

MOORE, A. M.; COOPER, N. S.; ANDERSON, D. L. T. 1987, "Initialization and data assimilation in models of the Indian Ocean." *J. Phys. Oceanogr.*, 17, pp 1965-1977.

MOREIRA, J. R. G. B. 1997, *Correntes na plataforma externa e talude ao largo de Santos: observações no verão de 1993*. Dissertação de mestrado. Instituto Oceanográfico da Universidade de São Paulo, SP, 214 pp.

MÜLLER, T. J., IKEDA, Y., ZANGENBERG, N., NONATO, L. V. 1998, "Direct measurements of the western boundary currents between 20ºS and 28ºS." *Journal of Geophysical Research*, 103 (C3), pp 5429-5543.

NIELSEN-GAMMON, J. W., 2004. "Performance evaluation of profiler nudging in the MM5 meteorological model." In: *Report to the Texas Environment Research Consortium and to the Texas Commission on Environmental Quality*. 26 p.

NIMER, E. 1989. *Climatologia do Brasil*. 2 ed. IBGE. Departamento de Recursos Naturais e Estudos Ambientais. Rio de Janeiro. 422 p.

PACHECO, P. S.; TANAJURA, C. A. S.; CÁRDENAS, J. W. 2006, "Temperature and salinity data assimilation experiments in the Tropical Atlantic with MOM3". In: *Proceedings of 8 ICSHMO*, Foz do Iguaçu, Brasil. INPE. pp 1265-1268.

PALMA, E.D., MATANO, R.P., 1998, "On the implementation of passive open boundary conditions for a general circulation Model: the barotropic mode." *J. Geophys. Res*. 103, 1319-1341.

PANOFSKY, H.A., 1949. "Objective Weather-Map Analysis." *Journal of Meteorology*, 6: 386-392.

PAULA, A. C., CALADO, L., SILVEIRA, I. C. A. & CIRANO, M. 2004. "A origem da Corrente do Brasil." In: *Simpósio Brasileiro de Oceanografia*, São Paulo.

PEDLOSKY, J. 1979, *Geophysical Fluid Dynamics*. Springer, New York. 624 p.

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

PINARDI N. & WOODS, J. 2002, “Preface” In: Pinardi, N. and Woods, J. eds. *Ocean forecasting:conceptual basis and applications*, Berlin, Springer-Verlag.

PINARDI, N., ROSATI, A., PACANOWSKI, R. C. 1995, “The sea surface pressure formulation of rigid lid models. Implications for altimetric data assimilation studies.” *J. Mar. Syst*., 6, pp 109-119.

REID, J. L. 1989, “On the total geostrophic circulation of the South Atlantic Ocean: flow patterns, tracers and transports.” *Progress in Oceanography*, 23:149-244.

REZENDE, J. H. M. 2003. *Intrusões da Água Central do Atlântico Sul na Plataforma Continental Sudeste Durante o Verão*. Tese de Doutorado, Instituto Oceanográfico - Universidade de São Paulo, 119 pp.

RICHARDSON, L. F., 1922. *Weather prediction by numercial process.* Cambridge University Press, Cambridge.

ROBINSON, R. A., ARANGO, H. G., WARN-VARNAS, A., LESLIE, W., MILLER, A. J., HALEY, P. J., LOZANO, C. J. 1996, “Real-time regional forecasting”. In: P. Malanotte-Rizzoli (Editor), Modern Approaches to Data Assimilation in Ocean Modeling. Elsevier, pp. 455.

RODRIGUES, R.R.; LORENZZETTI, J. A. 2001, “A numerical study of the effects of bottom topography and coastline geometry on the Southeast Brazilian coastal upwelling.” *Continental Shelf Research*, Dorchester, 21, n. 4, pp. 371-394.

RODRIGUES, R.R., 1997*. Um estudo numérico da ressurgência costeira de Cabo Frio (RJ).* Dissertação de Mestrado, Universidade de São Paulo, São Paulo.

SAUNDERS, P.; COWARD, A., DE CUEVAS, B., 1999, “Circulation of the Pacific Ocean seen in a global ocean model (OCCAM)”*. J. Geophys. Res*., 104, C8, pp 18281-18299.

SCHMID, C.; SCHAFER, H.; PODESTA, G. & ZENK,W. 1994, “The Victoria eddy and its relation to the Brazil Current.” *Journal of Physical Oceanography*, 25, pp 2532-2546.

SIGNORINI, S. R. 1976, “Contribuição ao estudo da circulação e do transporte de volume da Corrente do Brasil entre o Cabo de São Tomé e a Baía de Guanabara.” *Bolm. Inst. Oceanogr*. São Paulo, 25, pp 157-220.

SIGNORINI, S. R., 1978, “On the circulation and the volume transport of the Brazil Current between São Tomé and Guanabara Bay”, *Deep-Sea Research*, 25, pp. 481-490.

SIGNORINI, S. R.; MIRANDA, L. B.; EVANS, D. L.; STEVENSON, M. R., INOSTROZA, H. M. 1989, “Corrente do Brasil: estrutura térmica entre 19º e 25ºS e circulação geostrófica.” *Bolm. Inst. Oceanogr.*, São Paulo, 37, 33-49.

SILVEIRA, I. C. A. da, CALADO, L., CASTRO, B. M., CIRANO, M., LIMA, J. A. M., MASCARENHAS, A. da S., 2004, “On the baroclinic structure of the Brazil Current-Intermediate Western Boundary Current system at 22º-23ºS.” *J. Geophys. Res.*, 31, pp 14308:14311.

SILVEIRA, I. C.A. DA; A. K. SCHMIDT; E.J.D. CAMPOS; S. S. DE GODOI; Y. IKEDA, 2000, “A Corrente do Brasil ao Largo da Costa Leste Brasileira.” *Rev. Bras. Oceanogr.*, 48(2), pp. 171-183.

SMAGORINSKY, J. 1963, “General circulation experiments with the primitive equations,I,The basic experiment.” *Monthly Weather Review*,91, pp. 99—164.

SMEDSTAD, O. M. & FOX, D. N. 1994, “Assimilation of altimeter data in a 2-layer primitive equation model of the Gulf Stream.” *J. Phys. Oceanogr.* 24, pp 305-325.

SOARES, I. D. 2003. *The Southern Brazilian Shelf Buoyancy-Driven Currents*. Tese de Doutorado. Universidade de Miami, Miami, Florida,USA.

SOMMERFELD, A. 1949, “Partial Differential Equations”. *Lect. Theoret. Phys*. 6. Academic, San Diego.

SOUZA, F. A. G.; SANTOS, F. A.; FILHO, L. S. B.; ALVES, A. M. V.; SILVA, A. S. & GOUVEIA, A. C. 1999, “Correntes, massa d’água e meteorologia próximo à estação de tratamento de efluentes de Cabiúnas – RJ”. In: *Resumos expandidos da XII Semana Nacional de Oceanografia*. Rio de Janeiro, RJ, pp 223-225.

SOUZA, J. M. A. Z. 2003, *A Modelagem Computacional como Ferramenta na Prevenção e Combate a Derrames de Óleo no Mar – Estudo de Caso para o Complexo Estuarino de Paranaguá*. Dissertação de Mestrado, COPPE – Programa de Planejamento Energético. Universidade Federal do Rio de Janeiro. 124p.

SPALL, M. A. 1996, “Dynamics of the Gulf Stream/Deep Western Boundary Current crossover. Part II: low-frequency internal oscillations.” *J. Phys. Oceanogr.*, 26(10), pp 2169-2182.

STECH, J. L.; LORENZZETTI, J. A. 1992, “The response of the south Brazil Bight to the passage of wintertime cold fronts.” *J. Geophysical Research*, 97 (66), pp 9507-9520.

STEVENSON, M. R.; SOUZA, R. B. 1994. “Recirculation of the Brazil Current south of 20ºS”. In: *South Western Atlantic Physical Oceanography Workshop*. Abstracts. São Paulo, Brasil, p 63.

STEVENSON, M. R. 1996. “Recirculation of the Brazil Current south of 23ºS.” *WOCE Newsletter*, 22, pp 30-32.

STEVENSON, M. R.; LORENZZETTI, J. A. 1996, “Use of the S-transform for obtaining spectra from drifter time series”. *International WOCE Newsletter 146/96*, pp 14-17.

STRAMMA, L.; ENGLAND, M. 1999. “On the water masses and mean circulation of the South Atlantic Ocean.” *J. Geophys. Res.*, 104(C9), pp 20863-20883.

THOMSEN, H. 1962, “Massas de água características do oceano Atlântico.” *Rel. Serv. Hidrogr. Naval* 632, pp 1-22.

TORRES JR., A.R., 1995, *Resposta da ressurgência costeira de Cabo Frio a forçantes locais*. Dissertação de Mestrado, COPPE/Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 143 pp.

VERRON, J. 1992, “Nudging satellite altimeter data into quasi-geostrophic ocean model.” *Journal of Geophysical Research*, 97, pp 7479-7491.

WANG, J., 2001. “A nowcast/forecast system for coastal ocean circulation (NFSCOC) with a simple nudging data assimilation.” *J. Atmos. Oceanic Tech.* 18(6), pp. 1037-1047.

WEBB, D.; DE CUEVAS, B. & COWARD, A., 1998, “The first main run of the OCCAM Global Ocean Model”. Southampton Oceanography Centre, Internal document no. 34.

ZAVATARELLI, M. 1999. “On The Specification of MOM Data on POM Open Boundaries”. In: *MFSPP-WP6 – Meeting*, - Fevereiro de 1999 – Atenas, Grécia.